



UCAM

UNIVERSIDAD CATÓLICA
DE MURCIA

ESCUELA INTERNACIONAL DE DOCTORADO Programa de Doctorado en Urbanismo

Análisis comparativo de modelos agregados de
balance hídrico en la España peninsular y su
sensibilidad a la incertidumbre climática.

Autor:

Francisco José Segura Méndez

Directores:

Dr. D. Javier Senent Aparicio

Dr. D. Julio Pérez Sánchez

Dr. D. David Pulido Velázquez

Murcia, mayo de 2017



UCAM

UNIVERSIDAD CATÓLICA
DE MURCIA

ESCUELA INTERNACIONAL DE DOCTORADO Programa de Doctorado en Urbanismo

Análisis comparativo de modelos agregados de
balance hídrico en la España peninsular y su
sensibilidad a la incertidumbre climática.

Autor:

Francisco José Segura Méndez

Directores:

Dr. D. Javier Senent Aparicio

Dr. D. Julio Pérez Sánchez

Dr. D. David Pulido Velázquez

Murcia, mayo de 2017



UCAM
UNIVERSIDAD CATÓLICA
DE MURCIA

AUTORIZACIÓN DE LO/S DIRECTOR/ES DE LA TESIS
PARA SU PRESENTACIÓN

El Dr. D. Javier Senent Aparicio, Dr. D. Julio Pérez Sánchez y el Dr. D. David Pulido Velázquez como Directores de la Tesis Doctoral titulada “Análisis comparativo de modelos agregados de balance hídrico en la España peninsular y su incertidumbre climática” realizada por D. Francisco José Segura Méndez en el Departamento de Ciencias Politécnicas, **autorizan su presentación a trámite** dado que reúne las condiciones necesarias para su defensa.

Lo que firmamos, para dar cumplimiento al Real Decreto 99/2011, 1393/2007, 56/2005 y 778/98, en Murcia a 30 de mayo de 2017.

Fdo. Javier Senent Aparicio

Fdo. Julio Pérez Sánchez

Fdo. David Pulido Velázquez

RESUMEN

Los modelos de balance hídrico son un factor clave en la gestión del agua. La simplicidad de los modelos agregados permite la estimación de los recursos hídricos sin necesidad de información espacial que en muchos casos no pudiera alcanzarse. Para evaluar la respuesta hidrológica de un sistema, es indispensable la elaboración de algún tipo de esquema, mediante el cual se pueda representar de forma simplificada un sistema real; en otras palabras: un modelo

El presente estudio se realizó para comparar seis modelos de balance hídrico agregados a escala mensual en la España peninsular, atendiendo a su diversidad climática. El período estudiado comprende 34 años (1977-2010). Se han asumido tres años para el calentamiento, 15 años (1980-1995) en la calibración de los modelos y 15 años (1995-2010) para la validación del mismo. Los modelos seleccionados han sido Témez, ABCD, GR2M, AWBM, GUO5P (5 parámetros) y Thornthwaite-Mather. Asimismo, se han aplicado seis estadísticos para comparar los resultados de los modelos: coeficiente de eficiencia del modelo de Nash-Sutcliffe (NSE), desviación cuadrática media (RMSE), coeficiente de correlación de Pearson (R), porcentaje de sesgo (PBIAS), relación de la desviación estándar de observaciones (RSR) y el error relativo entre volúmenes de caudal observados y simulados (REV). Los modelos hidrológicos demostraron su buen desempeño en regiones húmedas y subhúmedas. Cuanto más húmedas son las cuencas mejores resultados se han obtenido en la modelización. En cambio, cuanto más secas son estas, peor ajuste presenta la simulación realizada. El modelo de Témez obtuvo los peores resultados en las regiones secas subhúmedas y semiáridas y las estimaciones de GUO5P arrojaron volúmenes con un error por debajo del 10% a pesar de los resultados insatisfactorios según la clasificación de Bressiani. La clasificación de Bressiani tiene en cuenta diferentes criterios de comparación y los resultados son una herramienta importante en las decisiones de gestión del agua. Además de conocer el ajuste del modelo, es esencial cuantificar el margen de error en el volumen total de escorrentía usando el estadístico REV. El coeficiente de correlación de Pearson es poco útil en la selección del modelo, pero puede ser útil en el análisis de debilidades de los modelos.

El carácter incierto de la hidrología ha planteado muchas cuestiones relacionadas con la evaluación de la incertidumbre. Atendiendo a la incertidumbre existente en la modelización hídrica se pueden distinguir tres tipos: la incertidumbre propia de las variables hidrológicas observadas, los parámetros del modelo y la estructura del modelo. Para el desarrollo de esta tesis se ha analizado la incertidumbre de los datos climáticos en la entrada de los 6 modelos citados anteriormente, usando la clasificación de Bressiani. La incertidumbre climática ha sido simulada en cuatro cuencas representativas de los principales grupos climáticos peninsulares en el periodo de simulación 1979-2007. Esta incertidumbre se ha evaluado en base al comportamiento de los modelos de balance hídrico a partir de datos climáticos (precipitación y ETP Hargreaves) de diferentes fuentes climáticas (AEMET, SIMPA, Spain02, CFSR). Además, se ha evaluado el comportamiento de los 6 modelos a partir de la precipitación obtenida de las diversas fuentes climáticas junto a la ETP del modelo SIMPA. Los resultados obtenidos del análisis de la incertidumbre climática en los modelos de balance hídrico demuestran igualmente que los modelos presentan mejor ajuste en las cuencas lluviosas y menos áridas y viceversa. De igual modo se observa que los datos obtenidos del modelo climático CFSR son los que peor ajustan los modelos de balance hídrico simulados.

Por lo tanto, para la obtención de una buena simulación en un modelo de balance hídrico agregado a escala mensual en la España peninsular, es necesario modelizar con diferentes fuentes de datos en cuanto a precipitación se refiere, al igual que con diferentes tipos de modelos de balance hídrico para obtener el mejor ajuste para las cuencas objeto de modelización.

Palabras clave: cuenca; modelos agregados; balance hídrico; comparación de modelos; España peninsular, medidas de bondad de ajuste; incertidumbre climática.

ABSTRACT

Water balance models are a key factor in water management. The simplicity of lumped models allows the estimation of water resources without the need for spatial information that could not be achieved in many cases. In order to evaluate the hydrological response of a system, it is indispensable to elaborate some type of scheme, through which a real system can be represented in a simplified way; In other words: a model

The present study was conducted to compare six water balance models aggregated monthly in peninsular Spain, taking into account their climatic diversity. The period studied comprises 34 years (1977-2010). Three years were assumed as model warm-up period, 15 years (1980-1995) in the calibration of the models and 15 years (1995-2010) for the validation of the same. The selected models have been Témez, ABCD, GR2M, AWBM, GUO5P (5 parameters) and Thornthwaite-Mather. In addition, six statistics were applied to compare the results of the models: Nash–Sutcliffe model efficiency coefficient (NSE), Root-mean-square deviation (RMSE), Pearson's correlation coefficient (R), percent bias (PBIAS), RMSE-observations standard deviation ratio (RSR) and the relative error between observed and simulated runoff volumes (REV). Lumped models proved their good performance in humid and sub-humid regions. The more humid the watersheds are, the better results have been obtained in modeling. In contrast, the drier these are, the worse the simulation is presented. Témez model obtained the worst results in dry sub-humid and semi-arid regions and the GUO5P estimates run off volumes with an error below 10% despite the unsatisfactory results according to the Bressiani classification. The Bressiani classification takes into account different criteria for comparison and the results are an important tool in water management decisions. In addition to knowing the fit of the model, it is essential to quantify the margin of error in the total runoff volume using the REV statistic. Pearson's correlation coefficient is of little use in model selection, but may be useful in analyzing model weaknesses.

The uncertain nature of hydrology has raised many questions related to the assessment of uncertainty. Considering the uncertainty in water modeling, three types can be distinguished: the uncertainty of the observed hydrological variables,

the parameters of the model and the structure of the model. For the development of this thesis we have analyzed the uncertainty of the climatic data in the entry of the 6 models mentioned above, using the Bressiani classification. Climatic uncertainty has been simulated in four representative basins of the main peninsular climatic groups in the simulation period 1979-2007. This uncertainty has been evaluated based on the behavior of the water balance models from climatic data (precipitation and ETP Hargreaves) from different climatic sources (AEMET, SIMPA, Spain02, CFSR). In addition, the behavior of the 6 models was evaluated from the precipitation obtained from the different climatic sources together with the ETP of the SIMPA model. The results obtained from the analysis of the climatic uncertainty in the water balance models also show that the models present better adjustment in the rainy and less arid basins and vice versa. It is also observed that the data obtained from the CFSR climate model are the ones that adjust the simulated water balance models worse.

Therefore, to obtain a good simulation in a water balance model added on a monthly scale in mainland Spain, it is necessary to model with different data sources as far as precipitation is concerned, as with different types of models Water balance to obtain the best fit for the modeling basins.

Keywords: basin; Aggregated models; hydric balance; model comparison; Spain peninsular, measures of goodness of fit; Climatic uncertainty.

*"El agua es el elemento y principio de las cosas".
Tales de Mileto (625-546 a.C.).*

ÍNDICE

AUTORIZACIÓN DE LOS DIRECTORES	
RESUMEN	
CITA	
ÍNDICE	
GLOSARIO DE ACRÓNIMOS	
I – INTRODUCCIÓN.....	27
1.1. Objetivos.....	30
1.1. Estructura del documento.....	31
II – ESTADO DEL ARTE.....	35
2.1. MODELOS DE BALANCE HÍDRICO.....	36
2.2. INCERTIDUMBRE.....	45
III – ZONA DE ESTUDIO.....	53
3.1 Relieve.....	55
3.2. Clima.....	58
3.3. Hidrogeología.....	67
IV - MATERIAL Y MÉTODO.....	75
4.1. Datos base utilizados.....	75
4.1.1. Datos climáticos. SIMPA.....	75
4.1.2. Datos climáticos. Spain02.....	82
4.1.3. Datos climáticos. CFSR.....	86
4.1.4. Datos climáticos. Estaciones AEMET.....	89
4.1.5. Datos foronómicos y espaciales.....	92
4.2. Modelos de balance hídrico agregados a escala mensual.....	96
4.2.1. Modelo abcd.....	103
4.2.2. Modelo AWBM.....	106
4.2.3. Modelo GR2M-1994(GR4-1994).....	108
4.2.4. Modelo de GUO5P.....	111
4.2.5. Modelo de Témez.....	114
4.2.6. Modelo de Thornthwaite-Mather.....	119
4.3. Incertidumbre.....	122

4.3.1. Sensibilidad de los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual a la incertidumbre de los datos climáticos.	123
4.3.2. Sensibilidad de los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual a la incertidumbre de la precipitación.	125
V – RESULTADOS Y DISCUSIÓN.	129
5.1. Datos Climáticos.....	130
5.2 Modelos de balance hídrico agregados a escala mensual.	134
5.3. Incertidumbre.	151
5.3.1. Sensibilidad de los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual a la incertidumbre de los datos climáticos.	151
5.3.2. Sensibilidad de los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual a la incertidumbre de la precipitación.	160
VI – CONCLUSIONES.....	171
VII –LIMITACIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN.....	177
VIII – REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	181

GLOSARIO DE ACRÓNIMOS

- A: Área
- AEMET: Agencia Estatal de Meteorología
- AND: Andoain
- BEG: Begonte
- BOL: Río Bolulla en Callosa de Ensarria
- CEDEX: Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas
- CFSR: Climate Forecast System Reanalysis
- COT: Coterillo
- CUE: Garganta Cuernacabras
- ET: Evapotranspiración
- ETP: Evapotranspiración potencial
- ETR: Evapotranspiración real
- Ex: Excedente
- G: Almacenamiento subterráneo
- GAR: Garganta Gargüera
- GIS: Geographic Information System
- HOY: Hoyos del Espino
- I: Infiltración
- IMIDA: Instituto Murciano de Investigación y Desarrollo Agrario y Alimentario
- JUB: Jubera
- KT: Coeficiente empírico de ETP Hargreaves
- LEM: Lemona
- MAPAMA: Ministerio de Agricultura y Pesca. Alimentación y Medio Ambiente

- MDT: Modelo Digital del Terreno
- NCAR: National Center for Atmospheric Research
- NCEP: National Centers for Environmental Prediction
- NSE: Coeficiente Nash-Sutcliffe
- P: Precipitación
- PBIAS: Sesgo porcentual
- PNOA: Plan Nacional de Ortofotografía Aérea
- PNUMA: Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente
- PRI: Priego (Escabas)
- PUE: Puenteareas
- Q: Escorrentía total
- Qg: Escorrentía subterránea
- Qobs: Caudal observado
- Qs: Escorrentía directa
- Qsim: Caudal simulado
- R: Recarga
- Ra: Radiación extraterrestre
- REDAREX: Red de Asesoramiento al Regante de Extremadura
- RMSE: Error cuadrático medio
- ROEA: Red Oficial de Estaciones de Aforo
- Rs: Radiación solar incidente
- RSR: Relación de la desviación estándar de observaciones
- RVA: Río Vallehermoso en Camarenilla
- S: Almacenamiento superficial
- SEG: Río Segura
- SIA: Sistema Integrado de Información del Agua
- SIAR: Servicio Integral de Asesoramiento al Regante de Castilla La-Mancha
- SIMPA: Sistema Integrado para la Modelización de la Precipitación-Aportación

- Spain02: Conjunto de datos de precipitación y temperatura de alta resolución
- T: Temperatura media
- TAM: Río Tamuja
- Tmax: Temperatura máxima
- Tmin: Temperatura mínima
- TRE: Trevías
- UNEP: United Nations Environmental Programme

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. CICLO DEL AGUA CON BALANCE PROMEDIO GLOBAL ANUAL EN UNIDADES RELATIVAS DE UN VALOR DE 100 PARA LA TASA DE PRECIPITACIÓN TERRESTRE.	37
FIGURA 2. CLASIFICACIÓN DE LOS MODELOS HIDROLÓGICOS DE ACUERDO CON LA FORMA, ALEATORIEDAD Y VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS FENÓMENOS HIDROLÓGICOS.	41
FIGURA 3. DISTRIBUCIÓN DE LAS CUENCAS OBJETO DEL ESTUDIO.	55
FIGURA 4. RED DE DRENAJE Y MDT POR CUENCA OBJETO DE TESIS.	58
FIGURA 5. CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA DE KOPPÉN EN LAS CUENCAS OBJETO DE LA TESIS.	60
FIGURA 6. CLIMOGRAMAS DE LAS CUENCAS ESTUDIADAS. PERIODO OCT. 1980- SEP. 2010.	62
FIGURA 7. ÍNDICE DE ARIDEZ (UNEP) EN LA ESPAÑA PENINSULAR. PERIODO 1980-2010.	65
FIGURA 8. DEMARCACIÓN HIDROGRÁFICA E HIDROLOGÍA EXISTENTE EN NUESTRAS CUENCAS OBJETO DE TESIS.	68
FIGURA 9. IBERIA SILÍCEA EN LA ZONA DE ESTUDIO.	70
FIGURA 10. IBERIA CALIZA EN LA ZONA DE ESTUDIO.	71
FIGURA 11. IBERIA ARCILLOSA EN LA ZONA DE ESTUDIO.	72
FIGURA 12. ESQUEMA MODELO SIMPA.	77
FIGURA 13. GRÁFICOS DE LOS ESTADÍSTICOS BÁSICOS, DE LAS CUENCAS OBJETO DE LA TESIS DOCTORAL.	80
FIGURA 14. PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL 1980-2010 DE LAS CUENCAS OBJETO DE LA TESIS.	81
FIGURA 15. ETP MEDIA MENSUAL 1980-2010 DE LAS CUENCAS OBJETO DE LA TESIS.	82
FIGURA 16. PROCESO ELABORACIÓN SPAIN02.	84

FIGURA 17. EVOLUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL MEDIA EN MM, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE Y TRE.	85
FIGURA 18. EVOLUCIÓN DE LA ETP MENSUAL MEDIA EN MM, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE Y TRE.	85
FIGURA 19. DISTRIBUCIÓN DE ESTACIONES CLIMATOLÓGICAS DEL CFSR, JUNTO A CUENCAS OBJETO DE TESIS.	87
FIGURA 20. EVOLUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL MEDIA EN LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE Y TRE EN MM.	88
FIGURA 21. EVOLUCIÓN DE LA ETP MENSUAL MEDIA EN LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE Y TRE EN MM.	89
FIGURA 22. EVOLUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN MENSUAL MEDIA EN LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE Y TRE EN MM.	91
FIGURA 23. EVOLUCIÓN DE LA ETP MENSUAL MEDIA EN LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE Y TRE EN MM.	92
FIGURA 24. PROMEDIO MENSUAL DE AFOROS CEDEX. PERIODO 1977-2010.	95
FIGURA 25. DELIMITACIÓN CUENCA BOL A PARTIR DE LA ESTACIÓN DE AFOROS DEL CEDEX Y EL MTN25.	95
FIGURA 26. ESQUEMA DEL MODELO ABCD.	104
FIGURA 27. ESQUEMA DEL MODELO AWBM.	107
FIGURA 28. ESQUEMA DEL MODELO GR2M-1994.	110
FIGURA 29. ESQUEMA DEL MODELO GUO5P.	112
FIGURA 30. ESQUEMA DEL MODELO TÉMEZ.	116
FIGURA 31. ESQUEMA DEL MODELO THORNTHWAITE-MATHER.	120
FIGURA 32. COMPARATIVA DE LA EVOLUCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE Y TRE. PERIODO OCT-1979/SEP-2007.	131
FIGURA 33. COMPARATIVA DE R ² P, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE Y TRE. PERIODO OCT-1979/SEP-2007.	132

FIGURA 34. COMPARATIVA DE LA EVOLUCIÓN DE LA ETP PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE Y TRE. PERIODO OCT-1979/SEP-2007.	133
FIGURA 35. COMPARATIVA DE R ² ETP, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE Y TRE. PERIODO OCT-1979/SEP-2007.	134
FIGURA 36. GRÁFICOS DE DISPERSIÓN (QOBS-QSIM HM ³ /MES) PARA EL MEJOR MODELO DE AJUSTE SEGÚN EL COEFICIENTE DE CORRELACIÓN DE PEARSON (R). LA LÍNEA DISCONTINUA ES LA LÍNEA DE REGRESIÓN ESTIMADA Y LA LÍNEA CONTINUA ES EL AJUSTE PERFECTO.	137
FIGURA 37. RESULTADOS NSE PROMEDIO POR CUENCAS Y MODELOS.	139
FIGURA 38. RESULTADOS PBIAS (%) POR CUENCAS Y MODELOS.	140
FIGURA 39. RESULTADOS RSR POR CUENCAS Y MODELOS.	141
FIGURA 40. COMPARATIVA DE QOBS (HM ³ /MES) (LÍNEA AZUL) FRENTE A QSIM (HM ³ /MES) (LÍNEA ROJA) PARA CADA CUENCA A PARTIR DEL MEJOR MODELO DE BALANCE HÍDRICO ANALIZADO.	149
FIGURA 41. ÍNDICE NSE DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	152
FIGURA 42. COMPARATIVA DEL ÍNDICE NSE DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	153
FIGURA 43. ÍNDICE PBIAS DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	154
FIGURA 44. COMPARATIVA DEL ÍNDICE PBIAS DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	154
FIGURA 45. ÍNDICE RSR DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	156
FIGURA 46. COMPARATIVA DEL ÍNDICE RSR DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	156
FIGURA 47. PUNTUACIÓN BRESSIANI DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	157

FIGURA 48. ÍNDICE NSE DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LA PRECIPITACIÓN DE DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS Y ETP SIMPA, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	161
FIGURA 49. COMPARATIVA DEL ÍNDICE NSE DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE PRECIPITACIÓN LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS Y ETP SIMPA, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.....	162
FIGURA 50. ÍNDICE PBIAS DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LA PRECIPITACIÓN DE DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS Y ETP SIMPA, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	163
FIGURA 51. COMPARATIVA DEL ÍNDICE PBIAS DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE PRECIPITACIÓN LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS Y ETP SIMPA, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	164
FIGURA 52. ÍNDICE RSR DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LA PRECIPITACIÓN DE DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS Y ETP SIMPA, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	165
FIGURA 53. COMPARATIVA DEL ÍNDICE RSR DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE PRECIPITACIÓN LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS Y ETP SIMPA, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.....	165
FIGURA 54. ÍNDICE RSR DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LA PRECIPITACIÓN DE DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS Y ETP SIMPA, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	166
FIGURA 55. COMPARATIVA DEL ÍNDICE PBIAS DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE PRECIPITACIÓN LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS Y ETP SIMPA, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	167

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. DATOS BASE DE UBICACIÓN DE LAS CUENCAS DE ESTUDIO.....	54
TABLA 2. ALTITUD Y PENDIENTE MEDIA DE LAS CUENCAS OBJETO DE LA TESIS.....	57
TABLA 3. ÍNDICE DE ARIDEZ UNEP. CLASIFICACIÓN.....	64
TABLA 4. DATOS CLIMÁTICOS Y DE ARIDEZ EN LAS 16 CUENCAS OBJETO DE LA TESIS.	66
TABLA 5. CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO.	69
TABLA 6. ESTADÍSTICOS BÁSICOS DE LAS CUENCAS OBJETO DE ESTUDIO.....	79
TABLA 7. ESTACIONES AEMET SELECCIONADAS.....	90
TABLA 8. DATOS BÁSICOS DE LAS ESTACIONES DE AFOROS DEL CEDEX, PARA CADA CUENCA DEL ESTUDIO.	94
TABLA 9. TABLA DE CRITERIOS DE CALIFICACIÓN GENERALES PARA MODELOS HIDROLÓGICOS.	101
TABLA 10. TABLA DE CRITERIOS DE CALIFICACIÓN GENERALES PARA MODELOS HIDROLÓGICOS.	102
TABLA 11. COEFICIENTE DE CORRELACIÓN (R) OBTENIDO A PARTIR DEL CAUDAL OBSERVADO Y SIMULADO POR LOS MODELOS.	136
TABLA 12. RESULTADOS DE LA CLASIFICACIÓN DE BRESSIANI POR CUENCAS Y MODELOS.....	143
TABLA 13. RESULTADOS ÍNDICES REV (%) POR CUENCAS Y MODELOS.....	144
TABLA 14. RESULTADOS DE LOS MEJORES MODELOS DE BALANCE HÍDRICO POR CUENCA SEGÚN LOS MEJORES RESULTADOS PARA EL CONJUNTO DE CRITERIOS: COEFICIENTE DE CORRELACIÓN DE PEARSON (R), CLASIFICACIÓN DE BRESSIANI Y REV.....	146
TABLA 15. CALIFICACIÓN BRESSIANI DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.....	159
TABLA 16. CALIFICACIÓN BRESSIANI DE LOS MODELOS DE BALANCE HÍDRICO OBTENIDOS A PARTIR DE LA PRECIPITACIÓN DE LAS DIFERENTES FUENTES CLIMÁTICAS, PARA LAS CUENCAS BOL, GAR, PUE, TRE.	168

I - INTRODUCCIÓN

I – INTRODUCCIÓN.

En este primer capítulo se desarrollan la motivación o interés que lleva al desarrollo de la tesis doctoral, objetivos a conseguir con esta investigación y la estructura propia del documento.

El agua es una de las sustancias más importantes de la Tierra, siendo el principal constituyente de los seres vivos, una fuerza que cambia la superficie terrestre, además de ser un factor clave en la climatización de nuestro planeta y en el progreso de la civilización (Chow et al., 1996). Por lo tanto, la importancia del agua para nuestro bienestar está fuera de duda y la dependencia es total. El agua, aunque abundante, no se distribuye como podríamos desear, y su deterioro es más probable debido a cambios globales (cambio climático, cambio demográfico, cambios en el uso de la tierra, etc.), lo cual planteará desafíos nunca antes vistos. El agua dulce, aunque es un recurso renovable, es finita y muy vulnerable. Tan solo el 0.007% del total es válida para consumo humano. Otro hecho a considerar, es que los flujos y los volúmenes de almacenamiento varían sobre espacio y tiempo siendo igualmente finitos. Una vez que estos límites son superados, las concentraciones de contaminantes en estas aguas pueden reducir o incluso eliminar los beneficios que podrían ser obtenidos de otros usos del recurso (Loucks et al., 2005).

En España la complejidad de los problemas relacionados con el agua crece día a día, y las soluciones necesarias para resolver estos problemas son progresivas. Los usos del agua, así como los objetivos a satisfacer son múltiples (Estrela et al., 2012).

La escasez de agua, (desequilibrio entre la demanda de agua disponible y las demandas existentes), afecta actualmente a muchos países europeos. Al menos el 11% de la población y el 17% de los territorios europeos se ven afectados por la escasez de agua. La escasez de agua aumentará, especialmente en la Península Ibérica, Italia y Dinamarca. España, con un territorio de 506 000 km², tiene un claro desequilibrio de disponibilidad de agua entre las zonas norte, central y sureste (Estrela et al., 2012). La precipitación media anual es de aproximadamente 670 mm

/ año, variando de 2200 mm en el norte del país a 120 mm en el sureste (Estrela et al., 2012).

Los sistemas de recursos hídricos han beneficiado tanto a las personas como a sus economías durante muchos siglos. Los servicios prestados por estos sistemas son múltiples. Sin embargo, en muchas regiones del mundo no son capaces de satisfacer incluso las necesidades básicas de agua potable y saneamiento. La gestión de los recursos hídricos requiere el conocimiento de las ciencias físicas y de la tecnología pertinentes. Pero al menos tan importante, si no más, son los múltiples problemas institucionales, sociales o políticos a los que se enfrentan los planificadores y administradores de recursos hídricos (Loucks et al., 2017). Los procesos de planificación evolucionan no sólo para satisfacer las nuevas demandas, expectativas y objetivos, sino también en respuesta a las nuevas percepciones de cómo planificar más eficazmente (Loucks et al., 2005).

La gestión del agua es cada vez más polémica, a medida que las demandas de agua crecen, se transforman e incluyen preocupaciones ambientales más complejas y extensas. Los muchos usos e intereses relacionados con la gestión del agua han llevado a una gobernanza y gestión más descentralizada, con una gran variedad de intereses, partes interesadas y opciones de gestión. Esto ha planteado retos a los métodos analíticos tradicionales, a los enfoques para administrar y gobernar el agua y a nuestra comprensión de los roles y funciones de los sistemas de agua en la sociedad, siendo cada vez más evidente la necesidad de una mejor participación de los diversos interesados en el modelado y la gestión integrada del agua (Heinz et al., 2007). Debido a esto queda claro que es necesario realizar medidas para preservarla y administrarla de manera justa y eficiente (Teegavarapu, 2010).

La Directiva Marco del Agua (DMA), adoptada en el 2000, cambió la gestión del agua en todos los Estados miembros de la Unión Europea fundamentalmente. La finalidad de la DMA es demasiado ambiciosa, ya que busca obtener un buen estado ecológico en todas las aguas superficiales para 2027 (Hering et al., 2010), de igual modo, intenta proteger, mejorar y restaurar todas las masas de agua (Bald et al., 2005). Su objetivo principal busca mejorar la calidad del agua utilizando un enfoque integrado para realizar las medidas sociales y técnicas necesarias. La ejecución con éxito de la DMA requiere modelos matemáticos apropiados y otras herramientas para manejar las diferentes fases del proceso de planificación y para

apoyar la toma de decisiones en varias etapas del proceso de implementación (Rekolainen et al., 2003).

A nivel nacional queda regulada por el Reglamento de la Planificación Hidrológica (Real Decreto 907, 2007) la cual en su artículo 4 establece que el contenido obligatorio de los planes hidrológicos de cuenca debe contener la descripción general de la demarcación hidrográfica, incluyendo: (...) El inventario de los recursos superficiales y subterráneos incluyendo sus regímenes hidrológicos y las características básicas de calidad de las aguas. En su artículo 11 sobre inventarios de recursos hídricos naturales, establece que “por inventario de recursos hídricos naturales se entenderá la estimación cuantitativa, la descripción cualitativa y la distribución temporal de dichos recursos en la demarcación hidrográfica. En el inventario se incluirán las aguas que contribuyan a las aportaciones de los ríos y las que alimenten almacenamientos naturales de agua, superficiales o subterráneos”. Por lo tanto, la evaluación de recursos hídricos es un elemento indispensable en la planificación hidrológica, para conocer con detalle los recursos disponibles y así gestionar de forma sostenible y eficiente los mismos y conseguir el buen estado y la adecuada protección del dominio público hidráulico y de las aguas. Los planificadores y administradores de recursos hídricos trabajan en un entorno de cambio e incertidumbre. Muchos de los parámetros de los modelos utilizados para predecir los múltiples impactos hidrológicos, económicos, ambientales, ecológicos y sociales son también inciertos. De hecho, los modelos utilizados para predecir estos impactos están, al menos en parte, basados en muchos supuestos inciertos. Esta incertidumbre asociada con la planificación y gestión no puede evitarse (Loucks et al., 2017).

Con esta tesis doctoral, se intenta aumentar el conocimiento de los procesos implicados en el ciclo del agua y la evaluación de los recursos hídricos. Para ello, se simularán, calibrarán y validarán modelos agregados de balance hídrico en cuencas representativas de la gran diversidad existente en la España peninsular. De igual modo, se evaluará la incertidumbre existente respecto a las variables climáticas y la sensibilidad de los modelos a la misma. La comparación y análisis de varios modelos proporciona información útil para la selección y mejora de los mismos, además de ser útil para conocer las relaciones y características existentes entre modelo de balance hídrico y cuenca hidrológica (Bai et al., 2015).

1.1. OBJETIVOS.

Con esta tesis doctoral se busca alcanzar dos objetivos bien diferenciados. El primer objetivo del estudio es analizar y comparar seis modelos de balance hídrico agregados a escala mensual, para dieciséis cuencas hidrológicas de diferentes regiones climáticas de España, donde aún se garantiza el flujo del régimen natural. Este análisis ha sido realizado para el intervalo temporal cuyo inicio es en octubre de 1977, hasta septiembre de 2010 (34 años). La finalidad de esta parte consiste en seleccionar los modelos que mejor se comportan para cada cuenca analizada. Para ello se evaluarán las medidas de bondad de ajuste por modelo y cuenca.

El segundo objetivo consiste en analizar la sensibilidad de los 6 modelos de balance hídrico a escala mensual desarrollados con anterioridad, a la incertidumbre en los datos de precipitación (P) y evapotranspiración (ETP) evaluada a partir de diferentes fuentes (estaciones reales y datos climáticos en rejilla). Esta simulación ha sido realizada para cuatro cuencas representativas de las principales regiones climáticas peninsulares. El intervalo temporal de la simulación realizada ha sido desde octubre de 1979 a septiembre de 2007 (28 años). La finalidad de este proceso es determinar cómo influye la incertidumbre climática en los modelos de balance hídrico.

Para completar el análisis de la incertidumbre climática se ha evaluado de forma individualizada la precipitación, para ver la influencia de la misma en los modelos de balance hídrico. De esta forma, se determinará el comportamiento de cada cuenca a partir de las diversas fuentes climáticas y modelos de balance hídricos realizados, con la finalidad de obtener la idoneidad de modelo y fuente climática que mejor se adapta a cuatro cuencas seleccionadas, representativas de la España peninsular. Al igual que ocurre con el segundo objetivo el intervalo temporal simulado tiene su inicio en octubre de 1979 y finaliza en septiembre de 2007.

De forma resumida, los objetivos específicos que definen el presente estudio se apoyan en los siguientes apartados:

- Revisión del estado del arte existente donde se ha usado la simulación de modelos hidrológicos.

- Selección de cuencas en régimen natural con series de datos suficientemente amplias y representativas de las principales regiones climáticas de la España peninsular.
- Comparativa de los datos existentes de diferentes fuentes climáticas.
- Caracterización climática e hidrogeológica de las 16 cuencas de estudio.
- Comprobación de la validez de los resultados obtenidos en la modelización, aplicando distintas medidas de bondad de ajuste, además de métodos para evaluar y calificar la calidad de los modelos de balance hídrico simulados.
- Análisis de la sensibilidad de los modelos de balance hídrico a la incertidumbre en las variables climáticas de entradas .

1.1. ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO.

La estructura seguida en la tesis doctoral es la siguiente:

- Capítulo I. Capítulo introductorio, en el que se exponen los intereses existentes en el tema objeto de la tesis, junto a los objetivos a alcanzar y la organización que va a presentar la tesis.
- Capítulo II. En él se desarrolla el estado del arte de la modelización hídrica y su incertidumbre.
- Capítulo III. Consiste en la descripción de la zona de estudio de las 16 cuencas seleccionadas para el desarrollo de la tesis. Para su comprensión se estructura en tres apartados que describen el relieve, clima e hidrogeología de las cuencas hidrológicas.
- Capítulo IV. Capítulo en el que se desarrollan las fuentes de datos utilizadas en los modelos de balance hídrico evaluados. Para su mejor comprensión los datos se organizan en climáticos, foronómicos y espaciales. En un segundo apartado se explica la metodología para la obtención y evaluación de los modelos de balance hídricos seleccionados para las dieciséis cuencas hidrológicas seleccionadas previamente. Finalmente, en un tercer apartado se propone un

análisis de sensibilidad de los modelos de balance hídrico a la incertidumbre climática para cuatro cuencas representativas de la España peninsular

- Capítulo V. Es este capítulo se presentan y analizan los resultados de la tesis doctoral. Se divide a su vez en tres apartados para su mejor comprensión. En el primer apartado se muestran y analizan los resultados de los datos climáticos obtenidos de la comparación de diversas fuentes climáticas. En el segundo apartado se muestran los resultados y análisis de los modelos de balance hídrico para las 16 cuencas objeto de la tesis. En el último apartado se evalúan los resultados del análisis de sensibilidad de los modelos de balance hídrico a la incertidumbre climática existente. Esta modelización se realizará en cuatro cuencas representativas de la diversidad climática peninsular.
- Capítulo VI. Este es el capítulo de síntesis de la tesis doctoral. En él se muestran las principales conclusiones resultantes del desarrollo de la tesis.
- Capítulo VII. En este capítulo se muestran las principales líneas de investigación futuras derivadas de esta tesis.
- Capítulo VIII. Relación de referencias bibliográficas utilizadas en el desarrollo de la tesis.

II – ESTADO DEL ARTE

II – ESTADO DEL ARTE

La hidrología mundial está emergiendo como una de las disciplinas clave de las Ciencias de la Tierra (Zektser y Loaiciga, 1993). Fijar la fecha exacta del nacimiento de la hidrología como ciencia es difícil, su origen puede remontarse en varias esferas conexas: la geografía física, la meteorología, la geología, la hidráulica, etc. (Mijares, 2013).

Igualmente es difícil encontrar una definición general de hidrología. Epistemológicamente la palabra hidrología proviene de las raíces griegas “hydor” que significa agua y “logos” ciencia, por lo tanto, puede definirse como la ciencia que estudia el agua. Una de las definiciones más citadas, establece que la hidrología es la ciencia natural que estudia al agua, su ocurrencia, circulación y distribución en la superficie terrestre, sus propiedades químicas y físicas y su relación con el medio ambiente, incluyendo a los seres vivos (Chow et al., 1996). Por su parte, Pelikán y Šležingr (2014) definen la hidrología como la ciencia que trata constantemente de los principios naturales del agua y su ciclo. Su significado se deriva del carácter insustituible del agua para todas las criaturas vivientes, para la vida y las actividades de los seres humanos. Por su parte, el Consejo Federal de Ciencia y Tecnología de los Estados Unidos (1962) afirmó que es la ciencia que trata todas las aguas de la tierra, su ocurrencia, circulación y distribución, sus propiedades químicas y físicas, Y su reacción con su entorno, incluyendo su relación con los seres vivos. De igual modo la Real Academia Española (RAE), define hidrología como la disciplina de las ciencias naturales que estudia el agua. A pesar de la multitud de definiciones existentes en torno a esta ciencia, no alcanzó un reconocimiento definitivo como disciplina hasta el siglo XX. Su consolidación fue apoyada durante sus últimos sesenta o setenta años por la publicación de una serie de manuales de hidrología, registrándose de esta manera el progreso científico con la aparición de revistas especializadas y con la creación de centros e institutos de investigación hidrológica (Mijares, 2013).

2.1. MODELOS DE BALANCE HÍDRICO.

La unidad básica de trabajo en hidrología es una cuenca, al igual que ocurre con la hidrología sus acepciones son diversas. Pelikán y Šlezinger (2014) la definen como área desde la cual toda el agua converge a un solo punto en la corriente (perfil final), es decir, esta es la zona de drenaje de una corriente. Un punto de vista ecológico lo establece Naiman (1992) en su definición, el cual la define como unidad geográfica e hidrológica de integración de los diferentes procesos que afectan la condición ecológica de estos ecosistemas. Por su parte, los españoles Sanjaume y Villanueva (1996) la definen como conjunto de aguas que drenan hacia un mismo tronco y que constituyen, por tanto, una unidad hidrológica y geográfica bien definida.

Entre los conceptos básicos de la hidrología, el de ciclo hidrológico puede considerarse fundamental. La continua circulación del agua en el medio natural se ha definido como el ciclo hidrológico. En él, se van sucediendo los cambios de estado y los recorridos entre las distintas formas de almacenamiento. Simplificadamente, el agua pasa a la atmósfera por la evaporación del agua en estado líquido de los océanos y la superficie terrestre (Chow et al., 1996). Ese vapor de agua es transportado y elevado hasta que se condensa y precipita sobre la superficie terrestre y los océanos. Al precipitar, el agua puede ser interceptada por la vegetación, convertirse en flujo superficial sobre el suelo o infiltrarse en él. Una vez el agua se ha infiltrado, puede circular como flujo subsuperficial y descargar en ríos o alimentar capas más profundas del suelo y recargar el agua subterránea, de donde emerge en manantiales o terminando también en ríos. Por lo tanto, el agua subterránea es un elemento importante del balance hídrico de las cuencas hidrológicas puesto que participa en el ciclo hidrológico como flujo subsuperficial, componente de la escorrentía de los ríos, o flujo de base, y como aguas submarinas subterráneas directas (Zektser y Loaiciga, 1993). Finalmente, esas corrientes fluyen hacia el mar, contando en todo el proceso hidrológico con un retorno a la atmósfera por evaporación (Figura 1).

Aunque el proceso se ha descrito de manera sucesiva y continua, el movimiento del agua tiene una distribución tanto espacial como temporalmente errática. Esta irregularidad hace tan importante su conocimiento cualitativo y cuantitativo, con las interrelaciones entre los distintos factores para poder predecir el efecto de la actividad humana sobre estas relaciones (Linsey et al., 1977).

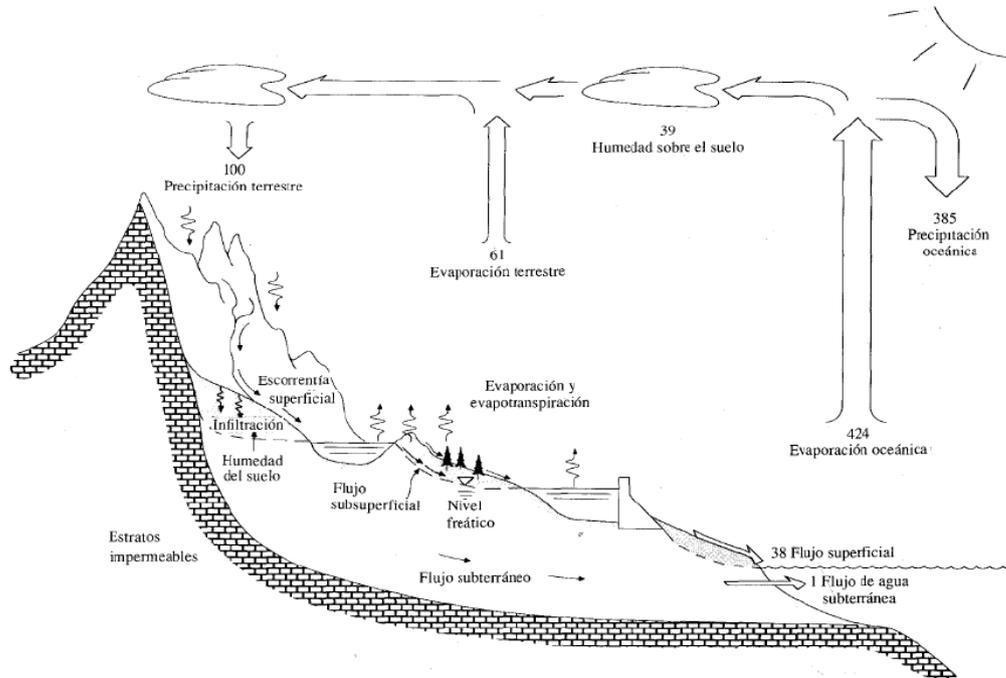


Figura 1. Ciclo del agua con balance promedio global anual en unidades relativas de un valor de 100 para la tasa de precipitación terrestre. Fuente: Chow et al. (1996).

El comportamiento hidrológico viene determinado por patrones climáticos, por la topografía, la geología y la vegetación. Además, la actividad humana va alterando los equilibrios dinámicos alcanzados en el ciclo e inicia nuevos procesos y eventos (Chow et al., 1996). Por lo tanto, para conocer un proceso tan complejo se ha de definir un sistema, un conjunto de partes conectadas entre sí que forman un todo. El ciclo hidrológico puede tratarse de esta manera considerando sus componentes como la precipitación, evaporación, escorrentía, fusión de la nieve, etc. Estos componentes se pueden agrupar en subsistemas del ciclo total y, para analizar la totalidad, estos subsistemas más simples pueden tratarse por separado para combinar sus resultados definiendo las interacciones entre ellos. Los sistemas hidrológicos son naturalmente continuos, es decir, los flujos de agua entre la atmósfera, la superficie y el subsuelo son continuos. Sin embargo, las diferentes escalas temporales del flujo de agua en estos dominios permiten descomponer el ciclo hidrológico en tres componentes individuales; estos son: un sistema integrado

de flujos superficial-subsuperficial que incluye una componente superficial, una subsuperficial, condiciones iniciales y de borde externas y en la interfase. Siendo estas últimas las que permiten efectivizar el ajuste (Jorquera et al., 2012). Sabiendo que los procesos hidrológicos no siguen el comportamiento de leyes físicas exactas, si aplicamos el concepto de sistema, se puede abordar el problema construyendo un modelo que relacione entradas y salidas en vez de reproducir exactamente los detalles del sistema, aunque el conocimiento del sistema físico ayudará en el desarrollo de un buen modelo y a determinar su precisión.

De este modo entendemos por modelo de balance hídrico de cuenca al proceso mediante el cual los flujos de agua y cambios de almacenamiento se equilibran en una cuenca hidrológica determinada (cuenca). El procedimiento también se conoce como el flujo de entrada-salida o balance de masa. Se puede aplicar sobre grandes áreas integradas que consisten en agua y diferentes tipos de cubierta de tierra (Allen et al., 2011). El cálculo se puede hacer en cualquier escala temporal (horas a años) y cualquier escala espacial (parcelas a cuencas grandes) en el cual se conocen los flujos y los cambios de almacenamiento. De igual modo, el balance hídrico de la cuenca puede ser realizado de forma agregada considerando toda la cuenca como una unidad o distribuida calculando el balance hídrico al nivel de subunidades de la cuenca. Así, la ecuación de equilibrio hídrico para cuencas en condiciones naturales, se resuelve a partir de la siguiente expresión:

$$P - ETR - Q - \Delta\theta = \mu \quad (1)$$

donde P es la precipitación, ETR es la evapotranspiración real, Q es escurrimiento (descarga de cuenca), $\Delta\theta$ es el cambio en el almacenamiento de agua de los diferentes depósitos, y μ es la discrepancia del balance hídrico.

Con la modelización del sistema hidrológico se obtiene una aproximación al sistema real (Chow et al., 1996). Sus entradas y salidas son variables hidrológicas medibles y su estructura son las ecuaciones que, a partir de las entradas, nos proporcionan salidas. Las conexiones hidrológicas que ocurren en una cuenca determinada se pueden estudiar a través de modelos que simplifiquen y representen los distintos fenómenos que ocurren en ésta. Los modelos matemáticos son una herramienta importante la cual se ha ido perfeccionando rápidamente

durante el siglo XX (Jorquera et al., 2012). Así, los modelos matemáticos permiten representar un sistema hidrológico por medio de relaciones lógicas y cuantitativas, capaces de ser modificadas para observar cómo el sistema reacciona, siendo los modelos de simulación aquellos capaces de reproducir sistemas altamente complejos. Debido a la complejidad de los procesos hidrológicos que ocurren en un sistema natural, la ingeniería hidrológica ha desarrollado modelos que en términos generales reproducen el ciclo hidrológico o parte de éste, basados en el supuesto que un modelo general puede ser modificado para utilizarse en otras cuencas de características similares (Pizarro et al., 2005).

Para evaluar la respuesta hidrológica de un sistema, es indispensable la elaboración de algún tipo de esquema, mediante el cual se pueda representar en forma simplificada un sistema real; en otras palabras: un modelo. Un modelo hidrológico, busca representar los procesos involucrados en la distribución de la lluvia y la generación de caudales en una determinada cuenca. La modelación hidrológica tiene sus inicios a principios del siglo XIX utilizándose para el diseño de obras hidráulicas y hasta mediados del siglo XX se limitó a expresiones matemáticas simples para representar mecanismos individuales involucrados en los procesos del ciclo hidrológico (Jorquera et al., 2012). De igual modo, los modelos de simulación hidrológica han sido usados para tratar multitud de problemas sobre recursos hídricos en todo el mundo, incluyendo los efectos de distintas políticas de gestión y los cambios en los flujos debidos a los cambios futuros en el clima. Estos modelos se han diseñado para operar con distintos rangos de escala (Gassman et al., 2014), desde un pequeño terreno hasta una cuenca hidrológica completa; distintas condiciones ambientales, distintos niveles de datos de entrada y distinta complejidad en su estructura. El mismo podrá ser utilizado para reconstruir eventos pasados y predecir los futuros (Puricelli, 2003). De este modo, la modelación hidrológica busca representar de manera simplificada los procesos presentes en la naturaleza, con el objetivo de predecir los mismos en situaciones futuras. Según Haque et al., (2015) el modelado de lluvia-escorrentía juega un papel importante en muchas áreas de la hidrología, incluyendo la estimación de los flujos de diseño, el análisis del rendimiento de la cuenca y la evaluación de los impactos de los cambios en el uso de la tierra en los recursos hídricos. Singh y Woolhiser (2002) establecen que un modelo hidrológico de cuenca comprende un conjunto de descripciones matemáticas de porciones del sistema del ciclo hidrológico.

Por su parte, Ponce (1999) establece que un modelo de cuenca de un río, es un grupo de abstracciones matemáticas que describen fases relevantes del ciclo hidrológico, con el objetivo de simular la conversión de la precipitación en caudal circulante o escorrentía. Clasifica a los modelos en dos partes; materiales o formales. Los materiales son aquellos que reproducen físicamente la realidad en representaciones a escala reducida o con estructura más sencilla, pero que mantengan semejanza con el original en la propiedad observada. Son caros y de aplicabilidad limitada. Por su parte, los modelos formales, también llamados matemáticos, están disponibles con facilidad, son flexibles y no necesitan una gran cantidad de recursos, por lo que se han popularizado para afrontar los problemas hidrológicos. Un modelo formal cuenta con varios componentes para describir la fase o fases del ciclo hidrológico. Dentro de los modelos formales, hay cuatro tipos: determinísticos, probabilísticos (estocásticos), conceptuales y paramétricos. Si cualquiera de las variables del modelo se considera como variables aleatorias que tienen una distribución de probabilidad, entonces el modelo es un modelo estocástico. De lo contrario, el modelo es determinista. Un determinista siempre producirá resultados idénticos para los mismos parámetros de entrada. Esto puede no ser el caso de un modelo estocástico, donde una o más variables son seleccionadas al azar de una distribución. Tanto los modelos estocásticos como los determinísticos pueden clasificarse más bien en términos conceptuales o empíricos, dependiendo de si el modelo se basa o no en leyes físicas (Jung et al., 2015).

En función de la discretización espacial, los modelos hidrológicos se pueden cuantificar como agregados o distribuidos. Los modelos hidrológicos agregados simulan un sistema hidrológico en el que tratan las superficies de la cuenca como un todo, atribuyéndole unas características únicas comunes. En cambio, los modelos distribuidos tienen una representación más precisa del sistema hidrológico ya que consideran la variabilidad espacial de los datos y de los parámetros. Por su parte, Virus (2001) distingue entre modelo agregado, semidistribuido y distribuido dependiendo del dominio seleccionado. Un modelo agregado puede ser 'convertido' en un modelo semidistribuido (SWAT; Arnold et al., 1988) si la cuenca se divide manualmente en subcuencas menores. En cambio, los modelos agregados ignoran la variabilidad espacial de los datos y de los procesos hidrológicos. La entrada de datos y parámetros y la salida de los resultados representan valores promediados espacialmente para cada subcuenca.

Chow (1996) clasifica los modelos hidrológicos en dos grupos principales:

- Modelos físicos. Estos pueden ser a escala si representan el sistema en una escala reducida, y análogos si usan un sistema físico con propiedades similares a las del prototipo.
- Modelos matemáticos (Figura 2). Representan el sistema en forma matemática, mediante ecuaciones que relacionan las variables de entrada y de salida. Estas variables pueden ser funciones del espacio y del tiempo, y también variables probabilísticas o aleatorias sin valor fijo en un punto concreto espacio-tiempo. Estos a su vez se dividen en determinísticos el cual no considera aleatoriedad (una entrada produce siempre la misma salida) y estocástico que tiene salidas que son parcialmente aleatorias.

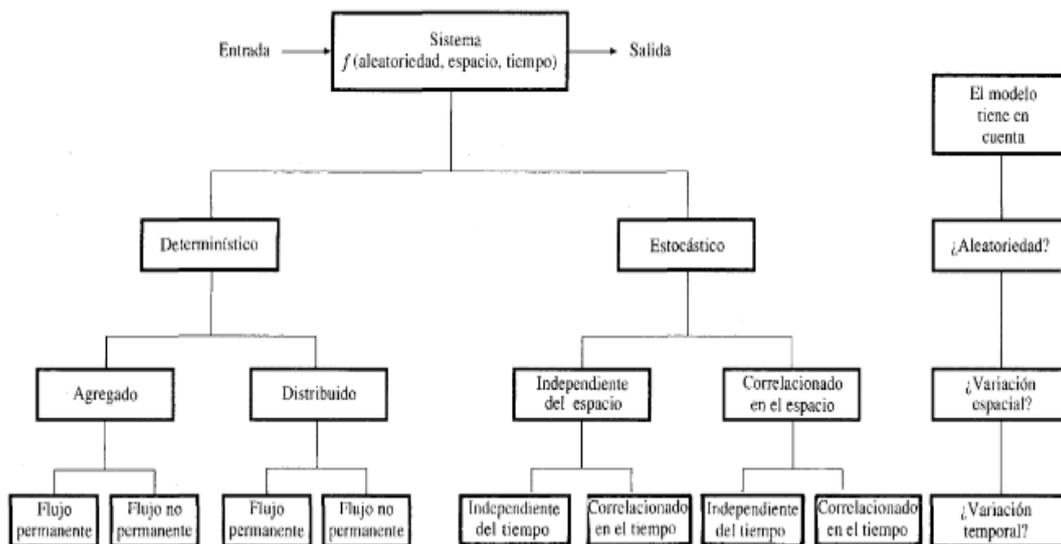


Figura 2. Clasificación de los modelos hidrológicos de acuerdo con la forma, aleatoriedad y variabilidad espacial y temporal de los fenómenos hidrológicos. Fuente: Chow et al. (1996).

Los modelos hidrológicos han sido principalmente de naturaleza determinista, con parámetros e insumos representados por estimaciones puntuales. Debido a que los modelos deterministas sólo producen estimaciones puntuales, hay incertidumbre asociada con el error y la confianza en las predicciones y conciliando la teoría con las observaciones (Benke et al., 2011). En los últimos años

ha habido una tendencia creciente hacia el desarrollo de modelos físicos. Sin embargo, es evidente que existen problemas asociados con la aplicación de estos modelos. Los estudios de modelización pueden contribuir a determinar los procesos hidrológicos a diversas escalas, pero sólo si las incertidumbres pueden superar la calidad de la información de entrada del modelo. Por lo tanto, cualquier usuario de un modelo individual tiene que elegir entre una serie de datos de entrada o un modelo más o menos complejo, basado en una conceptualización más sencilla de la realidad conocida.

Los modelos de balance hídrico han demostrado ser una herramienta no sólo para evaluar las características hidrológicas de diversas cuencas hidrológicas, sino que además es útil para evaluar las consecuencias hidrológicas del cambio climático. Para nuestro caso de estudio se han elegido modelos de balance hídrico agregados a escala mensual. Según Xu y Singh, (1998) hay dos razones prácticas, entre otras, para el uso de modelos mensuales. En primer lugar, con el fin de planificar los recursos hídricos y poder predecir la variación mensual de las descargas, y como segundo aspecto a destacar es que los datos hidroclimáticos mensuales están más disponibles. De tres a cinco parámetros pueden ser suficientes para reproducir la mayor información en un registro hidrológico en una escala mensual (Xu y Singh, 1998). Chang (2003) concluye que los cálculos del balance hídrico en períodos más cortos, como los mensuales y estacionales, pueden utilizarse para comparar las características de diferentes cuencas. Por su parte, 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 conjuntivo usualmente requieren enfoques de modelado más complejos.

Por lo tanto, la evaluación de los recursos hídricos es un hecho clave en el manejo de las cuencas hidrológicas (Wurbs, 2005). En caso de ausencia de series de datos de régimen de caudal natural es necesario utilizar modelos de lluvia-escorrentía.

El desarrollo de modelos para informar las políticas de gestión del agua es una tarea compleja que presenta un desafío científico fundamental (Welsh, 2007). Esto es especialmente cierto en las regiones áridas y semiáridas, donde la

precipitación es limitada y / o irregular y las tasas de evapotranspiración son altas. Se utiliza un modelo de balance hídrico para reconstruir eventos pasados y predecir los futuros (Puricelli, 2003) y para cuantificar los recursos hídricos espacial y temporalmente utilizando el principio de conservación de masas o ecuación de continuidad (Essam, 2007).

Inicialmente, los modelos de balance hídrico fueron introducidos por Thornthwaite (1955) y Thornthwaite y Mather (1957). Estos dos modelos se basan en dos parámetros: la capacidad de humedad del suelo y el excedente de agua por encima de la capacidad máxima de almacenamiento de humedad del suelo. Han demostrado un buen ajuste para estimar el escurrimiento mensual (Alley, 1984) y han sido la base de muchos otros modelos hidrológicos de dos parámetros (Xiong y Guo, 1999, Makhlouf y Michel, 1994, Giakoumakis et al., 1991, Mimikou et al. Al., 1991, Alley, 1985, 1984).

También hay modelos de balance hídrico que comprenden más de dos parámetros (Abulohom et al., 2001, Yates y Strzepek, 1998, Vandewiele et al., 1992). Un modelo de balance hídrico agregado puede tener sólo tres o cuatro parámetros (Xu y Singh, 1998; Vandewiele et al., 1992; Alley, 1984) y varias líneas de código de computadora, mientras que un modelo complejo puede tener más de 20 parámetros (Chiew, 2010). Sin embargo, Xiong y Guo (1999) mostraron que su modelo de dos parámetros propuesto en China se comporta como uno de un modelo de cinco parámetros.

Algunos ejemplos de modelos agregados son: el modelo ABCD (Zhao et al., 2016, Wang y Tang, 2014, Sankarasubramanian y Vogel, 2002, Alley, 1985) GR2M (Lacombe et al., 2016, Mouelhi et al., 2006), Sacramento (Burnash et al., 1973), Guo 5-p (Xiong y Guo, 1999, Lian, 1995), Témez (Rawat y Mishra, 2016, Singh, (2000, 1995), Polo, 1993, Témez, 1977), Thornwaite-Mather (Lyon et al., 2004, Frankenberger et al., 1999, Calvo, 1986), IHACRES (Croke et al., 2006), SIMHYD (Chiew et al., 2002), GR4J (Perrin et al., 2003) AWBM (Boughton, 2004, 2009, Boughton y Chiew, 2007) y SMAR (O'Connel et al., 1970). En la actualidad, existen numerosos modelos con escasas diferencias con los anteriores, como se muestra en varios estudios (Andreassian et al., 2006, Perrin et al., 2001 Chiew et al., 1993, WMO, 1975).

La simplicidad de los modelos agregados ha demostrado su correcto funcionamiento en muchos estudios, (Yang y Michel, 2000, Cameron et al, 1999,

Uhlenbrook et al., 1999, Yang et al., 1995) sin necesidad de una gran cantidad de datos (no disponibles en muchos casos) y la complejidad y capacidad para procesarlos. Además, la calibración de los modelos de parámetros agrupados es mucho menos lenta y produce un mayor rendimiento general del modelo en comparación con los modelos distribuidos más complejos (Vansteenkiste et al., 2014) y estos últimos son particularmente útiles en pequeñas cuencas hidrológicas ricas en datos cuando se usan articulados junto a estudios de campo (Chiew, 2010). Koren et al., (2004), Zhang et al., (2004), Boyle et al., (2001), Refsgaard y Knudsen (1996) y Shah et al., (1996) realizaron investigaciones similares comparando modelos distribuidos y agregados llegando a las mismas conclusiones.

Carpenter y Georgakakos (2006), concluyeron que los parámetros de los modelos de balance hídrico necesitan ser calibrados para lograr un grado útil de fiabilidad y esta calibración rara vez es una tarea sencilla debido al gran número de parámetros que necesitan ser estimados. La calibración es el proceso en el cual los valores observados y generados se ajustan lo máximo posible, buscando la mejor optimización de una función objetivo (Senent-Aparico et al., 2017). La calibración puede tener en cuenta los efectos del entorno hidrológico en una cuenca particular, de igual modo puede ajustarse a los sesgos en las entradas y puede reducir significativamente los sesgos de las predicciones del modelo al contabilizar el efecto agregado de las características de la respuesta de captación. (Parajka, 2007). Boughthon (2009), en su modelo AWMB, establece el hecho de que es necesario calibrar y validar un modelo de precipitación-escorrentía utilizando los datos climáticos y de escorrentía observados. Sin embargo, en las cuencas no equipadas, la calibración y la validación no pueden realizarse directamente debido a la falta de disponibilidad de algunos o de todos estos datos observados, los cuales según Willmott (1981) reconoce que los datos medidos no están libres de errores, pero el error de medición no se considera en sus recomendaciones quizás debido a la relativa falta de datos sobre la incertidumbre de la medición.

En nuestro caso concreto la modelización ha podido ser calibrada y validada a partir de los datos climáticos y escorrentía observados a escala mensual. Goswami et al. (2007) establece que la estimación de la escorrentía con una correcta precisión en una cuenca hidrológica no calibrada se considera una tarea desafiante, ya que hay incertidumbres notables en el proceso de regionalización.

En algunos casos, los parámetros con significación física pueden ser ajustados durante la calibración. Independientemente del método utilizado para la estimación de los parámetros, a menudo se desconoce que parámetros tienen mayor influencia en la producción del modelo o incluso si, algunos parámetros pueden tener un impacto tan pequeño que podrían ser ignorados. De este modo se puede llegar a simplificar la estructura matemática del modelo (Benke et al., 2008). Por lo tanto, la validación del modelo implica la realización de un modelo utilizando parámetros de entrada medidos o determinados durante el proceso de calibración. Por su parte Refsgaard (1997) establece que la validación de modelos es el proceso de demostrar que un modelo específico de sitio es capaz de realizar simulaciones suficientemente precisas, las cuales a pesar de ello pueden variar en función de las metas del proyecto.

2.2. INCERTIDUMBRE.

La hidrología es una ciencia altamente incierta. La razón principal de esta incertidumbre reside en que aún no conocemos la dinámica intrínseca de muchos procesos hidrológicos relacionados con la cantidad y calidad del agua. El carácter incierto de la hidrología ha planteado muchas cuestiones relacionadas con la evaluación de la incertidumbre. Destacan los trabajos relacionados con la cuantificación de la fiabilidad de los pronósticos de producción hidrológica mediante simulaciones de modelos. La simulación hidrológica se utiliza a menudo en los sistemas de predicción en tiempo real para los peligros naturales o para evaluar los efectos a largo plazo del cambio climático o la infraestructura de recursos hídricos propuesta. En estos casos, la cuantificación de la incertidumbre de la respuesta del modelo hidrológico es sumamente importante desde el punto de vista de la sociedad. Esta es la razón del gran interés de los hidrólogos a día de hoy (Montanari et al., 2009). La necesidad de proporcionar buenas descripciones de la incertidumbre asociada con las variables simuladas y predichas y los esfuerzos para aumentar la confiabilidad de los modelos hidrológicos, indujo a los hidrólogos a abordar temas adicionales de investigación. (Montanari et al., 2009).

El análisis de la incertidumbre ha surgido como un área de investigación, donde no sólo pueden existir incertidumbres en la estructura del modelo, sino también los datos de entrada pueden ser escasos, inexactos y sujetos a distribuciones de errores temporales y espaciales, como en el caso de datos de

precipitación (Wagener y Gupta, 2005). Los investigadores han cuantificado los balances hídricos durante muchas décadas y se han realizado cientos de estudios de balance hídrico. Sin embargo, las incertidumbres varían drásticamente en los balances de agua y no se abordan en la mayoría de los estudios (Neff y Nicholas, 2005). De igual modo Benke et al., (2008) establece que el análisis de la incertidumbre es a menudo descuidado en la evaluación de modelos de sistemas complejos, tales como modelos computacionales utilizados en hidrología o ecología.

Normalmente, los modelos hidrológicos se calibran ajustando el caudal a la descarga observada utilizando como entrada la precipitación observada. Sin embargo, tanto la precipitación como la descarga están sujetas a considerables incertidumbres de muestreo y medición. Es probable que la situación sea particularmente severa para las mediciones de precipitaciones, ya que los campos de precipitación son altamente variables en el tiempo y el espacio (Kavetski et al., 2006).

La incertidumbre de predicción surge de una variedad de fuentes, tales como error de entrada, precisión de calibración, sensibilidad de parámetros e incertidumbre de parámetros. La estimación de la incertidumbre en la superficie hidrológica y en el modelado subsuperficial recibe cada vez más atención por parte de investigadores y profesionales, según se observa en las aportaciones cada vez más recientes de la literatura científica (Montanari et al., 2009). En cambio, la transferencia de conocimientos sobre la evaluación de la incertidumbre entre los científicos y los usuarios finales sigue siendo difícil, a pesar de la amplia investigación invertida en el tema. El interés científico intenso en el análisis de la incertidumbre ha dado lugar a muchos diversos acercamientos y filosofías para cuantificar la confiabilidad de modelos hidrológicos (Montanari et al., 2009). A medida que se utilizan cada vez más los modelos hidrológicos para sostener la política de ordenación pública de la tierra, se reconoce cada vez más que las incertidumbres asociadas a los insumos también deben abordarse con más fuerza que en el pasado. Es necesario desarrollar una capacidad para hacer frente a los datos y modelar la incertidumbre y comunicar esta información a los interesados internos y externos, y a los clientes ya los grupos comunitarios (Benke et al., 2011).

La incertidumbre puede agruparse en dos categorías principales: la variabilidad natural (también llamada incertidumbre estructural, aleatoria,

externa, objetiva, inherente, aleatoria o estocástica) y la incertidumbre del conocimiento (también llamada epistémica, funcional, interna o Incertidumbre subjetiva) (Montanari et al., 2009). Atendiendo a la incertidumbre existente en la modelización hídrica se pueden distinguir tres tipos: la incertidumbre propia de las variables hidrológicas observadas, los parámetros del modelo y la estructura del modelo. Estas cuestiones también son importantes para obtener una mayor comprensión de la dinámica de los procesos hidrológicos. De hecho, identificar el modelo más apropiado es un medio para proporcionar apoyo a la teoría hidrológica.

La evaluación de la incertidumbre en hidrología se está convirtiendo en un campo de investigación muy amplio dentro del cual los usuarios finales pueden tener dificultades para orientarse (Montanari et al., 2009). Cabe mencionar los numerosos trabajos existentes al respecto tales como como Blazkova y Beven, (2009); Götzinger y Bárdossy, (2008), o Stedinger et al. (2008), el cual compara los métodos probabilísticos con no probabilísticos para la estimación de parámetros. De igual modo, la incertidumbre en las estimaciones ha sido investigada por varios enfoques probabilísticos, tal es el caso de la “Estimación de Incertidumbre de Verosimilitud Generalizada (GLUE), que es un enfoque bayesiano parcial con un elemento subjetivo (Beven & Binley, 1992).

Atendiendo a los modelos de lluvia-escorrentía se puede distinguir varias fuentes de incertidumbre asociadas a la calibración; estas son la selección de los datos de precipitación apropiados para las cuencas calibradas, la calidad de los datos disponibles, la elección de la longitud de los datos de calibración, la selección de la técnica de calibración y la función objetivo. Estas incertidumbres deben ser cuantificadas para evaluar la exactitud relativa de la predicción hecha por un modelo de lluvia-escorrentía (Pappenberger y Beven, 2006).

La incertidumbre en los datos de entrada para el modelo precipitación-escorrentía se relaciona principalmente con el error de muestreo espacial y temporal y la medición. Los datos de lluvia y evaporación son los dos insumos más importantes para los modelos de lluvia-escorrentía. Como la lluvia es la variable de conducción más importante en el modelo de lluvia-escorrentía, la incertidumbre en los datos de precipitación de entrada se considera una de las fuentes de incertidumbre más prevalentes en el modelo de lluvia-escorrentía (Haque et al., 2015). Debido a esto, se ha visto conveniente analizar la incertidumbre de la

precipitación y su relación con los modelos de balance hídrico para las cuencas objeto de esta tesis doctoral.

En cambio, la evaporación tiene una variabilidad espacial y temporal mucho menor que la precipitación, por lo que es probable que los resultados del modelado lluvia-escorrentía sean menos influenciados por los errores en los datos de evaporación en comparación con los datos de lluvias.

Además de la incertidumbre existente en la instrumentación propia en las mediciones pluviométricas, otra incertidumbre está asociada con la limitada representación espacial y temporal de las precipitaciones debido a la insuficiente densidad de pluviómetros. En la mayoría de los casos, las lluvias se miden a intervalos discretos en el tiempo y en un número limitado de puntos, pero la precipitación es altamente variable en el espacio y el tiempo. Por lo tanto, la selección de los datos pluviométricos puede tener un gran impacto en la calibración de un modelo lluvia-escorrentía. Oudin et al. (2006) investigaron los efectos del error de datos de lluvia en la estimación del flujo de salida para 12 cuencas en los EE. UU. y encontró que el error de datos de lluvia podría introducir una incertidumbre del 35% al 50% en la escorrentía pronosticada. Debido a esto estableció que en el modelado hidrológico, el conocimiento del impacto de los errores de datos de entrada es crucial; los errores en los datos de entrada históricos pueden afectar al rendimiento del modelo y a la estimación de parámetros del modelo.

Por lo tanto, ignorar la incertidumbre asociada con la entrada de datos es un problema serio, particularmente dada la naturaleza de algunos tipos de datos que son espacialmente variantes, como la precipitación. La información climática a una escala relativamente local también puede servir de insumo, sin embargo, dicha información se obtiene generalmente mediante la interpolación espacial de la información recopilada en estaciones meteorológicas espaciadas ampliamente. Estos problemas introducen incertidumbres considerables en la implementación de modelos hidrológicos, en su desarrollo y también en su calibración (Benke et al., 2011).

De este modo, la incertidumbre en los datos espaciales también debe ser considerada junto con la incertidumbre en los coeficientes del modelo. Esta tarea requiere una comprensión de la incertidumbre espacial potencial y su representación. (Benke et al., 2011).

El impacto del cambio climático en el diseño hidrológico y la gestión de los sistemas hidrológicos podría ser uno de los desafíos importantes que enfrentan los futuros hidrólogos y gestores de recursos hídricos. Muchos administradores de recursos hídricos actualmente dependen de los datos hidrológicos históricos y de las operaciones adaptativas en tiempo real sin tener en cuenta el impacto del cambio climático sobre los principales insumos que influyen en el comportamiento de los sistemas hidrológicos y las relaciones existentes en su proceso. (Teegavarapu, 2010). Los cambios en los recursos hídricos derivados del cambio climático causado por el hombre pueden tener consecuencias de gran alcance para la sociedad, la economía y los ecosistemas de agua dulce. Los patrones globales de cambio están en línea con los cambios en las precipitaciones anuales. Sin embargo, se reconoce que las variaciones naturales de la lluvia-escorrentía (que son típicamente grandes) pueden superar los cambios climáticos inducidos por el hombre en la escorrentía para muchas regiones (Hulme et al., 1999).

En España, el cambio climático supondrá uno de los principales retos actuales para la agricultura. Se espera que los impactos sean diversos y heterogéneos donde se prevean impactos en la calidad y cantidad de agua. La elevada variabilidad espacial y la 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 del agua para satisfacer las diferentes demandas de agua (Estrela et al., 2012). Debido a la situación en la que se encuentra el recurso, y la situación futura que le acontece (cambio climático) cada vez adquiere mayor relevancia una buena planificación y gestión del agua.

III – ZONA DE ESTUDIO

III – ZONA DE ESTUDIO

España es un país relativamente grande (unos 500.000 km²) con áreas extensas en las que existe una red hidrográfica bien diferenciada junto a un elevado número de acuíferos. Esta disparidad hace de la península ibérica una zona óptima para la realización de estudios de índole hidrológicos. Igualmente, España presenta gran diversidad en su relieve, clima e hidrogeología lo cual será determinante para la selección de nuestra zona de estudio.

De este modo, para la selección de nuestra zona de estudio (cuencas hidrológicas), se ha analizado la diversidad del medio físico de la España peninsular, a partir de las siguientes variables:

- Relieve. Las cuencas seleccionadas presentan diversidad entre sí, en cuanto a superficie, altura media y pendiente y distribución geográfica.
- Diversidad climática. Las cuencas seleccionadas representan los 4 grupos climáticos peninsulares españoles.
- Hidrogeología, las cuencas seleccionadas atienden a la diversidad hídrica y litológica peninsular.

Debido a estos criterios en cuanto a medio físico se refiere, se han seleccionado 16 cuencas para modelizar el comportamiento hídrico en la península ibérica (Tabla 1). Las 16 cuencas seleccionadas se encuentran en régimen natural, y están distribuidas dentro de la España peninsular (Figura 3). De esta forma, se ha intentado representar la variedad geográfica y climática en España siempre que las cuencas analizadas presenten datos suficientes de precipitación, ETP y aforos medidos para el periodo de modelización estimado (1977-2010).

Destacar el hecho de que no hay cuencas seleccionadas en el suroeste, y noreste peninsular (Figura 3) puesto que no hay cuencas en régimen natural con datos suficientes para la modelización hídrica, para el intervalo temporal anteriormente citado. El principal problema para determinar cuencas en estas zonas han sido los datos de aforos, ya que la gran mayoría de sus estaciones iniciaron su actividad en el año 2000.

Código	Nombre	Superficie km ²	X ETRS89 UTM 30N	Y ETRS 89 UTM 30N	Demarcación Hidrográfica	Cauce principal	Provincia
AND	Andoaín	778.49	573531.02	4769234.41	Cantábrico oriental	Río Oria	Guipúzcoa
BEG	Begonte	836.89	111096.28	4799111.26	Miño-sil	Río Ladra	Lugo
BOL	Río Bolulla en Callosa de Ensarría	29.23	749970.13	4286756.78	Júcar	Río Bolulla	Alicante
COT	Coterillo	488.22	460081.35	4786345.03	Cantábrico occidental	Río Asón	Cantabria
CUE	Garganta Cuernacabras	139.86	280997.89	4392588.21	Tajo	Garganta Cuernacabras	Cáceres
GAR	Garganta Gargüera	69.92	251972.85	4439204.6	Tajo	Garganta Gargüera	Cáceres
HOY	Hoyos del Espino	66.15	318316.11	4466995.19	Duero	Río Tormes	Ávila
JUB	Jubera	207.66	549719.2	4553001.74	Ebro	Río Jalón	Soria
LEM	Lemona	252.58	530214.27	4779163.9	Cantábrico oriental	Río Ibaizábal	Cantabria
PRI	Priego (Escabas)	328.16	578643.32	4473678.12	Tajo	Río Escabas	Cuenca
PUE	Puentearreas	263.85	52975.07	4692077.36	Miño-sil	Río Tea	Pontevedra
RVA	Río Vallehermoso en Camarenilla	85.68	407367.2	4444846.5	Tajo	Río Vallehermoso	Toledo
SEG	Río Segura	232.89	533459.57	4225568.22	Segura	Río Segura	Jaén
TAM	Río Tamuja	458.12	237068.72	4360580.97	Tajo	Río Tamuja	Cáceres
TRE	Trevías	413.54	217492.08	4812225.19	Cantábrico occidental	Río Esva	Asturias
ZUM	Río Zumeta	266.03	536758.71	4213732.23	Segura	Río Zumeta	Jaén

Tabla 1. Datos base de ubicación de las cuencas de estudio. Fuente: Elaboración propia.

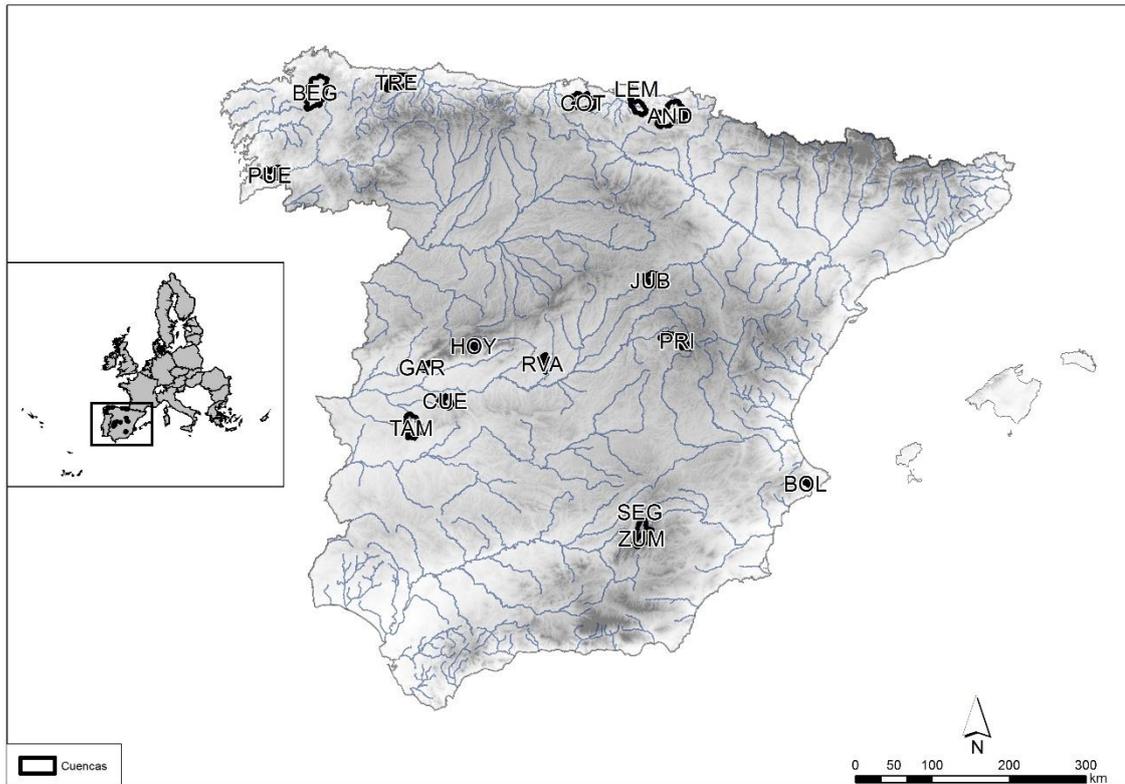


Figura 3. Distribución de las cuencas objeto del estudio. Fuente elaboración propia.

3.1 RELIEVE.

El relieve de la España peninsular presenta grandes contrastes. La España peninsular se caracteriza por presentar una altitud media elevada, próxima a los 600 metros. Esto es debido principalmente a la presencia de una extensa Meseta elevada la cual ocupa la posición central peninsular está ligeramente basculada hacia el Atlántico y supone 2/3 partes de España.

El interior peninsular muestra los efectos de la orogenia alpina (era cuaternaria), apareciendo en el centro la Cordillera Central y los Montes de Toledo; el resto del bloque meseteño se divide en dos grandes depresiones, la submeseta norte y la sur.

En cambio, las cadenas montañosas peninsulares tienen una disposición periférica (menos el Sistema Central) y se encuentran formando una especie de

cinturón montañoso que circunda la Península lo cual supone una consecuencia trascendental sobre el comportamiento del clima peninsular ante el efecto barrera de masas de aire marítimo húmedo hacia el interior. Estas cordilleras periféricas serían el Macizo Galaico, la Cordillera Cantábrica, los Pirineos, la Cordillera Costero-Catalana, el Sistema Ibérico y el Sistema Bético. Otras unidades de relieve a destacar son los dos grandes valles de forma triangular que presenta la península, puesto que facilitan la entrada de las masas de aire húmedo marítimo desde las costas hacia el interior; estas son las depresiones del Ebro y Guadalquivir.

Las cuencas seleccionadas están ubicadas en gran parte de las principales cordilleras peninsulares. En el Macizo Galaico se encuentra la cuenca BEG, a lo largo de la Cordillera Cantábrica encontramos la cuenca COT, pasando por el Sistema Ibérico la cuenca JUB, en el Sistema Central la cuenca HOY, así como en las Béticas está presente la cuenca SEG.

A partir del modelo digital del terreno (MDT25) se ha obtenido la delimitación de las 16 cuencas objeto de esta tesis doctoral, junto a su red de drenaje. De igual modo, se ha obtenido la elevación y pendiente media de cada cuenca (Tabla 2). En la Tabla 2, se observan marcadas diferencias de altura existentes entre las cuencas, pasando de la cota media más alta de los 1632.12 metros en la cuenca HOY, a la cota media más baja ubicada en la cuenca LEM con una altitud media de 342.18 metros. Destacar que el promedio de elevación del total de las 16 cuencas analizadas es de 800 m aproximadamente.

Atendiendo a la pendiente media de las cuencas (Tabla 2), se observa igualmente la diversidad de las cuencas analizadas, siendo la cuenca AND con un 42% de desnivel medio la que presenta mayor desnivel, mientras que la cuenca ZUM es la de menor desnivel con un promedio del 5%. El desnivel medio total de las cuencas analizadas está próximo al 25%.

Se puede observar de forma distribuida por cada cuenca analizada la diversidad de altura que presenta la España peninsular (Figura 4). Se advierte que las cuencas SEG Y ZUM y HOY se corresponden con las zonas de mayor altura de las analizadas con valores próximos a los 1500 m, mientras que las cuencas PUE y TAM serían las de menor cota, presentando valores próximos a los 400 m. En nuestro caso de estudio, cuanto mayor es el contraste de color en la Figura 4 mayor es la irregularidad del terreno, y viceversa. Este es el caso de AND, COT, SEG y ZUM, las cuales son las cuencas más irregulares de las 16 analizadas. En cambio,

en cuencas tales como la cuenca TAM y RVA el terreno es más regular. Finalmente, a partir del modelo digital del terreno se puede determinar que la cota máxima de todas las cuencas analizadas alcanza los 2200 m, mientras que la más baja es de 11 m sobre el nivel del mar.

Código	Nombre	Elevación media (m)	Pendiente media (%) por cuenca
AND	Andoaín	486.01	42.69
BEG	Begonte	504.01	40.48
BOL	Río Bolulla en Callosa de Ensarria	600.31	40.32
COT	Coterillo	559.51	38.29
CUE	Garganta Cuernacabras	610.63	37.78
GAR	Garganta Gargüera	689.98	32.44
HOY	Hoyos del Espino	1632.12	30.84
JUB	Jubera	1150.05	28.03
LEM	Lemona	342.18	24.47
PRI	Priego (Escabas)	1255.05	22.62
PUE	Puenteareas	400.05	18.43
RVA	Río Vallehermoso en Camarenilla	607.7	18.33
SEG	Río Segura	1416.46	14.75
TAM	Río Tamuja	447.46	8.91
TRE	Trevías	526.64	7.51
ZUM	Río Zumeta	1549.95	5.12

Tabla 2. Altitud y pendiente media de las cuencas objeto de la tesis. Fuente elaboración propia.

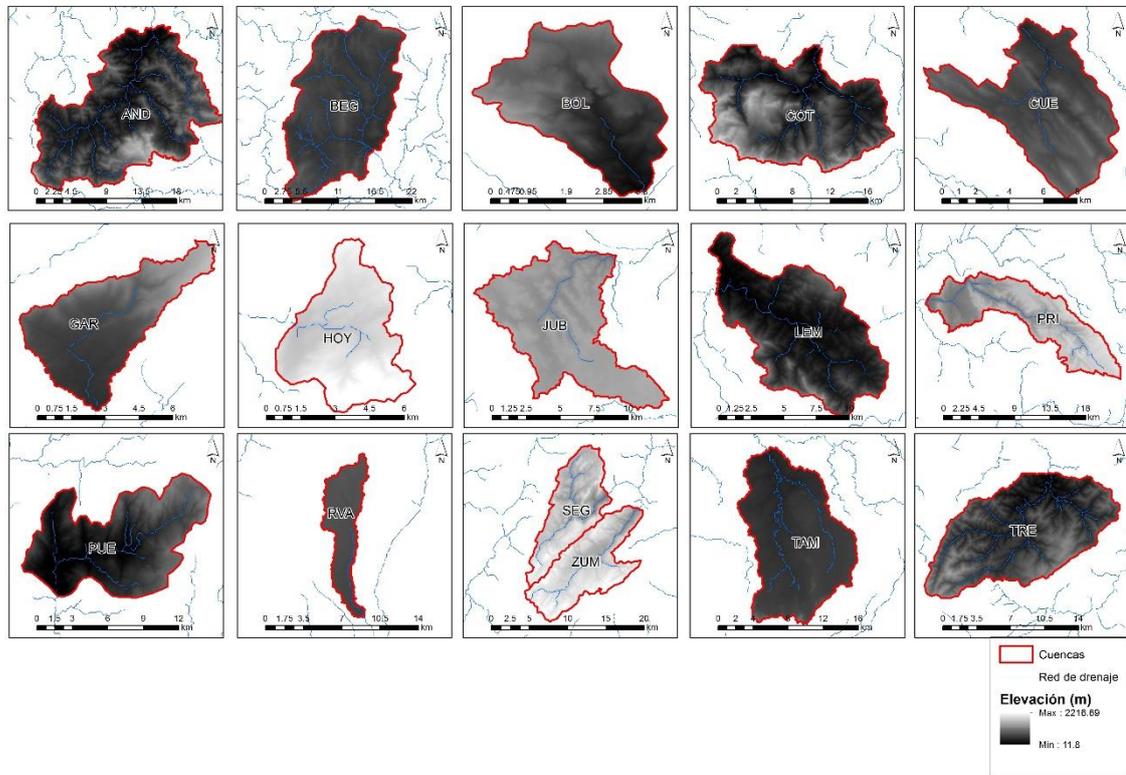


Figura 4. Red de drenaje y MDT por cuenca objeto de tesis. Fuente elaboración propia a partir de MTN25 de PNOA.

3.2. CLIMA.

España presenta una amplia diversidad climática debido a su posición entre la zona templada europea y la zona subtropical. Incluye algunas de las zonas más lluviosas de Europa, como Galicia, en la parte noreste y Grazalema, en la parte sureste y las zonas más áridas, como el Cabo de Gata (Almería) en la parte sureste, las llanuras costeras a lo largo del Mediterráneo, del Ebro (Ebro) cuenca central y los dos archipiélagos principales (excepto las zonas montañosas) son semiárido, con un periodo marcado de sequías en verano. (Custodio et al., 1998). La precipitación media anual es de aproximadamente 670 mm / año, variando de 2200 mm en el norte del país a 120 mm en el sureste (Estrela et al., 2012).

Para la selección de nuestras cuencas de estudio se ha seleccionado la mayor diversidad climática posible (Figuras 6 y 7), con la finalidad de poder establecer

conclusiones sobre la afección de la variabilidad climática a los modelos de balance hídrico.

Para analizar los datos climáticos generales de toda nuestra zona de estudio se han utilizado los datos obtenidos en el modelo SIMPA, (Estrela y Quintas, 1996).

La clasificación climática de Köppen (1918) es uno de los sistemas de clasificación más ampliamente utilizado. Fue ideado alrededor a principios del siglo XX por el climatólogo ruso Wladimir Köppen. Combina la información sobre vegetación, temperatura y precipitación para expresar el clima del mundo en 29 patrones. Según Köppen, los climas del mundo se dividen en cinco grupos principales y varios tipos y subtipos. Estos cinco grupos son: (A) Clima tropical/megathermal, (B) clima seco (áridos y semiáridos), (C) clima templado/mesothermal, (D) clima continental/microthermal, (E) clima polar (Tang y Hossain, 2012).

La selección de nuestra zona de estudio abarca los grupos climáticos más representativos de la península ibérica, estos son el clima seco (B) y el templado (C). Los subgrupos más comunes peninsulares son: Bsk, Csb, Csa, Cfb (Figura 5).

El grupo climático Cfb representa al clima atlántico templado y húmedo sin estación seca y con verano templado (McKnight y Hess, 2000). Se encuentra ampliamente representado al norte de la España peninsular (Figura 5). Es un tipo de clima oceánico caracterizado por inviernos fríos o templados y veranos frescos en el que las precipitaciones quedan bien distribuidas a lo largo del año. La vegetación más característica de este clima son los bosques de frondosas.

Un ejemplo de este grupo climático (Cfb) es la cuenca AND. Como bien se observa en su climograma (Figura 6), presenta una temperatura media anual inferior a los 20 °C junto a una amplitud térmica suavizada que ronda los 15°C. No presenta estación seca y es el que presenta mayor precipitación media anual de las zonas estudiadas, tras superar los 1500 mm. El clima Csb (mediterráneo de veranos frescos). Abarca la mayor parte del noroeste peninsular y numerosas zonas montañosas del interior peninsular (Figura 5). Se caracteriza por presentar veranos frescos junto a inviernos fríos o templados. La mayor parte de las lluvias caen en invierno o en las estaciones intermedias. La vegetación natural es el bosque mediterráneo.

La cuenca BEG pertenece a este grupo climático Csb. Atendiendo a su climograma (Figura 6) se observa que presenta temperaturas inferiores a los 20 °C, junto a una amplitud térmica que ronda los 15°C. En cuanto a las precipitaciones, observamos que están distribuidas anualmente sin presentar estación seca. En cambio, difiere en la distribución de las precipitaciones, las cuales están más presentes en la época invernal. En este caso la precipitación media anual ronda los 1300 mm (algo menor que en la cuenca AND).

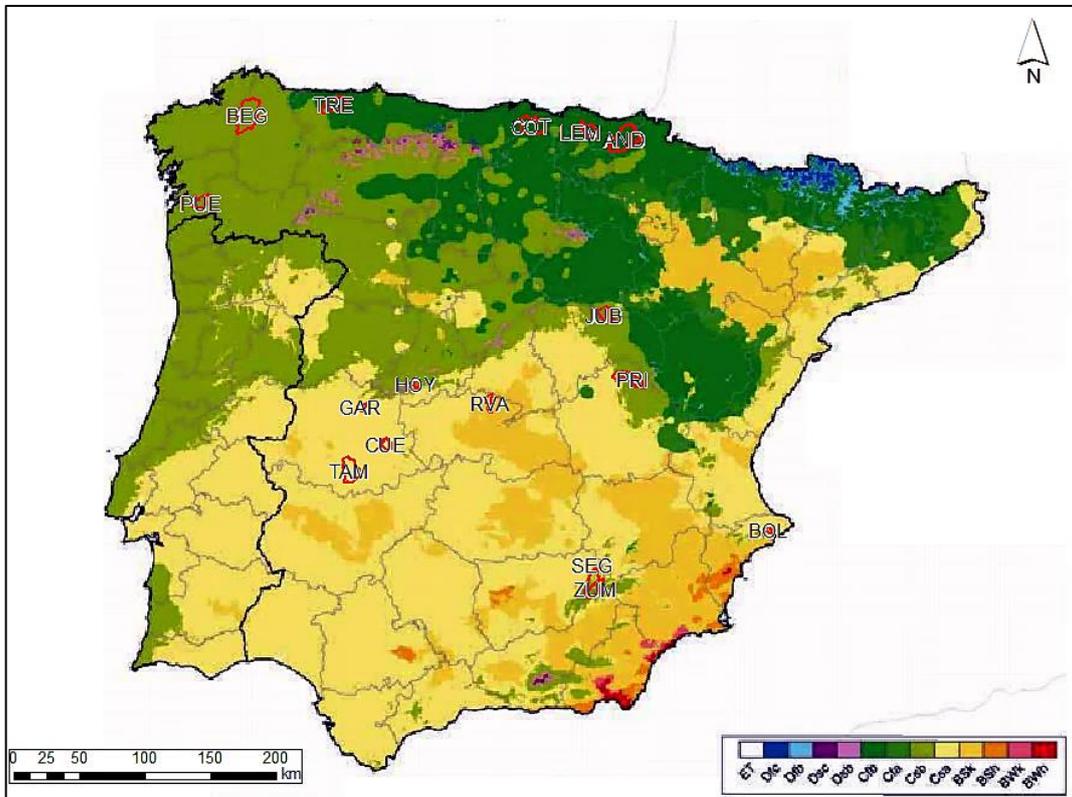


Figura 5. Clasificación climática de Köppen en las cuencas objeto de la tesis. Fuente: AEMET (2011).

El clima Csa (mediterráneo) representa la variedad climática de mayor extensión de la Península Ibérica, ocupando aproximadamente el 40% del territorio español (Figura 5). Se caracteriza por presentar inviernos templados y veranos

secos y cálidos. La mayor parte de las lluvias caen en invierno o en las estaciones intermedias. La vegetación natural es el bosque mediterráneo.

Una de las cuencas pertenecientes a esta zona climática (Csa) es GAR, la cual se caracteriza por presentar temperaturas por debajo de los 20 °C. Además, presenta una amplitud térmica próxima a los 20 °C. Atendiendo a las precipitaciones, se observa que la estación seca se presenta en los meses de junio, julio y agosto, centrándose las precipitaciones principalmente en los meses de octubre, noviembre y diciembre. La precipitación media anual alcanza aproximadamente los 1000 mm (Figura6).

Finalmente, el clima Bsk (estepa fría) es el clima seco más representativo a nivel peninsular. Se localiza principalmente en el sureste peninsular, valle del Ebro y parte de la Meseta Sur, Extremadura e Islas Baleares (Figura 5). Los inviernos son fríos o muy fríos y los veranos pueden ser templados o cálidos. Las precipitaciones son escasas. La vegetación natural es la estepa.

Dentro del grupo Bsk se encuentra la cuenca BOL. Atendiendo a su climograma (Figura 6), se observa que la temperatura media mensual es más alta que en los anteriores climas analizados, superando los 20 °C. Presenta una amplitud térmica en torno a los 20°C, ligeramente mayor que en los anteriores casos. Igualmente, se observa una disminución en la media de las precipitaciones mensuales cuya máxima precipitación mensual la alcanza en el mes de octubre (80 mm). En este clima ya es notable la presencia de aridez (junio, julio y agosto), acompañada de un periodo de estiaje estival. La precipitación media anual es inferior a los 600 mm, lo cual supone un notable descenso pluviométrico respecto a los anteriores climas.

Estrechamente ligado al clima, se ha analizado la aridez en la península ibérica a partir de los datos del modelo SIMPA (Estrela y Quintas, 1996) para el periodo octubre 1980 a septiembre 2010.

Este cálculo se ha realizado para las 16 cuencas analizadas en la tesis doctoral a partir del índice de aridez que establece la UNEP en el Atlas Mundial de la Desertificación (Middleton y Thomas, 1992) (Tabla 3). En este Atlas se resume el estado del conocimiento científico en las tierras secas del mundo. Representando en forma gráfica la etapa actual de nuestra comprensión de la desertificación, así

como su extensión y posibles soluciones. El Atlas muestra claramente que la desertificación es uno de los problemas ambientales más acuciantes del mundo

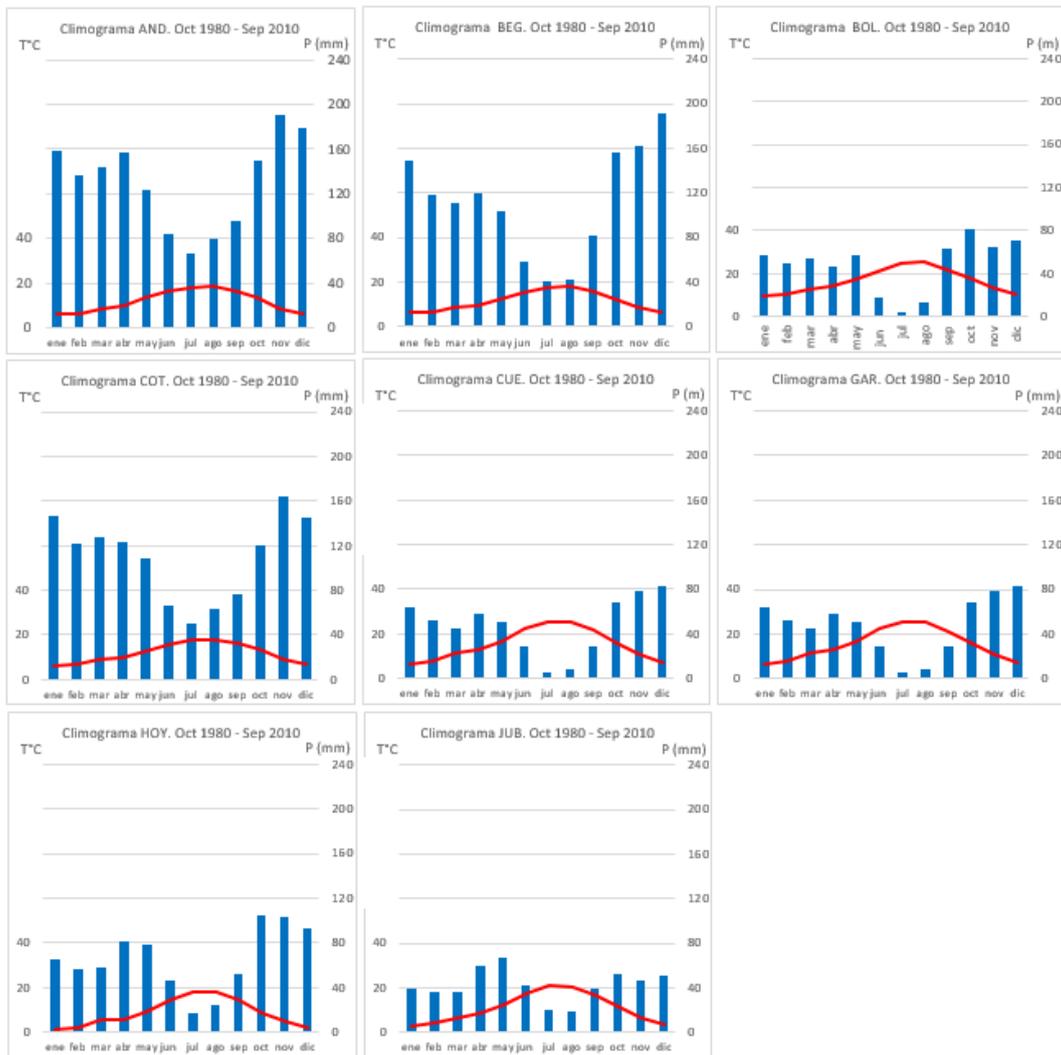


Figura 6. Climogramas de las cuencas estudiadas. Periodo oct. 1980- sep. 2010. Fuente: Elaboración propia a partir de datos SIMPA.

Middleton y Thomas (1992), establecen:

$$AIU = P / ETP \quad (2)$$

donde ETP es la evapotranspiración potencial y P es la precipitación media anual (Tabla 3).



FIGURA 6 (continuación). Climogramas de las cuencas estudiadas. Periodo oct. 1980- sep. 2010. Fuente: Elaboración propia a partir de datos SIMPA.

Clasificación	Índice de aridez UNEP (AIU)
Hiperárido	$AI_U < 0.05$
Árido	$0.05 < AI_U < 0.20$
Semiárido	$0.20 < AI_U < 0.50$
Subhúmedo seco	$0.50 < AI_U < 0.65$
Subhúmedo húmedo	$1.00 < AI_U < 0.65$
Húmedo	$AI_U > 1.00$

Tabla 3. Índice de aridez UNEP. Clasificación. Fuente: Elaboración propia a partir de Middleton y Thomas (1992).

Atendiendo a las cuencas objeto de la tesis, los grupos de aridez que encontramos son:

- Húmedo. Supone un 22.53 % de la superficie estudiada. Esta zona “húmeda” se concentra principalmente en el norte peninsular y zonas de cota elevadas peninsulares. A este grupo pertenecen gran parte de las cuencas analizadas para esta tesis, como es el caso de la cuenca AND y BEG (Figura 7 y Tabla 4).
- Subhúmedo húmedo. Abarca el 22.36% de la superficie. Se concentra principalmente en los rebordes de las grandes formaciones montañosas. Este es el caso de las cuencas SEG y ZUM. (Figura 7 y Tabla 4).
- Subhúmedo seco. Se encuentra igualmente repartida por la España peninsular. Supone un 26.77 % del total concentrado principalmente en el interior de la submeseta norte. Es el caso de la cuenca TAM y BOL (Figura 7 y Tabla 4).
- Semiárido. Es el grupo más representativo con un 28.16% del total peninsular. Se distribuye principalmente por el valle del Ebro, región de Murcia. provincia almeriense y alicantina. Este es el caso de la cuenca del RVA (Figura 7 y Tabla 4).

- Árido. Este grupo es prácticamente residual puesto que representa un 0.18% de la superficie total española. Está representado por el color rojo. Se ubica de forma dispar por el SE español. Debido a la escasa presencia en nuestra península no se ha podido seleccionar una cuenca “árida” con datos suficientes para su modelización (Figura 7 y Tabla 4).

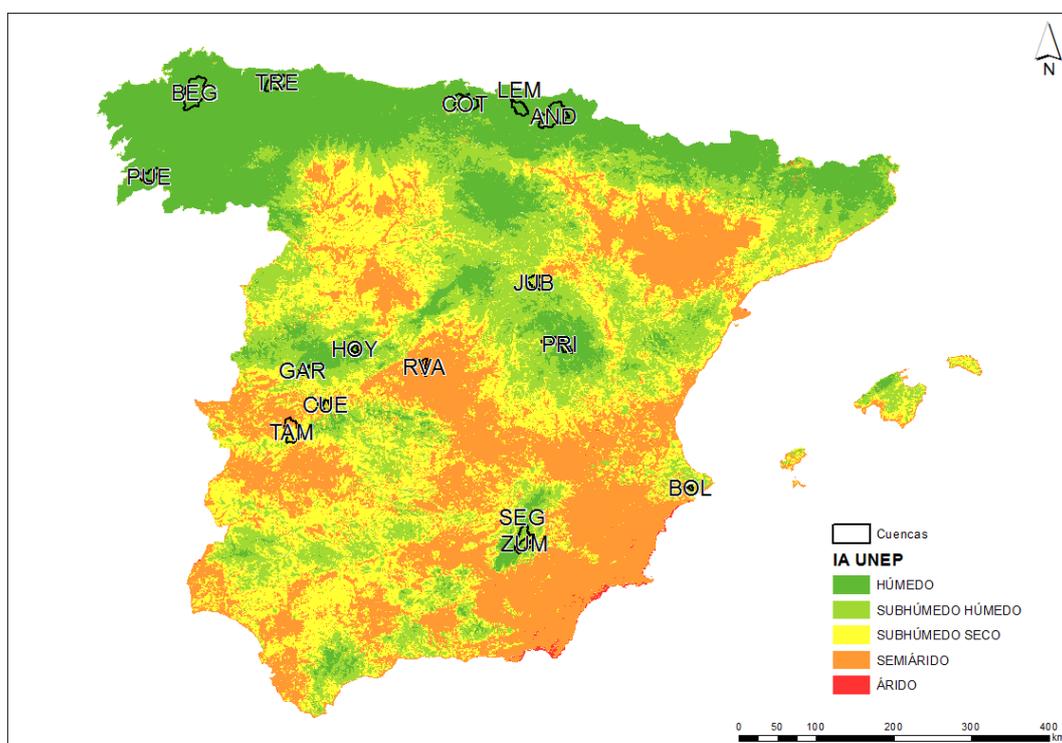


Figura 7. Índice de aridez (UNEP) en la España peninsular. Periodo 1980-2010. Fuente: Elaboración propia a partir de datos SIMPA.

Código	Nombre	Código Köppen	Índice de aridez (UNEP)	Temperatura media anual (°C)	Precipitación media anual (mm)	ETP media anual (mm)
AND	Andoaín	Cfb	2.15	11.62	1563.47	727.86
BEG	Begonte	Csb	2.07	11.44	1332.62	632.50
BOL	Río Bolulla en Callosa de Ensarría	Bsk	0.54	16.56	579.71	1080.30
COT	Coterillo	Cfb	1.65	11.48	1311.12	793.16
CUE	Garganta Cuernacabras	Csa	0.52	15.33	570.56	1098.46
GAR	Garganta Gargüera	Csa	1.02	14.73	1060.18	1043.32
HOY	Hoyos del Espino	Csb	1.01	8.58	777.22	770.35
JUB	Jubera	Csb	0.65	10.84	509.76	783.22
LEM	Lemona	Cfb	1.96	12.35	1393.18	709.20
PRI	Priego (Escabas)	Csb	1.19	10.96	763.04	642.86
PUE	Puentearreas	Csb	2.20	14.07	1662.05	756.42
RVA	Río Vallehermoso en Camarenilla	Bsk	0.40	14.69	396.53	998.49
SEG	Río Segura	Csb	0.88	11.53	807.66	915.83
TAM	Río Tamuja	Csa	0.54	15.93	596.36	1112.84
TRE	Trevías	Cfb	1.84	12.31	1220.91	663.77
ZUM	Río Zumeta	Csb	0.79	11.35	750.28	951.88

Tabla 4. Datos climáticos y de aridez en las 16 cuencas objeto de la tesis. Fuente: elaboración propia.

3.3. HIDROGEOLOGÍA.

La dilatada historia geológica peninsular, ha permitido ofrecer una gran variedad de litologías aflorantes representativas de paleoambientes y paleoclimas muy diferentes, junto a diversas morfologías, estructuras tectónicas variadas, y yacimientos minerales y fosilíferos de prácticamente todas las tipologías y periodos geológicos (Valsero et al., 2005).

Al igual que ocurre con el clima y relieve también se han tenido en cuenta las características hidrogeológicas de las cuencas estudiadas.

Las cuencas objeto de la tesis están ubicadas en las principales vertientes hidrológicas peninsulares (Figura 8 y Tabla 5), estas son:

- Vertiente cantábrica.
- Vertiente Atlántica.
- Vertiente Mediterránea.

Las redes de drenaje de las cuencas AND, COT, LEM, Y TRE desembocan en la vertiente cantábrica. Estos ríos se caracterizan por ser cortos y caudalosos. Su longitud está estrechamente relacionada a la proximidad de la cordillera cantábrica al mar, mientras que su caudal está propiciado por ser una zona de abundancia y regularidad en cuanto a precipitación se refiere.

Por su parte, los ríos pertenecientes a la vertiente atlántica se caracterizan por presentar condiciones suaves de relieve y pendiente, además de ser ríos de gran longitud. En la vertiente atlántica desembocan los grandes ríos de la Meseta, como es el caso del Miño. Dentro de esta vertiente hidrológica se encuentra la Garganta de Cuernacabras, el río Tormes cuya cuenca asociada es HOY, al igual que el río Tamuja, entre otros (Figura 8 y Tabla 5).

Finalmente, en la vertiente mediterránea solo se ha seleccionado la cuenca BOL, debido a la escasez de cauces dentro de esta vertiente en régimen natural, con información suficiente para su modelización (Figura 8 y Tabla 5). Se trata, en general, de ríos de carácter muy irregular con grandes crecidas estacionales y fuertes estiajes.

De igual modo, las cuencas objeto de la tesis están asociadas a una demarcación hidrográfica concreta (Figura 8 y Tabla 6). Destacar la demarcación hidrográfica del Tajo por ser la que la que más cuencas aporta a la tesis doctoral.

En cambio, la demarcación hidrográfica del Ebro solo tiene una cuenca entre las seleccionadas (JUB). Esto se debe a que es una demarcación bastante antropizada y existen pocas estaciones en la cabecera de los afluentes del río Ebro, lo cual ha dificultado la búsqueda de cuencas en régimen natural (Figura 8).

En las demarcaciones del suroeste español y noreste no se ha podido encontrar cuencas objeto de análisis al no encontrar cuencas que cumplan con los criterios explicados anteriormente (Figura 8).

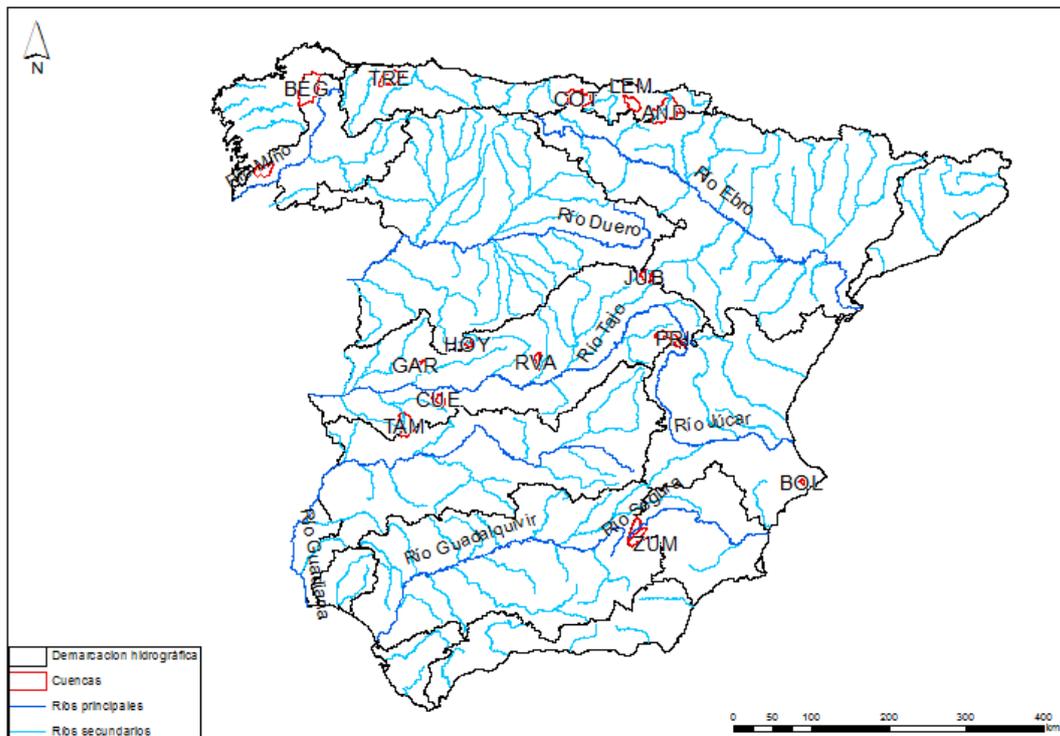


Figura 8. Demarcación hidrográfica e hidrología existente en nuestras cuencas objeto de tesis. Fuente: Elaboración propia.

Atendiendo a la litología del terreno las cuencas seleccionadas se ubican dentro de los tres principales grupos litológicos peninsulares:

- Iberia silíceo: Son restos de antiguos macizos paleozoicos. Predominan granitos, gneis, cuarzo, mármol o pizarras.

- Iberia caliza: Restos de materiales de finales del Paleozoico y Cenozoico. Sus materiales son calcáreos (calizas, yesos y margas, principalmente).
- la iberia arcillosa.: Su origen se remonta al terciario y pleistoceno. Sus materiales son rocas sedimentarias de materiales blandos (arcillas, areniscas, yesos, margas, calizas)

Código	Superficie km ²	Demarcación Hidrográfica	Cauce principal	Provincia
AND	778.49	CANTÁBRICO ORIENTAL	Río Oria	Guipúzcoa
BEG	836.89	MIÑO-SIL	Río Ladra	Lugo
BOL	29.23	JÚCAR	Río Bolulla	Alicante
COT	488.22	CANTÁBRICO OCCIDENTAL	Río Asón	Cantabria
CUE	139.86	TAJO	Garganta Cuernacabras	Cáceres
GAR	69.92	TAJO	Garganta Gargüera	Cáceres
HOY	66.15	DUERO	Río Tormes	Ávila
JUB	207.66	EBRO	Río Jalón	Soria
LEM	252.58	CANTÁBRICO ORIENTAL	Río Ibaizábal	Cantabria
PRI	328.16	TAJO	Río Escabas	Cuenca
PUE	263.85	MIÑO-SIL	Río Tea	Pontevedra
RVA	85.68	TAJO	Río Vallehermoso	Toledo
SEG	232.89	SEGURA	Río Segura	Jaén
TAM	458.12	TAJO	Río Tamuja	Cáceres
TRE	413.54	CANTÁBRICO OCCIDENTAL	Río Esva	Asturias
ZUM	266.03	SEGURA	Río Zumeta	Jaén

Tabla 5. Características hidrológicas de la zona de estudio. Fuente elaboración propia.

La iberia silíceica ocupa principalmente la parte occidental de la península ibérica, como es el caso de las cuencas BEG, PUE y TRE al noroeste; y al oeste las de CUE, TAM y GAR. Están igualmente presentes en gran parte de la submeseta norte y en menor medida en los Pirineos y la cordillera penibética. Está formada por materiales antiguos, principalmente del periodo paleozoico, tales como los micaesquistos, granitos, pizarras, etc. (Figura 9). Estas cuencas se caracterizan por la presencia de formaciones generalmente impermeables o de muy baja permeabilidad, que pueden albergar a acuíferos superficiales por alteración o fisuración, en general poco extensos y de baja productividad. En este grupo destaca TRE por presentar inclusiones tanto de arcillas como de material calizo. También es destacable la cuenca PUE, la cual se encuentra ubicada en el valle de Mondariz (bajo Miño), ya que presenta cuencas tectónicas activas pequeñas las cuales están llenas de grava (Viveen et al., 2012).

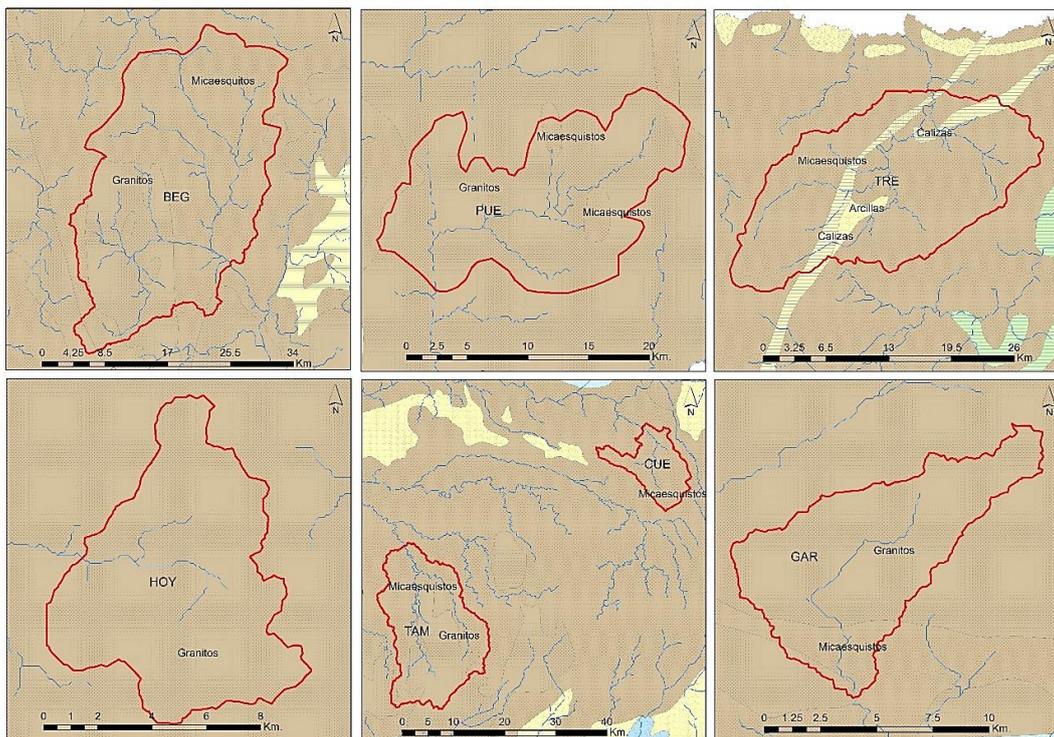


Figura 9. Iberia silíceica en la zona de estudio. Fuente: Elaboración propia a partir del mapa hidrogeológico del IGME.

Por su parte, la iberia caliza se ubica principalmente en los Pirineos, Sistema Ibérico (JUB), Bético (SEG Y ZUM), y parte oriental de la cordillera Cantábrica como es el caso de la cuenca AND y COT, entre otras. En líneas generales, las cuencas analizadas pertenecientes a este grupo se caracterizan por presentar formaciones generalmente impermeables o de muy baja permeabilidad, que pueden albergar a acuíferos superficiales por alteración o fisuración, en general poco extensos y de baja productividad. Destacan igualmente por la presencia en gran parte de la cuenca de materiales tales como margocalizas, calizas, margas, arcillas y arenas pertenecientes al cretácico. En menor medida existen acuíferos muy permeables, generalmente extensos y productivos con presencia de materiales de caliza y dolomía representados por el color verde (Figura 10) cuya edad geológica es el cretácico y jurásico.

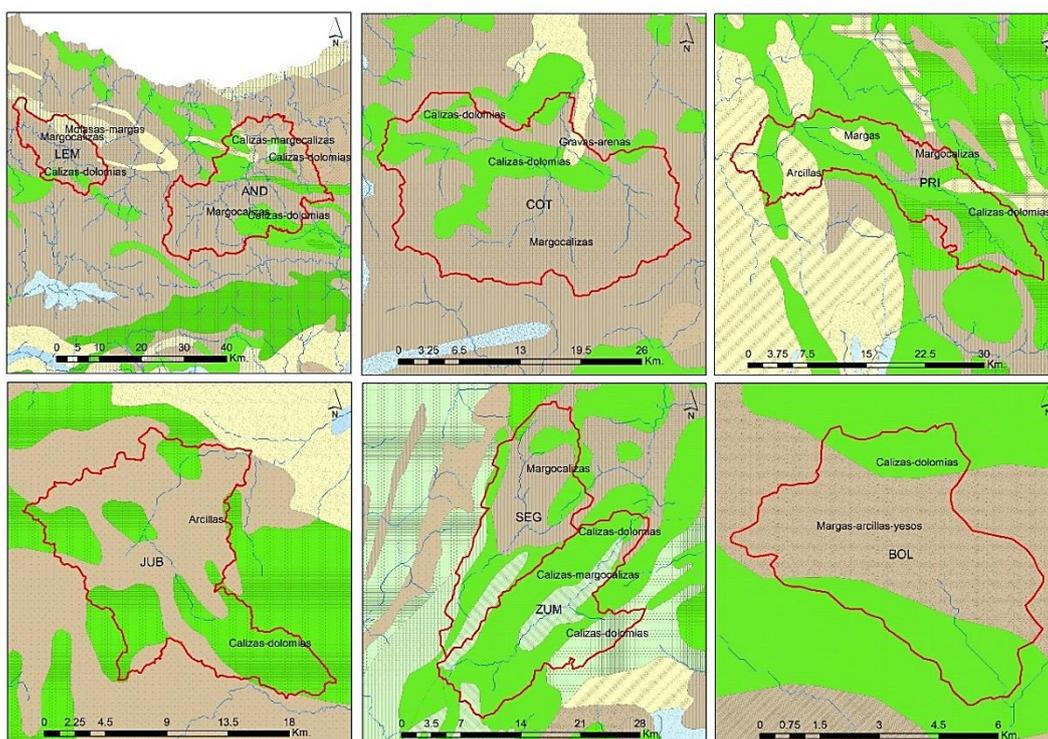


Figura 10. Iberia caliza en la zona de estudio. Fuente: Elaboración propia a partir del mapa hidrogeológico del IGME.

Finalmente, dentro de la iberia arcillosa hemos encontrado solamente la cuenca RVA (Figura 11), la cual pertenece al sistema central más concretamente a la sierra de Guadarrama. Su cabecera se desarrolla sobre granitos tardihercínicos que ocupan gran parte de la cuenca además de algunos gneises glandulares del periodo hercínico los cuales forma el frente montañoso y la Rampa Meridional de la Sierra de Guadarrama. (Olazabal y Heydt, 1996). Esta cuenca se caracteriza por estar ubicada en una zona de acuíferos extensos, discontinuos y locales de permeabilidad y producción moderadas (no excluyen la existencia en profundidad de otros acuíferos cautivos y más productivos). Destacan materiales blandos tales como arcillas arcósicas, arenas, areniscas poco cementadas y arcillas correspondientes a la sedimentación terciaria, más concretamente al periodo del mioceno.

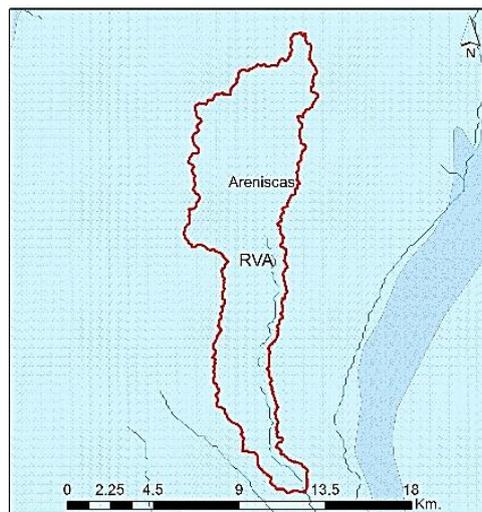


Figura 11. Iberia arcillosa en la zona de estudio. Fuente elaboración propia a partir del mapa hidrogeológico del IGME.

IV – MATERIAL Y MÉTODO

IV - MATERIAL Y MÉTODO

4.1. DATOS BASE UTILIZADOS

En este primer apartado se describirán y analizarán los datos de entrada que han sido utilizados para el desarrollo de nuestros modelos de balance hídricos agregados. Estos son climáticos, espaciales, y foronómicos.

Los datos de climáticos entrada para el análisis de los modelos de balance hídrico agregados para las 16 cuencas seleccionadas, han sido los de precipitación y ETP de SIMPA, junto a los datos de aforos del CEDEX y la superficie de la cuenca obtenida a partir del MTN25 de PNOA.

Para analizar la incertidumbre de los modelos se han utilizado diversas fuentes climáticas tanto nacionales como mundiales:

- Estaciones climáticas reales de AEMET.
- Rejilla climática Spain02 (versión 2.1).
- Rejilla climática CFSR.
- Rejilla climática SIMPA.

De todas ellas se ha obtenido, a escala mensual datos de precipitación media, y temperatura máxima, mínima y media, para el periodo que abarca desde octubre de 1979 a septiembre de 2007. Los datos de temperatura han sido necesarios para la obtención de la ETP por el método de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985).

Los datos espaciales han sido igualmente los obtenidos a partir del MDT25 del PNOA, para las cuencas TRE, PUE, GAR y BOL. Estas cuencas han sido seleccionadas como representativas de cada gran grupo climático peninsular.

4.1.1. Datos climáticos. SIMPA.

Los datos de precipitación (P) y evapotranspiración (ETP) necesarios para la entrada a los modelos de balance hídrico a escala mensual, han sido obtenidos a partir de las series completas del modelo SIMPA (Estrela y Quintas, 1996), para el

periodo que va de octubre de 1977 a septiembre de 2010. Estos a su vez han sido descargados del Sistema Integrado de Información del Agua (SIA).

Estas series de datos a escala mensual han sido creadas en formato raster con un tamaño de celda de 1x1 km, mediante un procedimiento de interpolación (inverso de la distancia al cuadrado) con datos de las más de 5000 estaciones meteorológicas de la red española, lo que supone que en cada paso de tiempo se simulan los distintos componentes del ciclo hidrológico en más de 500000 celdas. Para esta interpolación se utilizaron procedimientos de doble regresión para completar series incompletas sin alterar la varianza natural de los datos, así como procedimientos específicos para las áreas de mayor elevación (Estrela et al., 1999). Fue calibrado a partir de diferentes variables (capacidad máxima de humedad, en función del uso del suelo, máxima infiltración, en función de la litología, etc.), y validado mediante comparación con registros de referencia restaurados en más de 100 puntos de control (Estrela et al., 1999). Este recurso ha sido utilizado (entre otros) para la evaluación de los recursos hídricos de España, como es el caso del Libro Blanco del Agua en España (Estrela et al., 1999) y en el Plan Maestro Nacional del Agua de 2002, así como en la clasificación hidrológica de arroyos y ríos en la cuenca del Ebro (Bejarano et al., 2010).

El modelo SIMPA aplica ecuaciones conceptuales de balance hídrico. El modelo considera dos depósitos: la zona superior no saturada o humedad del suelo y la zona inferior o acuífero, que está saturada de agua y sirve como un depósito de agua subterránea que puede o no estar conectado a la red de drenaje superficial. De este modo, parte de la lluvia se almacena en la zona saturada, proporcionando suministros para el proceso de evapotranspiración. El resto puede ser considerado como un excedente, y se divide en una parte que fluye en la superficie, y el resto que se infiltra en el acuífero. El escurrimiento superficial fluye a través de la cuenca en el tiempo presente, mientras que el agua que se ha infiltrado forma parte del acuífero y después es descargado a la red de drenaje. (Estrela et al., 2012). A partir de las precipitaciones, las evapotranspiraciones potenciales y los parámetros hidrológicos, el modelo obtiene los mapas de los distintos almacenamientos, humedad en el suelo y volumen de acuífero, y de las variables de salida del ciclo hidrológico, evapotranspiración y escorrentía total, obtenida esta última como suma de la escorrentía superficial y la subterránea. Los caudales mensuales, en

cada intervalo de tiempo, se obtienen integrando la escorrentía total en las cuencas vertientes a los puntos de simulación (Figura 12).

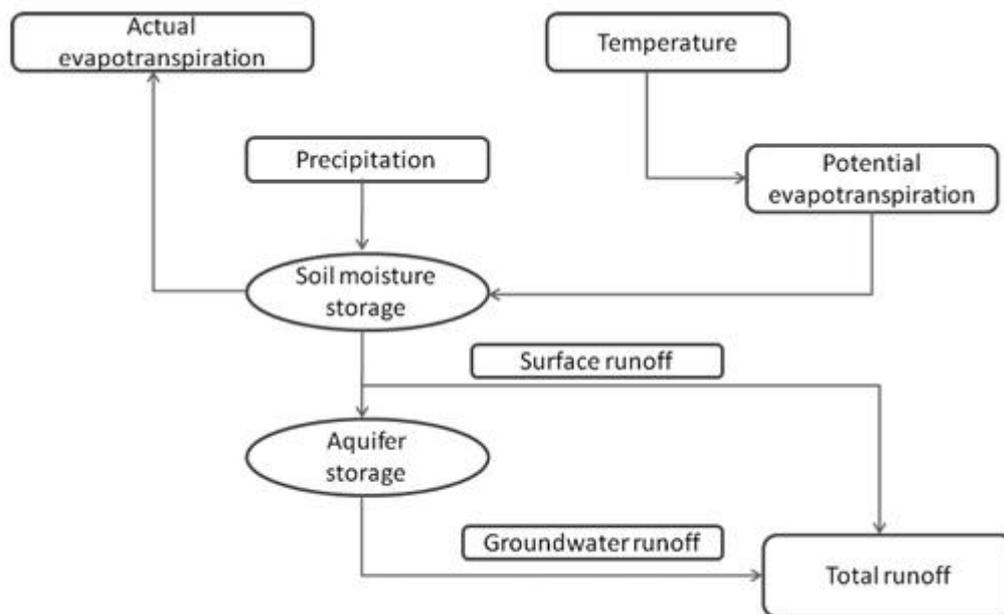


Figura 12. Esquema modelo SIMPA. Fuente: Estrela et al. (2012).

Como ya se ha comentado con anterioridad, los datos climáticos base utilizados para los modelos de balance hídrico han sido obtenidos del Sistema Integrado de Información del Agua (SIA, 2015). El SIA es competencia del Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente (MAPAMA, 2015). En él se recoge toda la información relacionada con el agua dentro de un sistema de información centralizado.

Los datos descargados han sido en formato raster y a escala mensual tanto para la precipitación como para la ETP. Estos datos han sido tratados mediante técnicas GIS usando procesamiento por lotes (scripts) con la finalidad de automatizar los geoprocursos GIS y obtener los datos de raster base a formato tabulado (.dbf), para poder integrar en nuestros modelos de balance hídrico.

Estos datos, además de ser necesarios como “inputs” para el cálculo de modelos de balance hídrico a escala mensual, han servido para elaborar los climogramas, mediante los cuales hemos determinado el tipo de clima existente en cada cuenca a partir de la clasificación climática de Köppen (1918). Este análisis previo climático ha sido clave para la elección de nuestras cuencas, ya que uno de los objetivos que se buscan con esta tesis, es evaluar el comportamiento de los modelos de balance hídrico atendiendo a la mayor diversidad climática peninsular.

A partir de los raster base mensuales de precipitación y ETP se han obtenido una serie de estadísticos básicos que ayudan a comprender como se comporta tanto la variable de precipitación como la de ETP dentro de nuestras cuencas objeto de estudio. (Tabla 6).

Atendiendo a la variable P, se observa (Tabla 6 y Figura 13) que los valores máximos medios corresponden a las cuencas del norte peninsular como es el caso de la cuenca PUE (153 mm/mes), y AND (120 mm/mes). En cambio, los valores mínimos medios mensuales corresponden a las cuencas RVA, JUB, y CUE.

En líneas generales, los valores máximos medios mensuales de la desviación estándar los encontramos en PUE y COT (Tabla 6 y Figura 13), con una dispersión superior a 20 mm, mientras que las cuencas que más se acercan a los valores medios analizados son RVA, y JUB (próximos a 5 mm), coincidiendo con los valores medios mínimos de nuestras cuencas objeto.

Por su parte, las cuencas que presentan los valores máximos son las de PUE, y AND, mientras que las de valores mínimos son RVA, JUB. El valor mínimo de las medias coincide, igualmente, con el promedio total mensual.

Tras analizar los datos de la variable ETP, (Tabla 6) se advierte que sus valores máximos medios están en las cuencas con mayor grado de aridez (Tabla 4), como es el caso de CUE y TAM con valores que rondan los 100 mm. En cambio, los valores mínimos están presentes en las cuencas más lluviosas, como es el caso de la cuenca TRE y PRI, con valores medios mensuales próximos a 50 mm.

Atendiendo a la desviación típica mensual, se observa (Tabla 6) que el grado de dispersión de la ETP es menor que en la precipitación ya que el rango va de 13.87 mm el valor máximo en la cuenca BOL y el mínimo llega a 5.61 mm en JUB. En cambio, los valores mínimos mensuales se alcanzan en la cuenca de RVA con 74.85 mm, mientras que el valor mínimo se obtiene en la cuenca de PRI y BEG con

valores próximos a 28 mm. Por su parte los valores máximos se advierten en cuencas tales como BOL y TAM con valores máximos medios superiores a 120 mm, en cambio, los máximos de menor valor, los encontramos nuevamente en Begonte con un valor medio de 72.51 mm.

Código cuencas	Media ETP mensual total	Desviación típica ETP mensual total	Mínimo ETP mensual total	Máximo ETP mensual total	Media P mensual total	Desviación típica P mensual total	Mínimo P mensual total	Máximo P mensual total
AND	69.51	7.26	44.21	76.55	123.88	18.87	71.76	174.86
BEG	54.64	7.08	28.24	72.74	94.46	17.00	68.27	172.99
BOL	79.89	13.87	64.84	122.82	58.94	8.25	33.27	72.76
COT	67.31	11.47	31.98	105.28	110.86	22.02	52.51	173.66
CUE	106.98	12.03	55.55	108.76	51.36	19.23	28.30	134.31
GAR	94.18	9.87	59.41	102.95	91.66	19.32	68.74	142.55
HOY	62.08	9.78	37.62	86.85	70.76	10.67	53.71	145.01
JUB	58.83	5.61	51.19	75.66	42.80	4.04	34.36	55.88
LEM	72.51	7.66	36.39	72.51	107.61	12.61	64.40	164.79
PRI	48.35	7.89	27.28	76.71	76.29	10.18	41.47	86.45
PUE	57.02	7.76	43.69	85.18	156.76	27.39	86.94	225.23
RVA	84.03	6.38	74.85	104.39	37.36	3.22	26.59	40.31
SEG	70.38	7.69	56.83	91.70	72.51	10.80	30.10	96.08
TAM	98.93	9.53	65.66	112.92	53.79	4.76	37.80	68.55
TRE	50.35	7.51	32.06	81.00	103.17	6.34	81.66	138.99
ZUM	66.05	8.77	41.34	92.90	61.19	10.05	36.83	91.42

Tabla 6. Estadísticos básicos de las cuencas objeto de estudio. Fuente: Elaboración propia a partir de datos SIMPA.

La Figura 14, muestra el valor medio de precipitación mensual de forma distribuida. Se observa que las cuencas pertenecientes a la cornisa cantábrica y gallega son las más lluviosas de las cuencas hidrológicas seleccionadas. Este es el caso de la cuenca PUE y AND.

En cambio, las cuencas de menor precipitación están más distribuidas por toda la España peninsular como es el caso de las cuencas JUB, RVA y BOL (Figura 14).

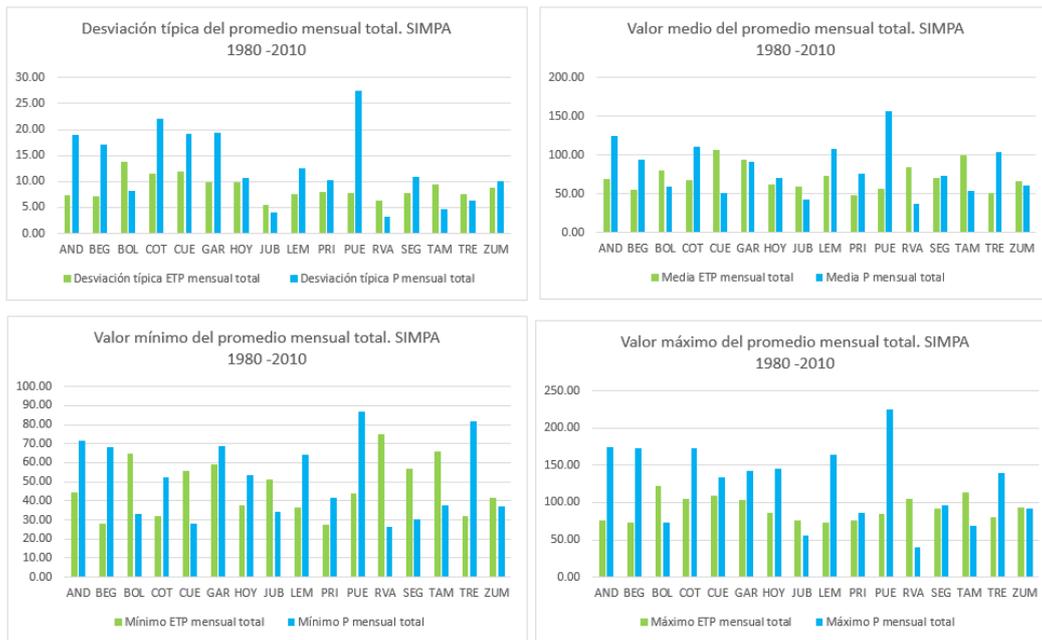


Figura 13. Gráficos de los estadísticos básicos, de las cuencas objeto de la tesis doctoral. Fuente: Elaboración propia a partir de datos SIMPA.

Atendiendo a la ETP (Figura 15), se observa que las zonas de mayor evapotranspiración se corresponden con las cuencas más occidentales como son los casos de GAR, TAM y CUE. Las de menor ETP se encuentran principalmente al norte peninsular, aunque no muestran un patrón tan marcado como la variable de la precipitación.

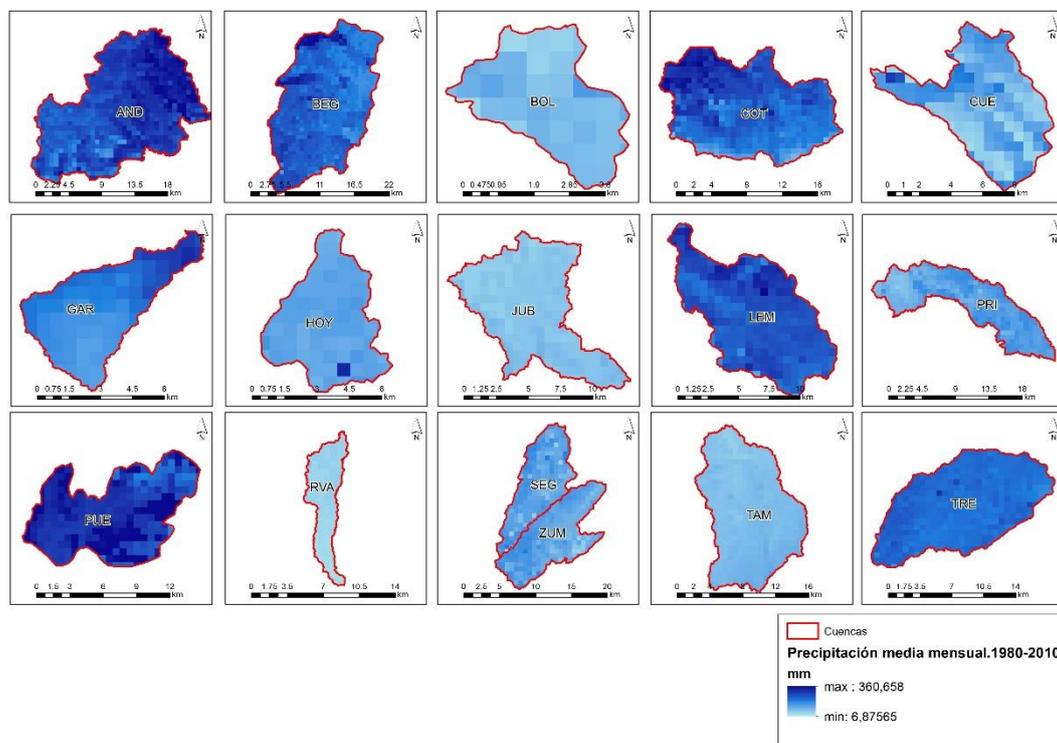


Figura 14. Precipitación media mensual 1980-2010 de las cuencas objeto de la tesis. Fuente: Elaboración propia a partir de datos SIMPA.

Finalmente, a partir de estos datos SIMPA de precipitación y temperatura se obtuvo el índice de aridez medio total peninsular del periodo que abarca la parte de análisis de modelos de balance hídrico.

Para ello se ha utilizado el índice de aridez que recomienda el Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA).

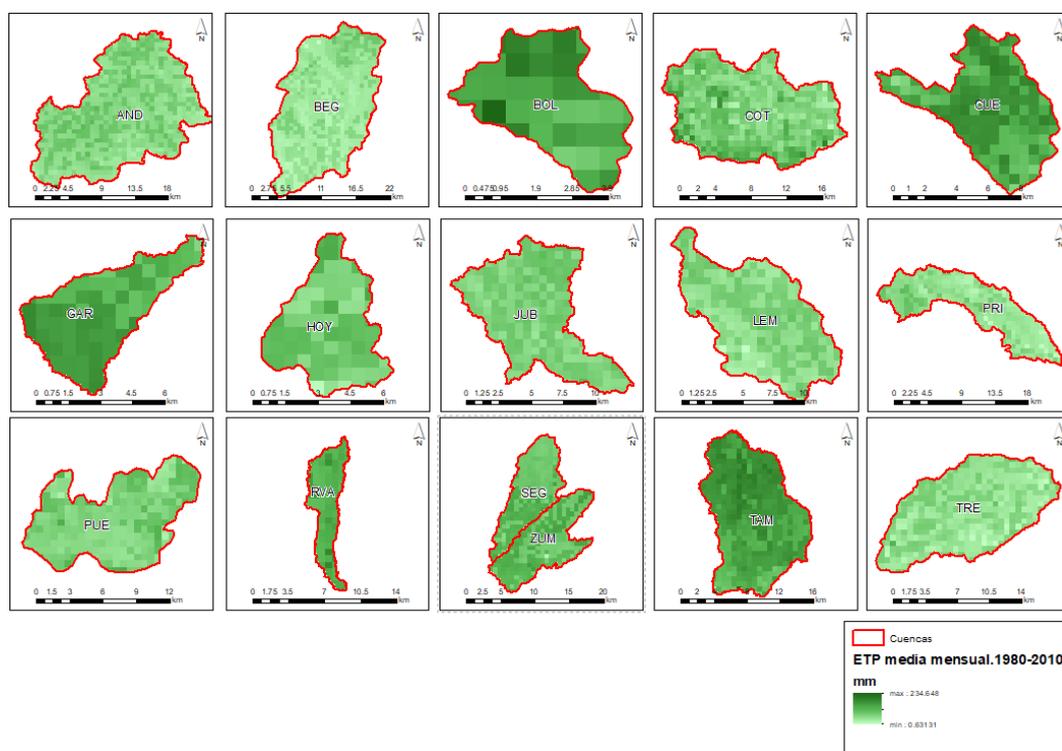


Figura 15. ETP media mensual 1980-2010 de las cuencas objeto de la tesis. Fuente: Elaboración propia a partir de datos SIMPA.

4.1.2. Datos climáticos. Spain02.

Como ya se ha comentado anteriormente, para el desarrollo del análisis de la incertidumbre (cuencas BOL, GAR, PUE, TRE) se han utilizado los datos de precipitación y temperatura de Spain02, en su versión 2.1. (Herrera et al., 2012).

Spain02 (Herrera et al., 2012, 2016), es una serie de conjuntos de datos de alta resolución de precipitación diaria y temperatura desarrollados para la España peninsular y las islas Baleares. En la actualidad, presenta 4 versiones, con resoluciones de 0.44, 0.22 y 0.11 grados y 15 enfoques de interpolación diferentes (Herrera et al., 2016). Para ello se utilizaron 2756 estaciones de más de 9000 estaciones suministradas por la Agencia Meteorológica Española (AEMET).

En su proceso de interpolación se probaron diferentes métodos de tales como el de validación cruzada para comparar los valores interpolados resultantes con los datos de la estación. El método de kriging mostró el mejor rendimiento general y la malla se generó aplicando este algoritmo en un proceso de dos pasos. En el primer paso se realizó una interpolación utilizando un kriging binario y, en un segundo paso, las cantidades se interpolaron mediante la aplicación de kriging ordinario a los resultados de la ocurrencia. (Herrera et al., 2012).

En la Figura 16, se observan mapas explicativos sobre el proceso sufrido para la obtención del producto Spain02. En la Figura 16a se advierte el total de estaciones seleccionadas para la generación del mallado; la 16b presenta la malla regular de 20x20 km; la 16c muestra la densidad de estaciones utilizadas por celda y la 16d expone el porcentaje disponible de datos totales de precipitación para el periodo 1950-2003.

La red de Spain02 en su versión 2.1. (usada en el presente estudio) tiene una resolución horizontal de 0.2 grados, lo cual supone una rejilla de celdas de 20x20 km aproximados y abarca el período de 1950 a 2007.

Estos datos han sido desarrollados para la España peninsular y las Islas Baleares y se presentan para su descarga tanto a escala diaria como mensual en formato .txt y netcdf. Para esta tesis se han utilizado los datos en formato .txt tanto de precipitación media como de temperatura máxima y mínima a escala mensual.

Una vez descargados los datos (Spain02, 2015), se procedió a conocer el peso de cada estación para cada cuenca analizada, obteniendo la precipitación media para cada mes y cuenca.

Se advierte la disparidad espacio-temporal de precipitación en las cuencas seleccionadas (Figura 17). Este fue uno de los motivos básicos por la elección de las cuencas para analizar su incertidumbre. Se observa que la cuenca con mayores picos de precipitación es la cuenca PUE, alcanzando valores de 800 mm en febrero de 1982, máximos que han desaparecido a principios de este siglo. De igual modo se observan ciertos picos de meses de precipitación máxima en el resto de cuencas, pero no son tan marcados como la cuenca PUE.

El promedio mensual tanto para la cuenca GAR como BOL es de 60mm/mes aproximadamente, mientras que para la cuenca TRE y PUE rondan los 100 mm/mes, siendo estas las cuencas más lluviosas.

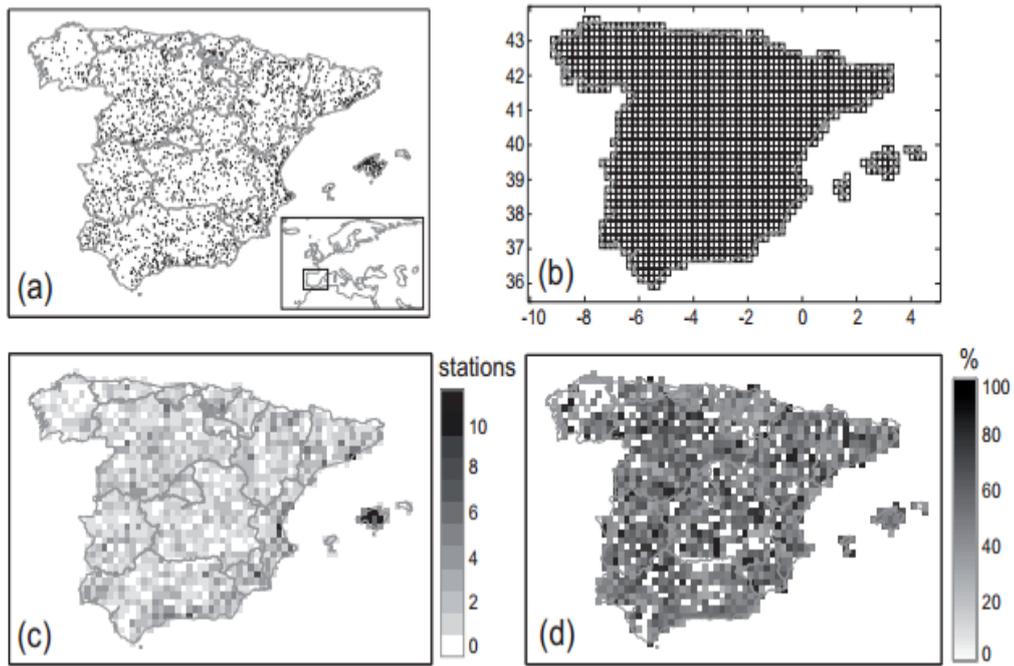


Figura 16. Proceso elaboración Spain02. Fuente: Herrera et al. 2012.

Tanto para la cuenca BOL como GAR se observa una dinámica en sus precipitaciones más estacional, descendiendo estas en los meses de verano y ascendiendo en los meses de invierno. En cambio, la cuenca PUE presenta una ligera estacionalidad, mientras que la cuenca TRE no presenta ningún tipo de estacionalidad en la distribución de sus precipitaciones.

Tras analizar la ETP obtenida por el modelo climático Spain02 (Figura 18), se observa menos variación entre cuencas que en la variable precipitación. Destaca la cuenca BOL por ser la que presenta el promedio de ETP más bajo, próximo a los 80 mm. En cambio la cuenca GAR es la que presenta el mayor promedio superando los 100 mm de promedio mensual. Otra característica a destacar en BOL es la poca variación entre sus máximos (120 mm aprox.) y mínimos (40 mm aprox.). En cambio, la cuenca GAR es la que presenta mayor variación (240 mm - 20 mm).

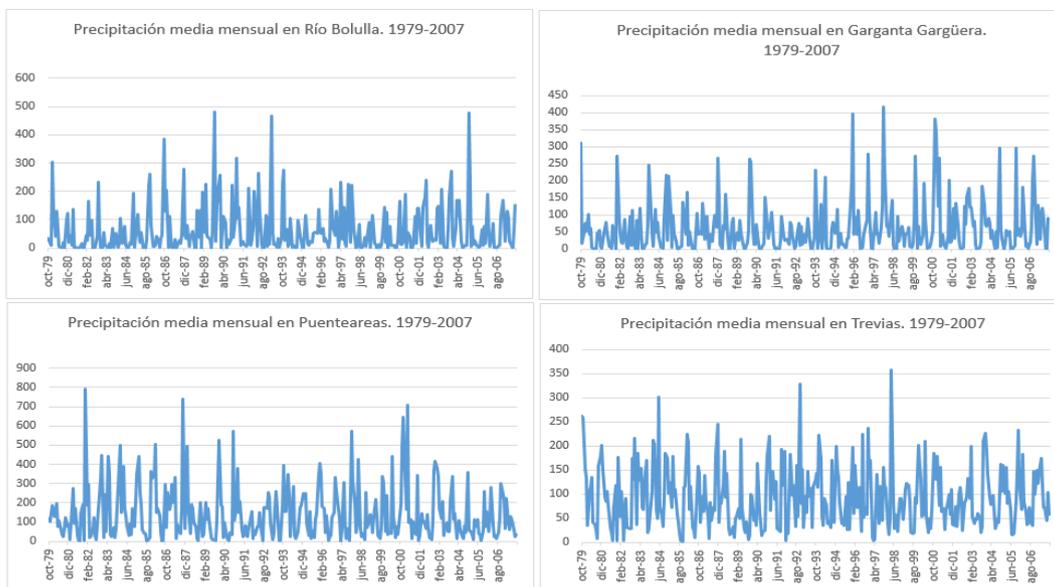


Figura 17. Evolución de la precipitación mensual media en mm, para las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE. Fuente: Elaboración propia a partir de datos Spain02.

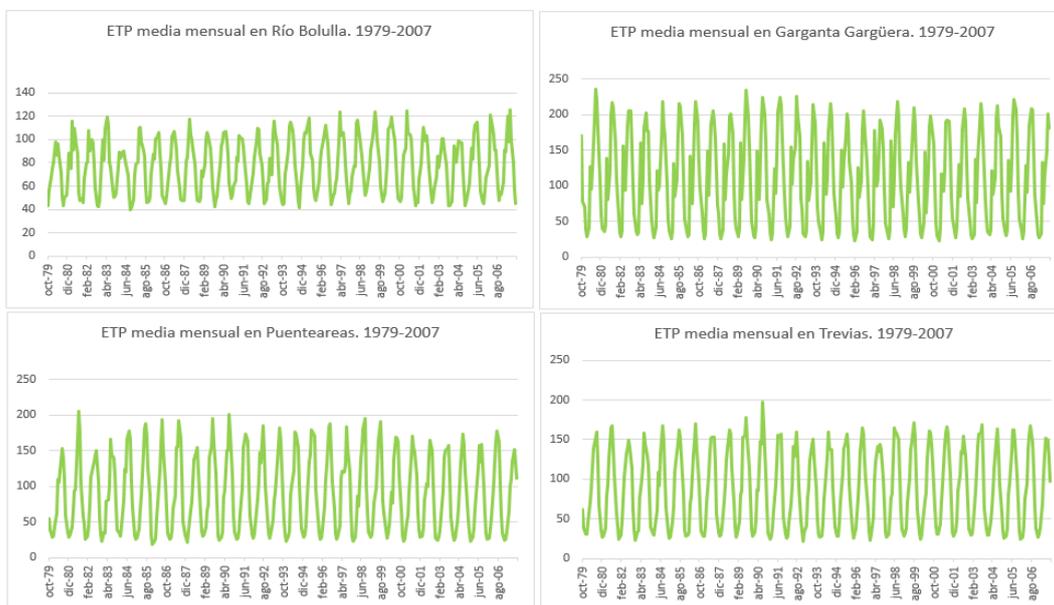


Figura 18. Evolución de la ETP mensual media en mm, para las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE. Fuente: Elaboración propia a partir de datos Spain02.

4.1.3. Datos climáticos. CFSR.

Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) es un reanálisis climático que se genera mediante simulación numérica, empleando modelos similares a los que se usan para predicción meteorológica y un proceso de asimilación de datos observados. La asimilación de datos incluye mediciones tomadas en superficie y en altitud a lo largo de toda la superficie terrestre, así como medidas de observaciones en buques y procedentes de satélite. (Saha et al., 2010)

El CFSR del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) se completó para el período de 31 años de 1979 a 2009, en enero de 2010. El CFSR fue diseñado y ejecutado como un acople de alta resolución de atmosfera, océano, superficie terrestre y hielo, a nivel mundial. De este modo el CFSR representa una nueva generación de reanálisis climático-terrestre, con la primera suposición de una atmósfera acoplada-océano-mar-hielo. El CFSR se compara con estimaciones observacionales y tres reanálisis previos (NCEP/ National Center for Atmospheric Research y otros). De estas comparaciones destacar que el CFSR ha mejorado en su distribución de la precipitación media en varias regiones. (Xue et al., 2011).

Actualmente, el conjunto de datos CFSR realiza previsiones meteorológicas por horas. Los modelos de pronóstico se reinician cada 6 h (horas de análisis = 0000, 0600, 1200 y 1800 UTC) utilizando la información de la estación meteorológica mundial, redes y productos derivados de los satélites. En cada análisis, el CFSR incluye los datos de pronóstico, previstos de la hora de análisis anterior, y los datos del análisis utilizado para reinicializar los modelos de pronóstico. Este conjunto de datos contiene precipitaciones y temperaturas por hora para cualquier parte del mundo. Además, como la precipitación es actualizada en tiempo casi real cada 6 h, estos datos pueden proporcionar estimaciones en tiempo real de precipitación y temperatura. (Fuka et al., 2014). Los productos CFSR atmosféricos, oceánicos y de superficie terrestre están disponibles con una resolución horaria y una resolución horizontal de 0.5° latitud \times 0.5° de longitud. Los datos del CFSR serán distribuidos por el Centro Nacional de Datos Climáticos (NCDC) y National Center for Atmospheric Research (NCAR). Este reanálisis servirá para muchos propósitos, incluyendo proveer la base para la mayoría de los productos climáticos operacionales del Centro de Predicción del Clima del NCEP, definiendo los estados medios de la atmósfera, el océano, la superficie terrestre y el hielo marino durante los próximos 30 años climáticos normales (1981- 2010). El análisis preliminar de la

producción de CFSR indica un producto que es muy superior en muchos aspectos al reanálisis de mediados de los años noventa. Hay muchas razones para creer que la CFSR sustituirá a estos productos más antiguos tanto en alcance como en calidad, ya que es más alta en tiempo y resolución espacial, cubre la atmósfera, el océano, el hielo marino y la tierra (Saha et al., 2010).

Para nuestro trabajo se descargaron datos a escala mensual de temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación. A partir de esta petición se obtuvieron datos de 842 estaciones en formato .csv (Figura 19).

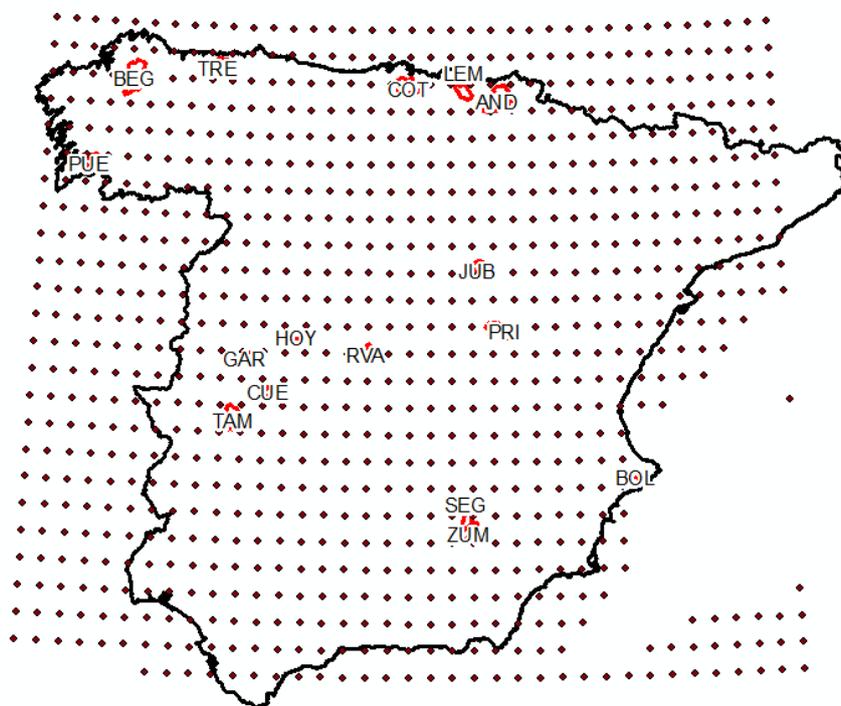


Figura 19. Distribución de estaciones climatológicas del CFSR, junto a cuencas objeto de tesis. Fuente: Elaboración propia a partir de datos CFSR.

Debido a la distancia existente entre las cuencas y la malla de estaciones del CFSR, no se vio necesario realizar un proceso de interpolación para conocer el peso medio de sus variables por cuencas analizadas, por lo que se eligió como estación válida la más próxima al centroide de cada cuenca.

Tras estructurar los datos, se obtuvo la ETP de los mismos mediante el método de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) para las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE, a partir de los datos de cada estación seleccionada previamente para la precipitación. De este modo se han obtenido los datos base para la elaboración de nuestros modelos de balance hídrico agregados para evaluar la incertidumbre climática.

Atendiendo a la precipitación (Figura 20), observamos que las cuencas BOL y GAR presentan un promedio mensual aproximado de 50 mm, mientras que TRE supera los 100 mm y PUE se aproxima a los 150 mm de media mensual. Al igual que ocurre con los anteriores datos climáticos, la cuenca TRE es la única que no presenta estacionalidad marcada en sus precipitaciones frente a las cuencas GAR y BOL, en las que la estacionalidad de sus lluvias es un hecho destacable. Por su parte, la cuenca PUE presenta picos de precipitación máxima más acentuados en su distribución, alcanzando los 600 mm en octubre del 2000.

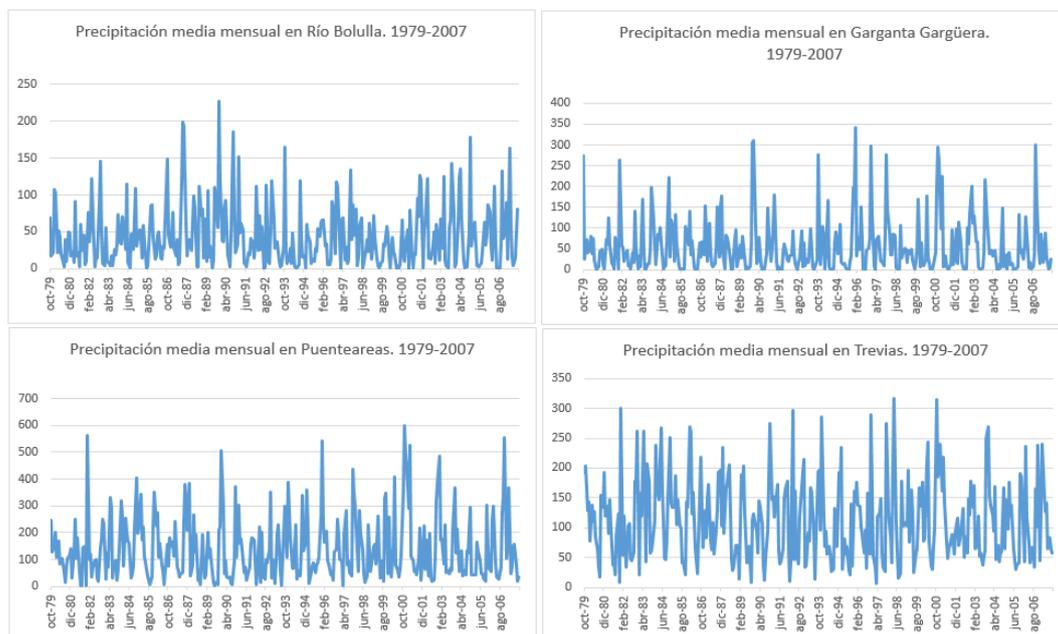


Figura 20. Evolución de la precipitación mensual media en las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE en mm. Fuente: Elaboración propia a partir de datos CFSR.

Atendiendo a la ETP (Figura 21), destaca la cuenca GAR por ser la que presenta mayor promedio mensual alcanzando los 100 mm. En cambio la cuenca PUE es la que menor promedio presenta con un valor próximo a los 60 mm. Por su parte, la cuenca GAR es la que presenta mayor distancia entre sus valores mínimos y máximos (40-240 mm), mientras que en la cuenca BOL oscila entre 30 mm y 160 mm.

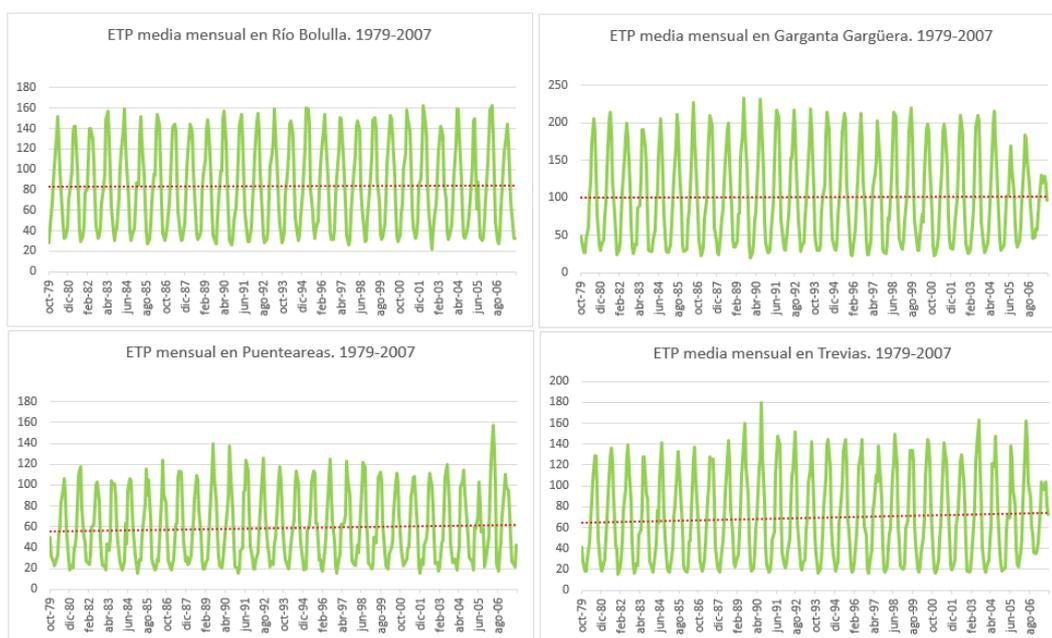


Figura 21. Evolución de la ETP mensual media en las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE en mm. Fuente: Elaboración propia a partir de datos CFSR.

4.1.4. Datos climáticos. Estaciones AEMET.

Para dar consistencia a nuestros datos climático se vio necesaria la búsqueda de estaciones reales tanto de precipitación como de temperatura. Para ello se siguieron los siguientes criterios:

- Estaciones con serie temporal que estuviera comprendida (al menos) entre septiembre de 1979 a octubre de 2007.
- Ubicadas en zonas con cota similar al promedio de cada cuenca.
- Próximas a la misma, máximo 20 km.

- Con datos (al menos) de precipitación y temperatura media, máxima y mínima.
- Diversidad climática. Una por cada tipo de clima principal peninsular.

Debido a estos estrictos criterios, y tras consultar las fuentes disponibles de estaciones climáticas, de diversos ámbitos oficiales, tanto nacionales como provinciales (SIAR, REDAREX, IMIDA; etc.), solamente se pudo hacer uso de las estaciones de AEMET. A partir de esos criterios, las cuencas seleccionadas para analizar la incertidumbre climática en nuestros modelos de balance hídrico fueron BOL, GAR, PUE, TRE. (Tabla 7).

Tras un proceso de búsqueda previa de las estaciones disponibles de AEMET que pudieran ser utilizadas para la evaluación de la incertidumbre en nuestros modelos, se realizó la petición de datos de precipitación, temperatura media, máxima y mínima, para las cuencas BOL, PUE y TRE. En cambio, para la cuenca GAR solo encontramos la variable de precipitación a través de AEMET (2017) (Tabla 7).

Cuenca	Nombre estación AEMET	Indicativo	Serie temporal	Altura(m)	Distancia estación a cuenca (km)	X ETRS89 30N	Y ETRS89 30N
PUE	VIGO/PEINADOR	1495	1956-2016	243	5	35914	4691612
TRE	ZARDAÍN	1287	1966-2016	400	0	212409	4810377
BOL	VALL DE LAGUARD FONTILLES	8054	62-2106	250	6	752861	4296236
GAR	HERVÁS	3504	1913-1990	688	16	257033	4462121
GAR	ALDEANUEVA DEL CAMINO	3505	1990-1992	524	17	251077	4460772
GAR	HERVÁS COLEGIO	3504A	1993-2016	688	16	257028	4461967

Tabla 7. Estaciones AEMET seleccionadas. Fuente: Elaboración propia.

Analizando el promedio de precipitación mensual (Figura 22), se observa que las cuencas con menor promedio mensual son BOL y GAR con 70 mm aproximadamente, en cambio la cuenca TRE alcanza los 100 mm, mientras que la cuenca PUE llega a los 150 mm.

Al igual que ocurre con las anteriores fuentes climáticas, se observa cierta estacionalidad en la distribución temporal de la precipitación para las cuencas GAR y BOL. Esta última rompe su marcada estacionalidad en el verano de 1992 con precipitaciones superiores a los 100 mm/mes. En cambio, las cuencas PUE y TRE no presentan estacionalidad alguna. Estas cuencas destacan igualmente por presentar unos altos máximos mensuales, llegando a los 700 mm para la cuenca PUE y los 500 mm para la cuenca TRE.

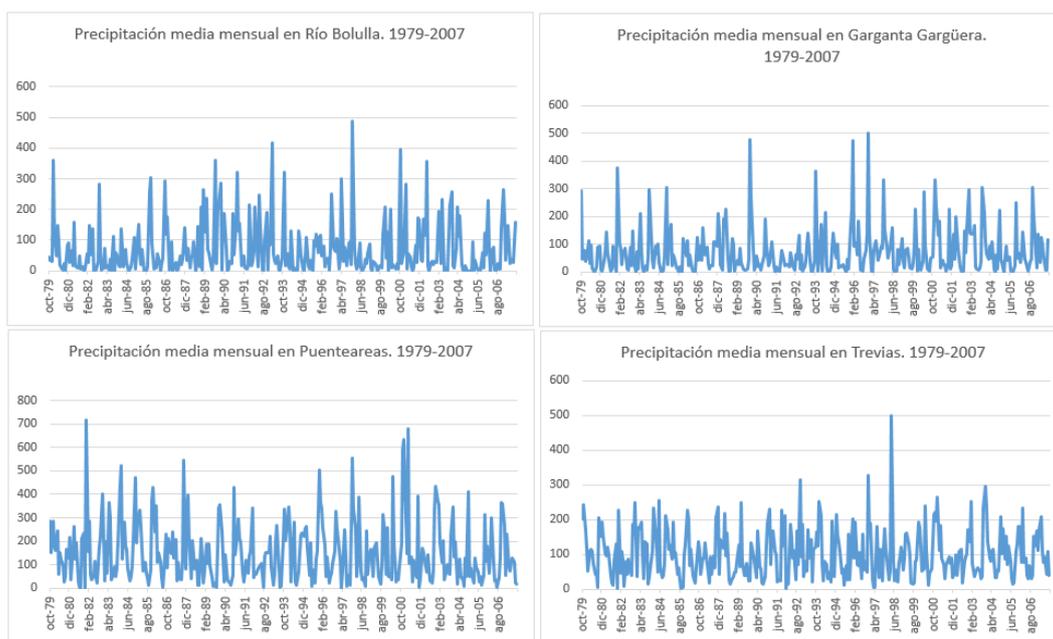


Figura 22. Evolución de la precipitación mensual media en las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE en mm. Fuente: Elaboración propia a partir de datos AEMET.

Por su parte, atendiendo a la ETP (Figura 23) destaca el hecho de que para la cuenca GAR no ha sido posible obtener la ETP. Del resto de cuencas se observa que la que mayor ETP media mensual se alcanza en BOL con 87 mm, le sigue TRE con 84 mm, mientras que la que menor ETP presenta es la cuenca PUE con 75 mm.

A diferencia de las anteriores fuentes climáticas la variación del promedio de la ETP obtenido entre las cuencas es mínima.

Por su parte la cuenca BOL es la que menos diferencias muestra entre su valor medio máximo (150 mm) y su valor mínimo (40 mm) En cambio PUE muestra mayores diferencias entre sus valores máximos (160 mm) y mínimos (20 mm).

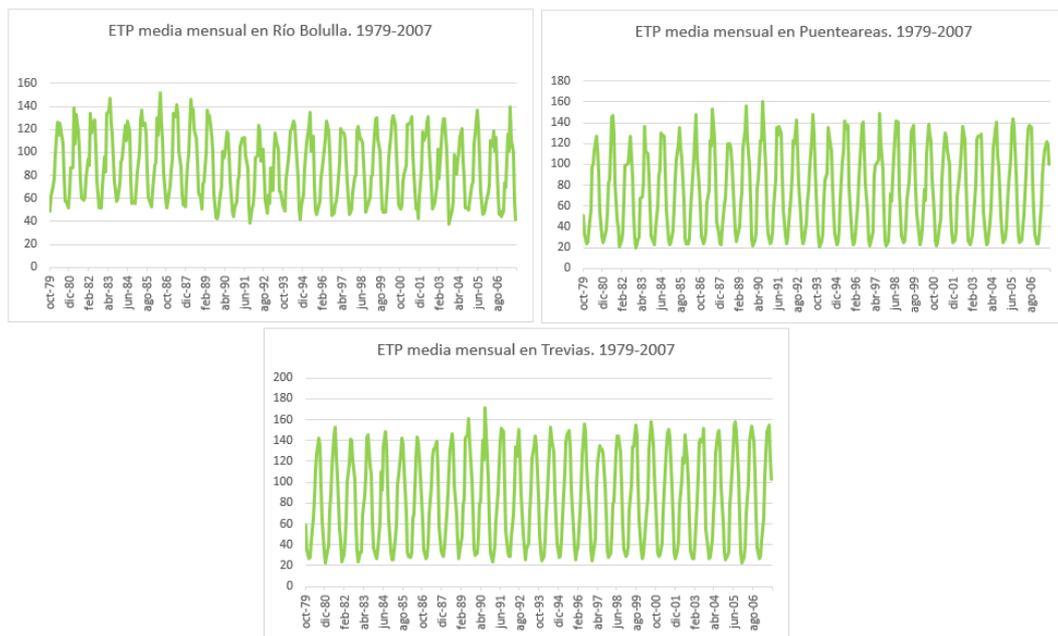


Figura 23. Evolución de la ETP mensual media en las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE en mm. Fuente: Elaboración propia a partir de datos AEMET.

4.1.5. Datos foronómicos y espaciales.

Los aforos han sido obtenidos a partir de la “Red Oficial de Estaciones de Aforo” (ROEA) que proporciona datos de nivel y caudal en puntos seleccionados de los ríos, complementada con los datos de embalses, conducciones y estaciones evaporimétricas asociadas a los embalses.

La serie temporal obtenida de aforos para la realización de nuestra tesis, está comprendida entre octubre de 1977 hasta septiembre de 2010. Estos datos

mensuales han sido descargados para cada una de nuestras subcuencas, a escala mensual y en formato tabulado .txt.

Los aforos han sido un dato limitante para la selección de cuencas objeto de esta tesis doctoral, ya que se han desechado algunas estaciones de aforos por no tener series al 90% completas mínimo. Este es el caso de la estación de aforo 3259 (río Uso en Aldeanueva de Barbaroya), 5004 (río Guadalquivir en Mengibar), 8071 (río Serpis en Villalonga), etc.

El objetivo era utilizar datos de estaciones de aforos lo más completas posibles, puesto que se ha evitado el completado de datos para que los modelos no se vieran influenciados por ello.

El promedio de series de datos completos del total de las subcuencas (para el periodo octubre 1977 – septiembre 2010) es superior al 97%. Destacan cuencas que presentan series totalmente completas como es el caso de SEG y COT, mientras que las que menos series de datos presentan son las cuencas de HOY y BOL (próximos al 90% de datos de aforos mensuales) (Tabla 8).

Atendiendo al valor mensual promedio de aforos (Figura 24) para el periodo objeto de estudio de esta tesis, podemos determinar que las estaciones con valores más altos son las que se encuentran ubicadas al norte peninsular (AND, BEG y COT), con valores próximos a 70 hm³/mes. En cambio, las cuencas de menor caudal promedio se corresponden a las cuencas de clima más severo (BOL y RVA) con valores de caudal promedio inferiores a 1 hm³/mes.

El componente espacial es un “input” importante y necesario para obtener unos buenos ajustes en los modelos de balance hídrico agregados a escala mensual. Para ello se han descargado las hojas del MDT25 de las cuencas estudiadas (formato. asc) y preparado para poder delimitar, mediante geoprocesos GIS de forma precisa, la superficie de cada cuenca objeto de la tesis doctoral.

El modelo MDT25 presenta un tamaño de celda de 25x25m. Este MDT25 se ha obtenido por interpolación de modelos digitales del terreno de 5 m de paso de malla procedentes del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA). De aquí se ha obtenido el centroide de cada cuenca hidrológica, para ubicar las cuencas (Tabla 1), al igual que la pendiente y altitud media de las mismas (Tabla 2) y la red de drenaje.

El punto de desagüe de la cuenca fue la estación de aforo del CEDEX, siendo este el punto de referencia para la delimitación de cada una de las 16 cuencas existentes en esta tesis doctoral (Figura 25).

Código ROEA	Código cuenca	Nombre de cuenca	Total meses completos con datos	% meses completos	Promedio mensual hm ³ /mes. aforos. 1977-2010
1619	AND	Andoain	358	99.44	75.64
3045	BEG	Begonte	351	97.50	68.50
1645	BOL	Río Bolulla en Callosa de Ensarría	323	89.72	0.56
9058	COT	Coterillo	360	100.00	64.08
2006	CUE	Garganta Cuernacabras	357	99.17	3.10
7004	GAR	Garganta Gargüera	350	97.22	2.07
7001	HOY	Hoyos del Espino	321	89.17	4.69
8151	JUB	Jubera	358	99.44	1.55
3224	LEM	Lemona	358	99.44	23.08
3244	PRI	Priego (Escabas)	347	96.39	10.07
3220	PUE	Puenteareas	352	97.78	48.29
1395	RVA	Río Vallehermoso en Camarenilla	352	97.78	0.03
1196	SEG	Río Segura	360	100.00	6.30
1163	TAM	Río Tamuja	336	93.33	3.09
1080	TRE	Trevías	353	98.06	28.98
3266	ZUM	Río Zumeta	360	100.00	2.79

Tabla 8. Datos básicos de las estaciones de aforos del CEDEX, para cada cuenca del estudio. Fuente: elaboración propia.

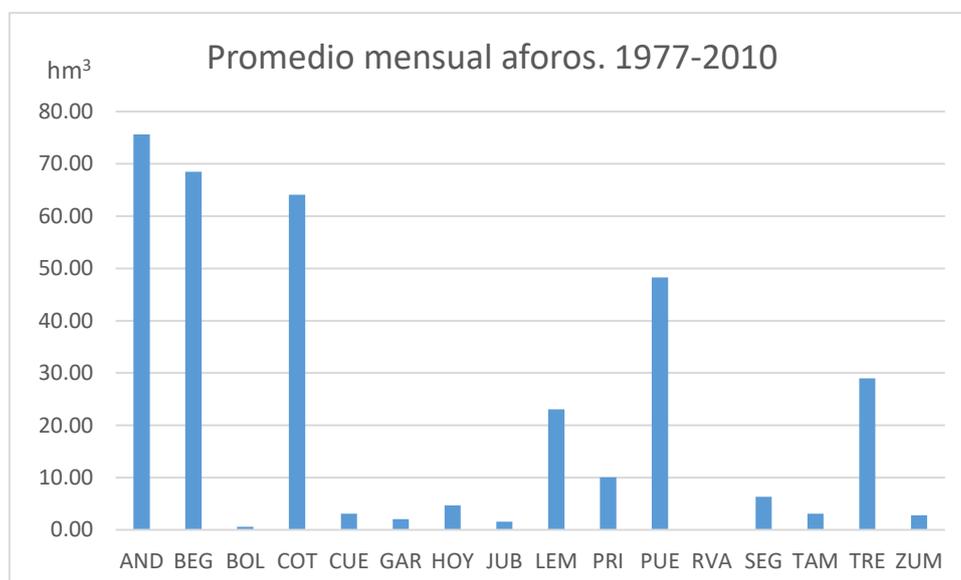


Figura 24. Promedio mensual de aforos CEDEX. Periodo 1977-2010. Fuente elaboración propia.

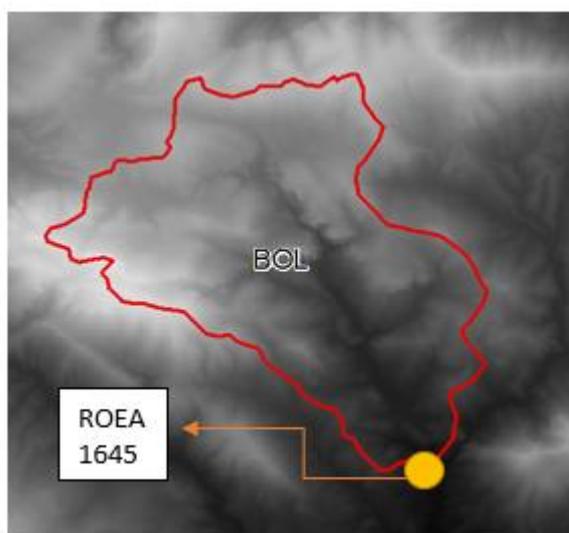


Figura 25. Delimitación cuenca BOL a partir de la estación de aforos del CEDEX y el MTN25. Fuente: Elaboración propia.

4.2. MODELOS DE BALANCE HÍDRICO AGREGADOS A ESCALA MENSUAL.

Es probable que los cambios climáticos globales comiencen a aparecer en las próximas décadas y podrían incluir aumentos históricamente significativos de las temperaturas, junto a cambios en los patrones de precipitaciones globales y regionales (Gleick, 1987).

A pesar de las recientes mejoras en nuestra capacidad para modelar la dinámica climática con modelos climáticos complejos a gran escala, todavía estamos seriamente limitados en nuestra capacidad para evaluar y modelar los recursos hídricos. Sin embargo, estos son los efectos que la sociedad necesita comprender antes de que se puedan desarrollar e implementar respuestas de políticas racionales para minimizar los impactos adversos e indeseables. Una de las consecuencias regionales más importantes de los cambios climáticos globales puede ser la alteración de la disponibilidad de recursos de agua dulce, incluidos los cambios en el caudal y la humedad del suelo. Sobre la disponibilidad regional de agua, se ha demostrado que los modelos de balance hídrico son herramientas útiles para estudiar una amplia variedad de problemas de recursos hídricos. Mediante el uso de métodos de balance hídrico se puede obtener una mejor comprensión de la vulnerabilidad de los sistemas de recursos hídricos a los cambios en las condiciones climáticas globales.

Los modelos mensuales de balance hídrico son muy útiles en la gestión de los recursos hídricos, incluso se han utilizado para explorar el impacto de los cambios climáticos. También se han utilizado para el pronóstico a largo plazo en una forma que se ha denominado síntesis de flujo extendido. (Makhlouf y Michel, 1994).

Para el desarrollo de la tesis, se han utilizado seis modelos mensuales de balance hídrico agregados para 16 cuencas en la España peninsular. De este modo, los modelos seleccionados, han sido:

- Témez. (Témez, 1977).
- ABCD. (Thomas, 1981).
- GR2M-1994. (Edijatno y Michel, 1989).
- Modelo australiano de balance hídrico (AWBM). (Boughton, 2004).
- GUO5P. (Xiong y Guo, 1999).

- Thornthwaite-Mather. (Thornthwaite y Mather, 1955).

Todos estos modelos se basan en 4 parámetros a calibrar excepto Thornthwaite-Mather (3 parámetros) y GUO5P (5 parámetros). Los modelos realizan diferentes balances de humedad a lo largo de todas las fases del ciclo hidrológico. Los procesos se rigen por el principio de continuidad y el balance de masas y permanecen regulados por las leyes específicas de división y transferencia entre los parámetros de equilibrio (Cabezas et al., 1999).

Los algoritmos utilizados en estos modelos se basan todos en la precipitación y la evapotranspiración potencial como datos de entrada, junto a la superficie de la cuenca analizada.

De este modo, tras tener previamente los datos de entrada, se programaron los modelos citados anteriormente. Para ello se usaron como datos de entrada al modelo los datos climáticos de precipitación y ETP de SIMPA, junto a los datos espaciales de superficie obtenidos a partir del MDT25 y las estaciones foronómicas del CEDEX.

El periodo analizado fue desde octubre de 1977 a septiembre de 2010, y en su proceso presenta 3 etapas:

- De octubre 1977 a septiembre de 1980. Periodo de calentamiento.
- De octubre de 1980 a septiembre de 1995. Periodo de calibración.
- De octubre de 1995 a septiembre de 2010. Periodo de validación.

Los resultados de las medidas de las simulaciones dependen explícitamente del estado del sistema en el tiempo cero, por lo que debe tenerse especial atención al escoger estas condiciones. El periodo de calentamiento o “Warm Up” consiste en dejar una serie de años iniciales para que el modelo se ajuste de forma correcta a la realidad y así mejorar la calidad de nuestra simulación. Con ello se establecen las condiciones iniciales apropiadas para el almacenamiento del agua subterránea y del suelo. (Fontaine, 2002).

De este modo, el periodo de calentamiento en nuestros modelos ha sido desde octubre de 1977 a septiembre de 1980. Se ha considerado que usar 3 años

como intervalo temporal de calentamiento es suficiente (Narsimlu, 2013, Setegn, 2010).

Para evaluar la seguridad predictiva de un modelo normalmente se divide su periodo temporalmente en dos etapas diferentes: 1) Calibración y 2) Validación. (Santhi et al., 2001); (Refsgaard, 1997).

La fase de calibración, se inicia tras el periodo de calentamiento y finaliza en septiembre de 1995. La calibración del modelo es el proceso por el cual los valores de los parámetros del modelo son identificados para su uso en una aplicación particular. Consiste en el uso de datos de lluvia-escorrentía y un procedimiento para identificar los parámetros del modelo que provean la mejor concordancia en los flujos observados y simulados. Este proceso puede realizarse de dos formas:

- Prueba y error:

Es el método más utilizado y usualmente recomendado. Implica un ajuste manual de parámetros basado en el criterio del investigador. Tiene valor de aprendizaje, pero es lento y subjetivo.

- Automática:

Optimiza los valores de los parámetros utilizando técnicas numéricas. A diferencia de la “prueba y error”. Este método es mucho más rápido y objetivo; sin embargo, es numéricamente complejo y presenta problemas en la compensación de errores y en la captura de valores mínimos locales. Algunos ejemplos de algoritmos de búsqueda automática son: técnicas de escalamiento (hill-climbing techniques), recocido simulado (simulate dannealing), algoritmos genéticos, etc.

En nuestros casos se ha utilizado la calibración automática, empleando para ello el “algoritmo gradiente reducido generalizado” (GRG2), desarrollado por la Universidad Leon Lasdon de Austin (Texas) y la Universidad Allan Waren (Cleveland). Esta herramienta ha sido usada en diversos análisis de modelización hídrica como es el caso del lago Tana (Kebede et al., 2006), y el lago Awassa de Etiopía (Ayenew y Gebreegziabher, 2006).

Una vez que el modelo ha sido calibrado y los parámetros validados, está listo para ser utilizado en la etapa predictiva de la modelación. Generalmente el ajuste entre los caudales calculados y observados obtenidos durante la validación es menos satisfactorio que el obtenido en la calibración, pero es más representativo

de la exactitud de las predicciones que se hagan con el modelo (Vandewiele et al., 1992).

Los métodos de búsqueda automática resuelven un problema de optimización en el que se minimiza o maximiza una función objetivo. En los problemas multicriterio son varias las funciones que se pretenden maximizar o minimizar”.

Para iniciar el proceso de calibración es necesario definir previamente la “función objetivo”, la cual permitirá estimar la incertidumbre de las series de caudales simulados respecto a los observados. Para nuestro caso se ha utilizado como función objetivo el sumatorio de la diferencia entre el caudal observado y el caudal simulado al cuadrado.

$$Z = (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2 \quad (3)$$

Refsgaard y Knudsen (1996) definen la validación de un modelo como el proceso de demostración por el cual un modelo es capaz de hacer predicciones en un lugar específico determinado para períodos fuera del período de calibración. De esta manera, se dice que un modelo ha sido validado si su precisión y capacidad predictiva en el período de validación muestran errores o límites aceptables.

Como se menciona, la validación de un modelo se hace para un lugar determinado pues es imposible, realizar una validación generalizada (así como es imposible realizar una calibración generalizada).

Usualmente, la validez de un modelo para un período diferente al de calibración se asume como verdadera considerando condiciones futura similares a las actuales. Para evaluar la precisión y el correcto funcionamiento de los modelos se utilizaron las medidas de bondad de ajuste.

Para la validación final de nuestros modelos se aplican las medidas de bondad de ajuste al igual que para el periodo de calibración, obteniéndose con ello un indicativo de si los parámetros estimados con nuestro modelo se acercan bastante a la realidad o no. Estas medidas de bondad de ajuste obtenidas de la validación son las que se utilizaran posteriormente para la comparación de modelos y elección del que mejor se ajuste a las cuencas analizadas en esta tesis doctoral. A continuación, se describe brevemente cada una de ellas:

- NSE: El criterio de Nash-Sutcliffe es uno de los más utilizados en Hidrología. Mide la relación de la variabilidad de las observaciones. Si la simulación es perfecta, $NSE = 1$; si se intentase ajustar las observaciones con el valor promedio, entonces $NSE = 0$. (Nash, y Sutcliffe, 1970).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (4)$$

- PBIAS: Conocido como sesgo porcentual, expresa cuantitativamente la relación entre el volumen del hidrograma observado y el simulado. Cuanto menor sea el sesgo mejor es el ajuste. (Gupta et al., 1999).

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \times 100 \quad (5)$$

- RSR: Relaciona la desviación estándar de observaciones, y se calcula relacionando el error cuadrático medio y la desviación estándar de los datos medidos. Varía desde el valor óptimo de 0, que indica que el modelo simulado es perfecto, hasta un gran valor positivo. (Moriasi et al., 2007).

$$RSR = \frac{RMSE}{\beta_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2}} \quad (6)$$

- R: Coeficiente de correlación de Pearson. Evalúa la relación directa entre caudal observado y simulado (Pearson, 1895).

$$R = \frac{S_{obs,sim}}{\sqrt{S_{obs} * S_{sim}}} \quad (7)$$

- REV: Es el error relativo entre volúmenes de caudal observados y simulados (Karpouzos et al., 2011).

$$REV = \frac{\sum_{i=1}^n (V_{obs,i} - V_{sim,i})}{\sum_{i=1}^n V_{obs,i}} \quad (8)$$

A partir de estas medidas de bondad de ajuste que propone Moriasi et al. (2007) se establecieron los criterios recogidos en la Tabla 9 para la evaluación del ajuste de modelos hidrológicos de balance a escala mensual.

RSR	NSE	PBIAS (%)	Interpretación Modelo
$0.00 \leq RSR \leq 0.50$	$0.75 < NSE \leq 1.00$	$PBIAS < \pm 10$	Muy Bueno (MB)
$0.50 < RSR \leq 0.60$	$0.65 < NSE \leq 0.75$	$\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$	Bueno (B)
$0.60 < RSR \leq 0.70$	$0.50 < NSE \leq 0.65$	$\pm 15 \leq PBIAS < \pm 25$	Satisfactorio (S)
$RSR > 0.70$	$NSE \leq 0.50$	$PBIAS \geq \pm 25$	Insatisfactorio (I)

Tabla 9. Tabla de criterios de calificación generales para modelos hidrológicos. Fuente: Moriasi et al. (2007).

Una vez realizada la calibración-validación y obtenidas todas las “medidas de bondad de ajuste” para el periodo de validación de todos los modelos por cuenca se aplican los criterios de calificación generales desarrollados por Moriasi et al. (2007) mediante el cual se clasifican los modelos hidrológicos en cuatro grados de ajuste (Muy bueno, Bueno, Satisfactorio e Insatisfactorio) en función de los valores de las medidas de bondad de ajuste obtenidos.

Por su parte Bressiani et al. (2015), establecieron un sistema de mejora en la clasificación de Moriasi (Tabla 10). Siguiendo las directrices para la evaluación de

modelos utilizadas partir de puntuaciones de rendimiento sugeridas por Moriasi, se realizó una clasificación para un paso de tiempo mensual. A partir de esta, se estableció un método para determinar la validez del modelo. Al combinar los métodos estadísticos (NSE, RSR y PBIAS) se puede clasificar el modelo como "Muy bueno", "Bueno", "Satisfactorio" o "Insatisfactorio". Si uno o más de los rangos de RSR, NSE y PBIAS indicaron un resultado "Insatisfactorio", el rendimiento del modelo debe ser insatisfactorio. Si no hay resultados insatisfactorios se suma la puntuación final de cada puntuación de los estadísticos calculados. (Bressiani et al., 2015).

RSR	NSE	PBIAS%	Puntuación	Condiciones	Calificación final
$0.00 \leq \text{RSR} \leq 0.50$	$0.75 \geq \text{NSE} \geq 1$	$\text{PBIAS} < \pm 10$	3	$7 < E \leq 9$	Muy bueno
$0.5 < \text{RSR} \leq 0.60$	$0.65 \geq \text{NSE} \geq 0.75$	$10 < \text{PBIAS} < \pm 15$	2	$5 < E \leq 7$	Bueno
$0.60 \leq \text{RSR} \leq 0.70$	$0.50 \geq \text{NSE} \geq 0.65$	$10 < \text{PBIAS} < \pm 15$	1	$3 < E \leq 4$	Satisfactorio
$\text{RSR} > 0.7$	$0.75 \geq \text{NSE} \geq 4$	$\text{PBIAS} \geq \pm 25$	Insatisfactorio	Insatisfactorio	Insatisfactorio

Tabla 10. Tabla de criterios de calificación generales para modelos hidrológicos. Fuente: Bressiani et al. (2015).

Por último, se utilizó el índice RVE (Karpouzou et al., 2011), con el objetivo de evaluar el error relativo entre volúmenes de caudal observados y simulado. De esta forma se determina si el caudal simulado se ajusta al observado o por el contrario lo supera o está por debajo del mismo. Se considera como resultado válido si no supera el +25%, siendo mejor cuanto más próximo a 0.

Tras realizar las simulaciones por modelo y cuenca y comprobar las medidas de bondad de ajuste y evaluación de Bressiani, se evalúan los mejores modelos para las 16 cuencas estudiadas.

4.2.1. Modelo abcd.

El modelo de Thomas o “abcd” (Thomas, 1981), es un modelo de balance hídrico de carácter agregado para la gestión de los recursos hídricos y el estudio de la evolución de los regímenes hidrológicos en el largo plazo.

Destacar que Alley (1984), Vandewiele et al. (1992) y Xu, y Singh (1998) entre otros investigadores han comparado la capacidad de diversos modelos de balance hidrológico, llegando a la conclusión de que un modelo entre 3 y 5 parámetros es suficiente para reproducir la mayor parte de la información hidrológica a la escala mensual en regiones húmedas. A pesar de no destacar ningún modelo en sus estudios precedentes, el más empleado corresponde al denominado modelo «abcd». (Fernández et al., 2000).

- Formulación del modelo (Figura 26):

El modelo abcd es un modelo de balance hídrico de cuenca que presenta como datos de entrada al modelo la precipitación y la evapotranspiración potencial mensual. Mediante la formulación del propio modelo se obtiene la humedad almacenada en el suelo, la escorrentía superficial, el almacenamiento subterráneo, las descargas de flujo procedente de acuíferos a las corrientes y la evapotranspiración real (Thomas et al., 1983).

Este modelo, considera dos tanques para el análisis del balance hídrico: el suelo o almacenamiento superior (S), y la zona de almacenamiento subterráneo (G).

Tras modelizar el depósito superior se produce una separación de flujos pasando una parte del flujo a escorrentía directa (Q_s) mientras que el restante pasara a formar parte de la recarga potencial (infiltración I).

De este modo las series de entrada son (mm/mes):

- P: Precipitación.
- ETP: evapotranspiración potencial.

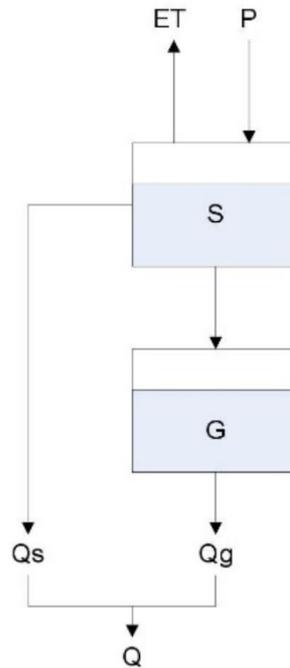


Figura 26. Esquema del modelo abcd. Fuente: Elaboración propia.

Las series de salida (mm/mes) son:

- **S:** Almacenamiento de humedad del suelo al final del mes.
- **W:** Agua disponible en el mes.
- **ET:** Evapotranspiración.
- **Qs:** Escorrentía directa.
- **I:** Infiltración.
- **Qg:** Escorrentía de origen subterráneo.
- **G:** Almacenamiento subterráneo al final de mes.
- **Q:** Escorrentía total.

Las condiciones iniciales del modelo son la humedad del suelo y el almacenamiento subterráneo a comienzos de la simulación. Se ha comprobado que pueden ejercer una influencia apreciable en los resultados de las simulaciones, pues

si se toma un almacenamiento subterráneo demasiado grande o pequeño el efecto de recuperación puede durar años.

La primera fase del modelo consiste en calcular el almacenamiento de humedad del suelo al final del mes (S). Esto se consigue a partir de la siguiente expresión:

$$W_i = P_i + S_{i-1}$$

$$Y_i = \frac{W_i + b}{2 * a} - \sqrt{\left(\frac{W_i + b}{2 * a}\right)^2 - \frac{W_i * b}{a}} \quad (9)$$

$$S_i = Y_i * e^{\frac{-ETP}{b}}$$

Para el cálculo de la evapotranspiración se aplica:

$$ET_i = Y_i - S_i \quad (10)$$

La siguiente fase del modelo es la obtención de la escorrentía directa (Q_s), la cual se consigue mediante la siguiente ecuación:

$$Q_s = (1 - c) * (W_i - Y_i) \quad (11)$$

Continúa el modelo de balance con la obtención de la escorrentía subterránea (Q_g) (12):

$$I_i = c * (W_i - Y_i)$$

$$G_i = \frac{(I_i + G_{i-1})}{(1 + d)} \quad (12)$$

$$Q_{g_i} = d * G_i$$

Finalmente se obtiene la escorrentía total (Q), a partir de la suma de la escorrentía directa (Q_s) y la escorrentía subterránea (Q_g), como se observa en la siguiente fórmula:

$$Q_i = Q_{s_i} + Q_{g_i} \quad (13)$$

Los cuatro parámetros del modelo que le dan nombre, son:

- a : es la propensión de la escorrentía a ocurrir antes de la saturación total del suelo. Sus valores oscilan entre β (valor próximo a 0) y 1.
- b : es el límite superior de la suma de evapotranspiración (ET) y almacenamiento de humedad del suelo (S). Su valor suele ser $> 5\text{mm}$.

- c: es la fracción de la escorrentía media cuyo origen es subterráneo. Es un coeficiente de flujo base. variable entre 0 y 1 dependiendo de la hidrogeología de la zona.
- d: es el recíproco del tiempo de residencia del agua subterránea en meses. Sus valores oscilan entre β (valor próximo a 0 y 1).

4.2.2. Modelo AWBM.

El Australian Water Balance Model, (AWBM) es un modelo de balance hídrico de la cuenca que calcula la escorrentía procedente de la lluvia. El modelo fue desarrollado en la década de los 90 y ahora es uno de lo más usados en Australia (Boughton, 2004).

- Formulación del modelo (Figura 27):

Este modelo de balance hídrico agregado puede ser usado en diferentes escalas temporales, en este caso al igual que el resto de modelos lo hemos usado para determinar sus elementos a escala mensual.

El modelo emplea tres almacenamientos superficiales (S_1, S_2, S_3). El balance hídrico de cada uno de estos almacenamientos se determina de forma independiente obteniendo 3 excedentes. Del excedente sobrante una parte va directamente a escorrentía superficial (Q_s), mientras que otra parte va al tanque subterráneo o acuífero (I) mediante percolación. Una parte del excedente del acuífero pasara a escorrentía subterránea (Q_g). Finalmente sumando las dos escorrentías (Q_s) y (Q_g) obtendremos el caudal total (Q).

El modelo establece la capacidad inicial de los almacenamientos superficiales (S) mediante la siguiente formulación:

$$S_1 = \frac{C_{ave} * 0.01}{A_1} \quad S_2 = \frac{C_{ave} * 0.33}{A_2} \quad S_3 = \frac{C_{ave} * 0.66}{A_3} \quad (14)$$

Siendo C_{ave} la capacidad media, y A_1, A_2 y A_3 el área de cada uno de los almacenamientos. Como premisa debe cumplir que $A_1 \leq A_2 \leq A_3$.

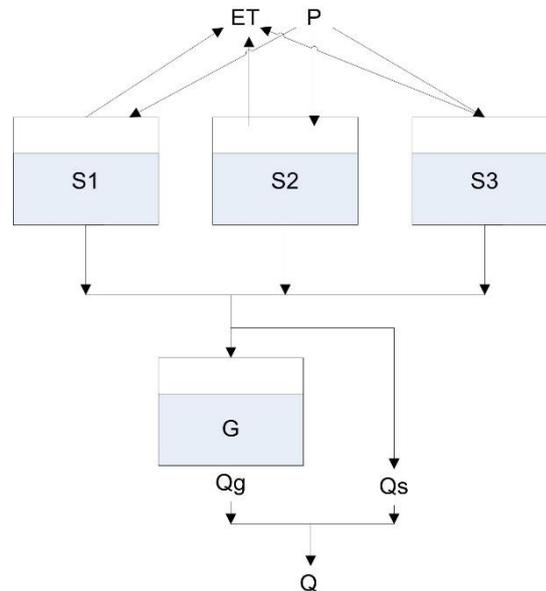


Figura 27. Esquema del modelo AWBM. Fuente: Elaboración propia.

Los datos de entrada base (al igual que el resto de modelos) son la precipitación P a y la ETP a escala mensual.

Para cada uno de los tres almacenamientos se calcula la Precipitación (P), la Evapotranspiración Real (ETR), la infiltración (I) y su volumen final (Q). Estos cálculos están determinados en las siguientes expresiones:

- Precipitación: $P_k = A_k * P$ (15)

- Evapotranspiración Real: $ETR_k = \min(S_k + P_k; A_k * ETP)$ (16)

- Excedente: $Ex_k = \max(0; S_k + P_k - ETR_k - Cap_k)$ (17)

- Volumen final: $S_k = S_{0k} + P_k - ETR_k - Ex_k$ (18)

Siendo $k=1, 2$ y 3 , S_{0k} el volumen inicial de cada almacenamiento y A_k el área de cada uno de los almacenamientos.

Para el cálculo de la escorrentía superficial (Q_s) se emplea el término BFI que corresponde con la fracción del flujo total que representa el flujo base.

$$Q_s = (1 - BFI) * (Ex_1 + Ex_2 + Ex_3) \quad (19)$$

$$(20)$$

$$Ex = (Ex_1 + Ex_2 + Ex_3) * BFI$$

A continuación, se calcula la escorrentía subterránea y el volumen final del depósito subterráneo correspondiente con el acuífero (21):

$$Qg = Go * Kb \tag{21}$$

Siendo Kb la constante de recesión.

$$QG_{\text{acuífero}} = Go_{\text{acuífero}} + Ex - Qg \tag{22}$$

Por lo tanto, el caudal total quedara determinado por la suma de escorrentías generadas a partir de los depósitos superficiales y subterráneo, siguiendo la siguiente expresión:

$$Q_{\text{total}} = E_{\text{Sup}} + E_{\text{Subt}} \tag{23}$$

El modelo AWBM presenta los siguientes parámetros:

- Cave: capacidad media de almacenamiento.
- BFI: fracción del flujo total que representa el flujo base.
- Kb: constante de recesión.
- A1. A2. A3: área de cada uno de los almacenamientos.

4.2.3. Modelo GR2M-1994(GR4-1994).

Este modelo fue ideado en la década de los 90 por el CEMAGREF (Centro de Investigación Agrícola e Ingeniería Ambiental Francia). Se caracteriza por ser un modelo global de escala mensual el cual estima caudales a partir de la precipitación y la evapotranspiración. (Michel, 1989).

El modelo GR4 es capaz de simular los caudales de salida de pequeñas cuencas con buena precisión, pero no es capaz de representar los niveles reales de humedad del suelo. Su estructura es muy simple, y las funciones de pérdida y transferencia se gestionan a través de un solo depósito (Loumagne et al., 1996).

Posteriormente el modelo ha continuado evolucionando presentando diferentes versiones como el GR1A, GR2M, GR3J, GR4J. El número indica el

número de parámetros a modelar y la última letra el paso de tiempo: J (diario), M (mensual), A (anual).

- Formulación del modelo (Figura 28):

GR2M es un modelo agregado que simula caudales en intervalos temporales de escala mensual. El modelo transforma la precipitación en esorrentía mediante la aplicación de dos funciones: una función de producción y una función de transferencia. A su vez, este modelo trabaja en los incrementos mensuales.

Inicialmente, la precipitación y la evapotranspiración están equilibrados, durante un incremento de tiempo las precipitaciones se dirigen hacia el depósito de agua subterránea o hacia el depósito de transferencia (Paturel et al., 1995).

Su estructura consta de dos depósitos: tanque superficial (S) y el tanque de agua gravitacional (G). Siguiendo el esquema tendríamos como inputs al sistema la precipitación media mensual de la cuenca y la evapotranspiración mensual de la misma.

Designando a la lluvia como P y a la evapotranspiración mensual como ET, se realiza un ajuste de ambos parámetros, a partir de las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned}
 U &= \frac{P * ET}{(R^{0.5} + E^{0.5})^2} \\
 P_n &= P - U \\
 ET_n &= ET - U \\
 P_{np} &= x_1 * P_n \\
 ET_{np} &= x_1 * ET_n
 \end{aligned}
 \tag{24}$$

Donde x_1 es un parámetro del modelo.

El cálculo de la humedad almacenada en el primer tanque S se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$S1 = \frac{S + A * V}{1 + \frac{S * V}{A}}
 \tag{25}$$

donde $V = \tanh\left(\frac{P_{np}}{A}\right)$ y A es la capacidad máxima del tanque S.

A su vez, ET hace que S1 llegue a ser S2:

$$S_2 = \frac{S_1 * (1 - W)}{1 + W * \left(1 - \frac{S_1}{A}\right)} \quad (26)$$

donde $W = \tanh\left(\frac{ET_{np}}{A}\right)$ y A es la capacidad máxima del tanque S , al igual que ocurre en la fórmula anterior.

El exceso de lluvia (Ex) es:

$$Ex = P_{np} + S - S_1 \quad (27)$$

Por tanto, la escorrentía directa (Q_s) será:

$$Q_s = \alpha * P_e \quad (28)$$

Donde α es un parámetro del modelo.

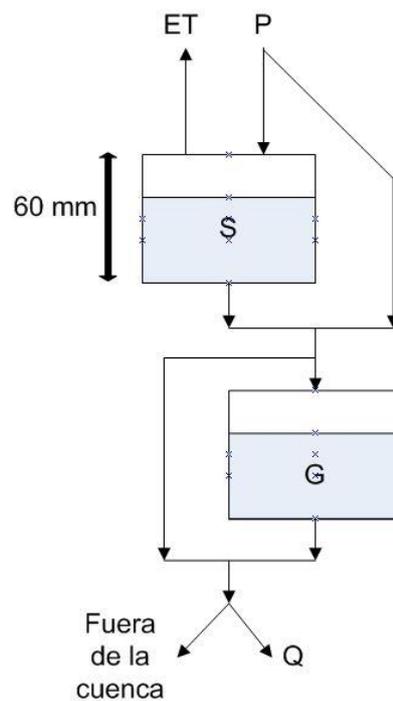


Figura 28. Esquema del modelo GR2M-1994. Fuente: Elaboración propia.

Por su parte, la humedad almacenada en el segundo tanque G (G1 y G2) recibe una recarga de

$$(1 - \alpha) * P_e \quad (29)$$

Donde G (humedad inicial almacenada) se convierte en G1:

$$G_1 = G + (1 - \alpha) * P_e \quad (30)$$

Y donde la escorrentía subterránea (Qg) será igual a:

$$Q_g = x_2 * G_1 \quad (31)$$

Donde x2 es otro parámetro del modelo,

Finalmente, la humedad almacenada en el segundo tanque pasa de G1 a G2:

$$G_2 = G_1 - Q_s \quad (32)$$

Finalmente, con la siguiente expresión obtenemos la escorrentía total (Q) del mes analizado.

$$Q = Q_s + Q_g \quad (33)$$

El modelo tiene como parámetros:

- X1: oscila entre 0.6 y 1.9.
- X2: oscila entre 0.03 y 18.2.
- A: capacidad máxima del depósito H, del orden de 200 mm.
- α : fracción del exceso de lluvia que se transforma en escorrentía, del orden de 0.2.

4.2.4. Modelo de GUO5P.

Es un modelo de balance hídrico mensual de cinco parámetros. Este modelo fue creado para estimar la escorrentía en 70 subcuencas al sur de China. Su ámbito de actuación recomendable es para regiones húmedas y semihúmedas. (Lian, 1995, Xiong y Guo, 1999) (Figura 29).

- Formulación del modelo (Figura 29):

Este modelo presenta como datos de entrada la precipitación y la evapotranspiración potencial mensual. Mediante la formulación del propio modelo se obtiene la humedad almacenada en el suelo, la escorrentía superficial, el almacenamiento subterráneo, las descargas de flujo procedente de acuíferos a las corrientes y la evapotranspiración real.

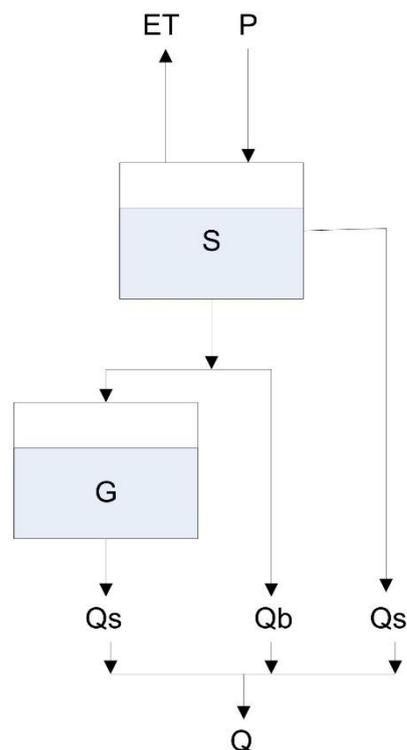


Figura 29. Esquema del modelo GUO5P. Fuente: Elaboración propia.

A partir de los datos base de precipitación y ETP a escala mensual se estima el resto de elementos de nuestro modelo; son:

- P: Precipitación.
- ET: Evapotranspiración.
- ETR: Evapotranspiración real.
- S: Almacenamiento de agua en el suelo.
- Ex: Excedente.
- QS: Escorrentía superficial.

- WS: Exceso de agua una vez descontada la escorrentía superficial.
- Qw: Escorrentía subsuperficial.
- I: Infiltración o recarga de agua al acuífero.
- G: Almacenamiento subterráneo.
- Qg: Escorrentía subterránea.
- Q: Caudal total.

La ETR se calcula a partir de (34):

$$ETR_i = ET_i * K_0 \quad (34)$$

Donde K0, es un parámetro del modelo.

El almacenamiento de agua en el suelo (Si) está delimitado superiormente por SMAX (máxima humedad del suelo). Se obtiene a partir de las siguientes expresiones:

$$\text{-Si, } P_i > ETR_i \text{ entonces } S_i = S_{i-1} + P_i - ETR_i \quad (35)$$

$$\text{-Si, } P_i < ETR_i \text{ entonces } S_i = S_{i-1} * e^{\frac{-(ETR-P_i)}{SMAX}}$$

Cuando la precipitación supera la evapotranspiración y la humedad del suelo alcanza su máximo SMAX, entonces el exceso de agua (Exi) es igual a:

$$Ex_i = S_i - SMAX \quad (36)$$

Parte de este exceso se transformará en escorrentía superficial (QSi) mientras que el resto del exceso de agua (WSi) se dividirá como escorrentía subsuperficial (Qsi) e infiltración (Ii):

$$QS_i = C * (S_i - SMAX) = C * Ex \quad (37)$$

donde C es un parámetro del modelo,

$$WS_i = (1 - C) * (S_i - SMAX) = (1 - C) * Ex \quad (38)$$

$$QI_i = K_1 * WS_i$$

donde K1 es un parámetro del modelo,

$$I_i = (1 - K_1) * WS_i \quad (39)$$

El modelo asume una remisión para el almacenamiento subterráneo (Gi) de un mes, por lo que el balance del acuífero es:

$$(40)$$

$$G_i = G_{i-1} + I_i - K_2 * G_{i-1}$$

Donde K2 es un parámetro del modelo.

La escorrentía subterránea (Qg) es:

$$Qg_i = K_2 * G_i \quad (41)$$

En definitiva, el caudal total estimado (Qtotal) es la suma de la escorrentía superficial, escorrentía subsuperficial y la descarga del acuífero:

$$Q = QS_i + QI_i + Qg_{i-1} \quad (42)$$

Este modelo presenta cinco parámetros; son:

- K0: este parámetro debe tener valor entre 0 y 1.
- K1: este parámetro debe tener valor entre 0 y 1.
- K2: este parámetro debe tener valor entre 0 y 1.
- C: este parámetro debe tener valor entre 0 y 1.
- SMAX: este parámetro debe tener valor superior a 0.

4.2.5. Modelo de Témez.

El modelo desarrollado por José Ramón Témez (Témez, 1977), ha sido bastante utilizado en diversas cuencas españolas, destacando los desarrollados por el Centro de Estudios Hidrográficos (CEH).

Es un modelo agregado en el que cada celda se supone una unidad a la que se aplica el modelo. A partir de este dio lugar al modelo SIMPA, ampliamente utilizado por CEH en evaluación de recursos a gran escala. (Estrela, 1992).

El modelo opera realizando balances de humedad entre los distintos procesos de transporte de agua que tienen lugar en un sistema hidrológico durante las diferentes fases del ciclo hidrológico.

En cambio, el modelo no considera la distribución espacial de las variables y parámetros que intervienen en los cálculos que se sustituyen por un valor medio, limitándose de esta forma a cuencas pequeñas o intermedias con cierta uniformidad climática, edafológica y geológica.

El intervalo de tiempo más usado es el mensual, aunque teóricamente el modelo puede aplicarse a cualquier intervalo de tiempo (horario, diario, mensual, anual).

- Formulación del modelo (Figura 30):

El modelo considera el terreno dividido en dos zonas una zona superior no saturada, o de humedad del suelo y otra inferior o acuífero, la cual se encuentra saturada y funciona como un almacenamiento subterráneo que desagua a la red de drenaje superficial.

En la Figura 30 se observa que una parte del agua precipitada (P) acaba siendo drenada y sale por el río directamente o a través del acuífero mientras que el resto alimenta la evapotranspiración ET en fechas posteriores.

El excedente (Ex) se descompone a su vez en una parte que discurre en superficie y otra que infiltra hasta el acuífero. La primera circula por la red fluvial y sale de la cuenca dentro del periodo de tiempo presente mientras que el agua infiltrada se incorpora al acuífero, desaguando solo una parte en el presente intervalo temporal y quedando el resto en el depósito subterráneo para salir en fechas posteriores.

El balance de humedad que realiza el modelo está constituido por un flujo de entrada, el cual se reparte entre una serie de flujos salientes, intermedios y de almacenamientos intermedios:

- Flujos de entrada: la precipitación (P).
- Flujos de salida: la evapotranspiración real (ETR), la aportación superficial (Qs) y la aportación de origen subterráneo (Qg).
- Flujos intermedios: la infiltración (I), agua que pasa de la parte superior del suelo al 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 "i" (Ri). ($R_i = I_i$).
- Almacenamientos intermedios: la humedad del suelo (Si), y el volumen almacenado en el acuífero (Gi).

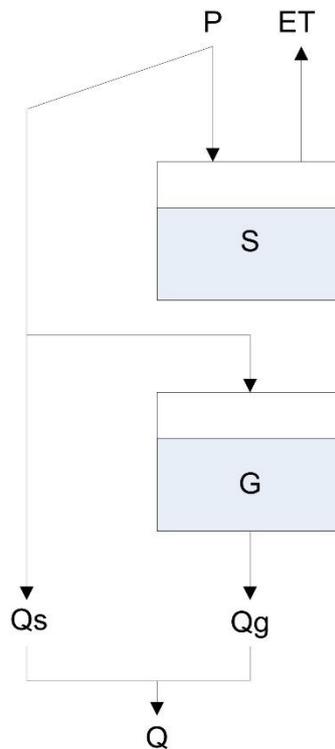


Figura 30. Esquema del modelo Témez. Fuente: Elaboración propia.

Como punto de partida para el modelo Témez es necesario obtener las condiciones iniciales de simulación; es decir, la determinación de la humedad inicial del suelo (S_0) y del almacenamiento inicial en el acuífero (G_0).

Témez considera que una parte del agua que precipita (P_i) sobre el terreno es almacenada en la zona superior del suelo (S_i) y que el resto, el excedente (Ex_i), se divide entre la aportación de origen superficial (Q_s) y la infiltración (I_i) hacia el acuífero.

El excedente total (Ex_i) viene dada por (43):

$$\begin{aligned} Ex_i &= 0 \text{ si } P_i \leq P_0 \\ Ex_i &= (P_i - P_0)^2 / (P_i + \delta - 2 * P_0) \quad i > P_0 \end{aligned} \quad (43)$$

Siendo:

$$\begin{aligned} \delta &= S_{\max} - S_{i-1} + ETP_i \\ P_0 &= C * (S_{\max} - S_{i-1}) \end{aligned} \quad (44)$$

Donde (S_{\max}) es la capacidad máxima de almacenamiento del suelo (mm). (S_{i-1}), es el almacenamiento de agua en el suelo (mm) a comienzo del periodo (i). (ETP_i) es la evapotranspiración potencial (mm) en el periodo (i) y (C) es el coeficiente de inicio de excedente que toma valores entre 0.2-1.

La humedad en el suelo (S_i) al final de cada mes se obtiene (45):

$$S_i = \max(0; S_{i-1} + P_i - Ex_i - ETP_i) \quad (45)$$

A su vez habrá generado una evapotranspiración real (ET_i) dada por:

$$ET_i = \min(S_{i-1} + P_i - Ex_i; ETP_i) \quad (46)$$

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.

Continuando con la estructura del modelo, Témez considera que la infiltración al acuífero (I) hace depender del excedente (Ex_i) y del parámetro de infiltración máxima (I_{\max}), el cual expresa la máxima cantidad de agua que puede infiltrarse en el terreno en un mes, mediante de la siguiente expresión empírica:

$$I_i = I_{\max} * \frac{Ex_i}{Ex_i + I_{\max}} \quad (47)$$

Por lo tanto, la infiltración máxima (I_{\max}) no depende exclusivamente de las propiedades del terreno, sino también de la intensidad y concentración de las precipitaciones.

La infiltración (I) se asimila a la recarga al acuífero (R), en tanto que el resto del excedente ($Ex-I$) será drenando por el cauce como escorrentía superficial (48):

$$Qs_i = Ex_i - I_i \quad (48)$$

Para asimilar (I) y (R) se asume que el tiempo de paso por la zona no saturada es inferior al intervalo de tiempo de simulación.

Siguiendo la función exponencial que representa la curva de agotamiento de un manantial, la variable de estado es el volumen almacenado en el acuífero (G_i). El caudal cedido a la red superficial (Q_i) se calcula (49):

$$Q_i = \alpha * G_i \quad (49)$$

α = constante dimensional.

Aplicando al acuífero una ecuación de balance de masa del tipo representado por la ecuación diferencial ordinaria siguiente:

$$I_i - Q_i = \frac{dG_i}{dEx} \quad (51)$$

Combinando las anteriores ecuaciones y considerando R (i) como recarga neta al acuífero en el tiempo t se obtiene:

$$R_i - \alpha \cdot g = \frac{dVg_i}{dEx} \quad (52)$$

La recarga R constituida por la cantidad de agua infiltrada al acuífero se puede expresar como $R = \text{Sup} * I_i$ (S = superficie de la cuenca).

Finalmente, la ecuación que determina el volumen en el acuífero en el mes t sería la siguiente:

$$G_i = G_{i-1} * e^{-\alpha * \Delta t} + \frac{\text{Sup} * I_i}{\alpha} (1 - e^{-\alpha * \Delta t}) \quad (53)$$

Mientras que la aportación subterránea formada por el drenaje del agua almacenada en el acuífero (G_i) por encima del umbral de salida a la red de drenaje. a lo largo del periodo i (Qg_i) es igual:

$$Qg_i = G_{i-1} - G_i + R_i \quad (54)$$

Este modelo subterráneo presenta la ventaja de la simplicidad de cálculo, pero el inconveniente de que supone una simplificación a veces excesiva para el sistema que se esté estudiando.

Finalmente, la aportación total que sale de la cuenca por el punto de control será la suma de la escorrentía superficial y la aportación subterránea.

$$Q_i = Qs_i + Qg_i \quad (55)$$

Destacar que la formulación del modelo de Témez se apoya en cuatro parámetros:

- H_{max} : este parámetro debe tener valor entre 50 y 1.
- C : este parámetro debe tener valor entre 0.2 y 1.
- I_{max} : este parámetro debe tener valor entre 10 y 50.
- α : este parámetro debe tener valor entre 0.001 y 0.9.

4.2.6. Modelo de Thornthwaite-Mather.

Este modelo fue ideado por Thornthwaite y Mather (1955) y tiene su origen a inicios de los años 40 en el río Delaware. Este modelo se caracteriza por ser el punto de partida conceptual de diversos modelos de balance hídrico. Se conoce también como método directo puesto que el agua del suelo se va perdiendo mes a mes hasta llegar a terminar la reserva para poder cubrir las necesidades hídricas.

- Formulación del modelo (Figura 31):

De forma resumida, decir que el modelo distingue dos almacenamientos denominados S (superficial) y Q (subterráneo), los cuales a través de una serie de cálculos dan lugar a un caudal de salida denominado Q .

La siguiente Figura representa el esquema conceptual del modelo hidrológico Thornthwaite-Mather.

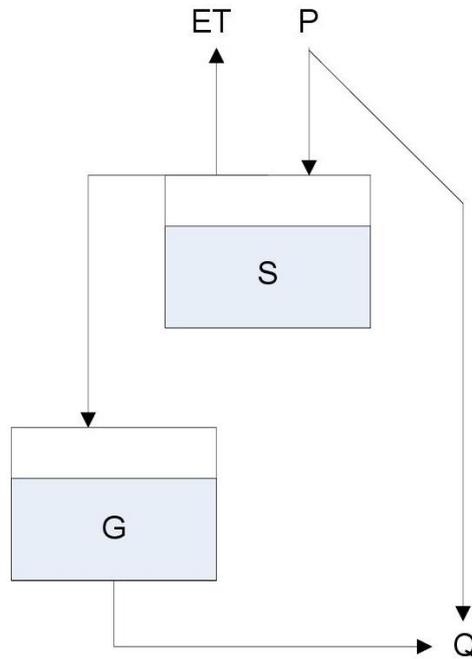


Figura 31. Esquema del modelo Thornthwaite-Mather. Fuente: Elaboración propia.

Con los datos base de precipitación (P) y ETP a escala mensual, obtenemos los elementos que dan forma a este modelo de balance hídrico.

A partir de la precipitación (P), una parte de la misma se transforma directamente en escorrentía directa (Qd), para ello se utiliza la siguiente expresión:

$$Qd = P \alpha \quad (56)$$

La lluvia restante que alimenta al modelo es P_i , la cual se contrasta con la ETP deduciendo así la capacidad del suelo S.

Si es mayor o igual entonces hay exceso de humedad, por lo tanto, la ETR (real) será igual a la ETP y el almacenamiento final S vendrá determinado por la expresión:

$$S_i = \min(S_{i-1} + P_i - ETP); \emptyset \quad (57)$$

Si la lluvia es inferior a la ETP (58):

$$ET_i = S_{i-1} - S + P_i \quad (58)$$

De este modo, si el almacenamiento superficial S está lleno, puede existir flujo al depósito; para estimar dicho flujo partimos de la siguiente fórmula:

$$\Delta Q = P_i - ETP_i + S_i - 1 - \emptyset \quad (59)$$

Por el contrario, si la humedad es deficitaria, (60):

$$\Delta Q = 0 \quad (60)$$

Finalmente, solamente una parte de agua disponible del almacenamiento subterráneo G se sumará a la escorrentía total Q . Se obtendría a partir de la siguiente expresión:

$$G_i = Q(1 - \lambda) \quad (61)$$

Por lo tanto, la escorrentía total será la suma de la escorrentía directa e indirecta:

$$Q_t = Q_d + Q_g \quad (62)$$

El modelo utilizado a lo largo de su formulación presenta tres parámetros; son:

- α : se corresponde con el coeficiente aplicado a la escorrentía directa; puede oscilar entre 0 y 1.
- \emptyset : se corresponde con la capacidad del depósito de humedad del suelo.
- λ : se corresponde con la fracción de agua disponible en el depósito inferior; puede oscilar entre 0 y 1.

4.3. INCERTIDUMBRE.

El análisis de la incertidumbre es a menudo descuidado en la evaluación de modelos de sistemas complejos, tales como modelos computacionales utilizados en Hidrología o ecología. La incertidumbre de predicción surge de una variedad de fuentes, tales como error de entrada, precisión de calibración, sensibilidad e incertidumbre de parámetros (Benke et al., 2008).

Para la realización de la tesis doctoral se ha evaluado la incertidumbre de los datos de entrada al modelo, más concretamente los datos de precipitación y ETP a partir de las diferentes fuentes climáticas.

Para realizar este análisis de incertidumbre climática se ha estructurado su metodología en dos subapartados, estos son:

- Incertidumbre de los datos climáticos en los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual.
- Incertidumbre de la precipitación en los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual.

Para ello, se han seleccionado 4 cuencas representativas de la diversidad climática peninsular (Figuras 6 y 7):

- Trevías (TRE). Esta cuenca representa el clima Cfb.
- Puenteareas (PUE). Esta cuenca representa el clima Csb.
- Garganta Gargüera (GAR). Esta cuenca representa el clima Csa.
- Río Bolulla en Callosa de Ensarriá (BOL). Esta cuenca representa el clima Bsk.

Se ha intentado simular el mismo periodo temporal que el utilizado por los modelos anteriormente explicados (1977-2010), pero ha tenido que reducirse debido a la problemática en la obtención de datos reales tanto de precipitación como de ETP.

El periodo de tiempo analizado comienza en octubre de 1979 y finaliza en septiembre de 2007.

4.3.1. Sensibilidad de los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual a la incertidumbre de los datos climáticos.

El primer bloque de este apartado de incertidumbre consiste en analizar cómo influyen los datos climáticos de diferentes fuentes en el comportamiento de los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual. Al igual que la metodología seguida para el análisis de modelos, durante su simulación se ha dividido el proceso en tres fases; estas son:

- De octubre 1979 a septiembre de 1981. Periodo de calentamiento.
- De octubre de 1981 a septiembre de 1994. Periodo de calibración.
- De octubre de 1994 a septiembre de 2007. Periodo de validación.

Los modelos utilizados para realizar esta simulación son los mismos modelos mensuales de balance hídrico, desarrollados anteriormente:

- Témez. (Témez, 1977).
- ABCD. (Thomas, 1981).
- GR2M-1994. (Edijatno y Michel, 1989).
- Modelo australiano de balance hídrico (AWBM). (Boughton, 2004).
- GUO5P. (Xiong y Guo, 1999).
- Thornthwaite-Mather. (Thornthwaite y Mather, 1955).

La fuente de los datos de entrada para los modelos ha sido:

- Precipitación: SIMPA, Spain02, CFSR y estaciones climáticas de AEMET.
- ETP Hargreaves (1974) a partir de datos: SIMPA, Spain02, CFSR, y estaciones climáticas de AEMET (excepto para la cuenca GAR de la cual no disponemos de datos de temperatura para elaborar la ETP).
- Superficie de la cuenca obtenida a partir del MDT25. Esta superficie ha sido utilizada para el desarrollo de todos los modelos de balance hídrico utilizados en la tesis.
- Estaciones de aforo del CEDEX.

La ETP ha sido obtenida a partir de la formulación ideada por Hargreaves (Hargreaves, 1974, Hargreaves y Samani, 1982). El motivo de elegir Hargreaves como ETP de referencia en nuestros modelos es debido a que es un método comúnmente utilizado, sobre todo para las zonas en las que la información es escasa, como es nuestro caso. Para su obtención es necesario datos de temperatura que suelen estar fácilmente disponibles, además de datos de la radiación extraterrestre (R_a) como variables de entrada. Esta última se puede obtener de tablas estimadas basadas en ecuaciones para diferentes latitudes y día del año (Ngongondo et al., 2013).

De este modo, Hargreaves (1974) establece la siguiente expresión:

$$ETP = 0.0135 \times R_s (T + 17,78) \quad (63)$$

Siendo:

- ETP = evapotranspiración potencial diaria, mm/día .
- T = temperatura media, °C.
- R_s = radiación solar incidente, en mm/día.

La ecuación, se calibró en base a ocho años de datos de evapotranspiración a partir de un lisímetro en Davis, California. (Hargreaves y Samani, 1985).

Para la obtención de la radiación solar incidente, se utilizó la siguiente expresión: (Samani, 2000):

$$R_s = R_a * K_T * (T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad (64)$$

Siendo:

- R_s : Radiación solar incidente
- R_a : Radiación solar extraterrestre. Para su obtención se utilizó la tabla ideada por Allen (1988), usando como coordenadas en grados el centroide de las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE.
- K_T : Coeficiente empírico que se puede calcular a partir de datos de presión atmosférica, pero Hargreaves (Samani, 2000) recomienda $K_T = 0.162$ para regiones del interior y $K_T = 0.19$ para regiones costeras. En nuestro caso hemos usado un coeficiente de valor de 0.17.
- T_{max} : Temperatura máxima diaria.
- T_{min} : Temperatura mínima diaria.

Finalmente, sustituyendo del valor de R_s en la expresión inicial, y tomando para el coeficiente KT el valor de 0.17, obtenemos la expresión final para la obtención de la ETP:

$$ETP = 0.0023 (T + 17.78)Ra * (T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad (65)$$

Tras realizar la simulación de los diferentes modelos se determinará que modelos y para qué datos climáticos se comportan mejor las cuencas de estudio seleccionadas, con la finalidad de asociar los resultados de los modelos de balance hídrico a los diferentes tipos de clima peninsular.

4.3.2. Sensibilidad de los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual a la incertidumbre de la precipitación.

La precipitación es un importante motor de los procesos hidrológicos y por lo tanto los datos de precipitación son insumos importantes de los modelos hidrológicos. Por lo tanto, una representación variabilidad temporal y espacial de la precipitación es importante para alcanzar un modelo de cuenca preciso (Tuo et al., 2016).

De este modo, se ha visto conveniente analizar la incertidumbre de la precipitación para los diversos modelos de balance hídrico a partir de datos climáticos en rejilla y estaciones reales de AEMET.

Para ello, se ha utilizado como datos de entrada a los modelos la precipitación obtenida de las siguientes fuentes climáticas:

- Estaciones reales de AEMET
- SIMPA.
- Spain02.
- CFSR.

Los datos de entrada de ETP a nuestros modelos ha sido la ETP de SIMPA, ya que se ha comprobado que es la fuente de modelo climático que presenta una ETP más próxima a las obtenidas a partir de las estaciones climáticas reales de AEMET.

La superficie de la cuenca y los aforos del CEDEX completarían el resto de datos de entrada introducidos en nuestros modelos agregados de balance hídrico a escala mensual.

Los modelos utilizados han sido los calibrados y validados anteriormente. A partir de estos se han realizado las simulaciones sin realizar ningún tipo de ajuste en sus parámetros, con la finalidad de comprobar la robustez de los modelos simulados con anterioridad.

Para evaluar las modelizaciones realizadas, se han usado diversas medidas de bondad de ajuste como Nash-Sutcliffe (NSE) (Nash y Sutcliffe, 1970), el sesgo porcentual (PBIAS) (Yapo et al., 1997) y la relación de la desviación estándar de observaciones (RSR), que relaciona el error cuadrático medio (RMSE) y la desviación estándar de los datos medidos (Qobs).

Finalmente, para determinar los mejores modelos se ha utilizado el método ideado por Bressiani (Bressiani et al., 2015).

Tras realizar esta clasificación se puede determinar la relación existente entre la precipitación y los diferentes modelos de balance hídrico para las cuencas objeto de este apartado de incertidumbre, y cuál es el comportamiento de cada modelo de balance hídrico analizado por cuenca.

Cabe mencionar el hecho de que no se ha visto necesario evaluar la variable ETP de forma individualizada, puesto que tras realizar varias simulaciones se ha visto que la influencia en el modelo no es muy significativa, caso contrario al que ocurre con la variable P.

V – RESULTADOS Y DISCUSIÓN

V – RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

A lo largo del presente capítulo se realiza una exposición y análisis de los resultados obtenidos de las simulaciones realizadas para las cuencas de estudio. Este apartado contiene los resultados tanto de los datos de los diversos modelos de balance hídrico agregados a escala mensual, como los de la incertidumbre de los modelos y la precipitación.

Además, se justificará la validación de los modelos de balance hídrico realizados, frente a los obtenidos a partir de diversas fuentes climáticas y la validez de los datos climáticos en rejilla.

Siguiendo la estructura desarrollada en la metodología, este capítulo presenta 3 grandes bloques. En el primero se analizarán los datos climáticos de precipitación y ETP obtenidas a partir de las diferentes fuentes climáticas, en relación con los datos obtenidos de las estaciones reales de AEMET, las cuales serán usadas como datos de referencia. En el segundo apartado se expondrán los resultados que del análisis de los modelos de balance hídrico agregados a escala mensual obtenidos a partir de los datos SIMPA para las 16 cuencas seleccionadas para esta tesis.

Finalmente, se analizará la incertidumbre climática desde dos puntos de vista relacionados. Por un lado, se mostrarán los resultados obtenidos de los modelos de balance hídrico agregados a partir de los datos climáticos en rejilla de diferentes fuentes y estaciones de AEMET, en cuanto a precipitación y ETP (Hargreaves) se refiere. Finalmente, se analizarán los resultados del análisis de incertidumbre de la precipitación en los diferentes modelos de balance hídrico para las cuencas hidrológicas BOL, GAR, PUE y TRE.

El análisis de los resultados nos permitirá interpretar la modelización hídrica y la relación que presenta con la diversidad climática peninsular, junto a la incertidumbre en los datos de entrada al modelo.

5.1. DATOS CLIMÁTICOS.

Conocer el comportamiento de las diferentes fuentes climáticas es crucial para comprender el comportamiento de los modelos analizados en esta tesis doctoral, puesto que junto con los aforos y la superficie de la cuenca son la fuente base de entrada a los modelos. Debido a esto se ha visto conveniente realizar una revisión de los datos climáticos obtenidos tanto de estaciones reales (AEMET), como de datos climáticos en rejilla.

En este apartado se muestran los resultados obtenidos a partir del análisis de las variables climáticas de precipitación y ETP procedentes de rejillas climáticas de SIMPA, Spain02 y CFSR, junto a las estaciones climáticas de AEMET. Este análisis comparativo se ha realizado para las cuencas seleccionadas como representativas de la diversidad climática peninsular (BOL, GAR, PUE y TRE). Por su parte, el intervalo temporal analizado tiene su inicio en octubre de 1979 y finaliza en septiembre de 2007.

A partir de los resultados obtenidos se intenta discernir cuáles son los datos climáticos que mejor se ajustan a la realidad teniendo como datos de referencia las estaciones de AEMET.

Atendiendo a la precipitación, se observa (Figura 32) en líneas generales que la distribución de la precipitación (oct-79/sep-07) para cada dato mensual obtenido de los diversos datos climáticos guarda similitud, aunque muestra diferencias en su volumen. Esta diferencia se advierte sobre todo en la cuenca BOL, donde las diferencias de precipitación entre modelos y estación de AEMET son muy marcadas, sobre todo con los datos obtenidos de la fuente CFSR. Esta fuente subestima la lluvia mensual llegando a suponer menos del 50%, incluso por debajo del 20% (sep-97) respecto a los datos de AEMET. En cambio, tanto la cuenca PUE como la cuenca TRE presentan bastante similitud en sus datos de precipitación entre las diversas fuentes de datos climáticos analizados (Figura32).

De igual modo, es destacable que sobre todo en el caso de la cuenca BOL (Figura 32), las fuentes de datos a partir de datos climáticos tales como SIMPA, Spain02 y CFSR no simulan correctamente los picos máximos de las precipitaciones mensuales, al contrastarlos con los datos de AEMET, como ocurre en el intervalo temporal (oct-96/oct-02). Esto mismo se observa claramente en la cuenca TRE pero solo en el mes de octubre de 1997.

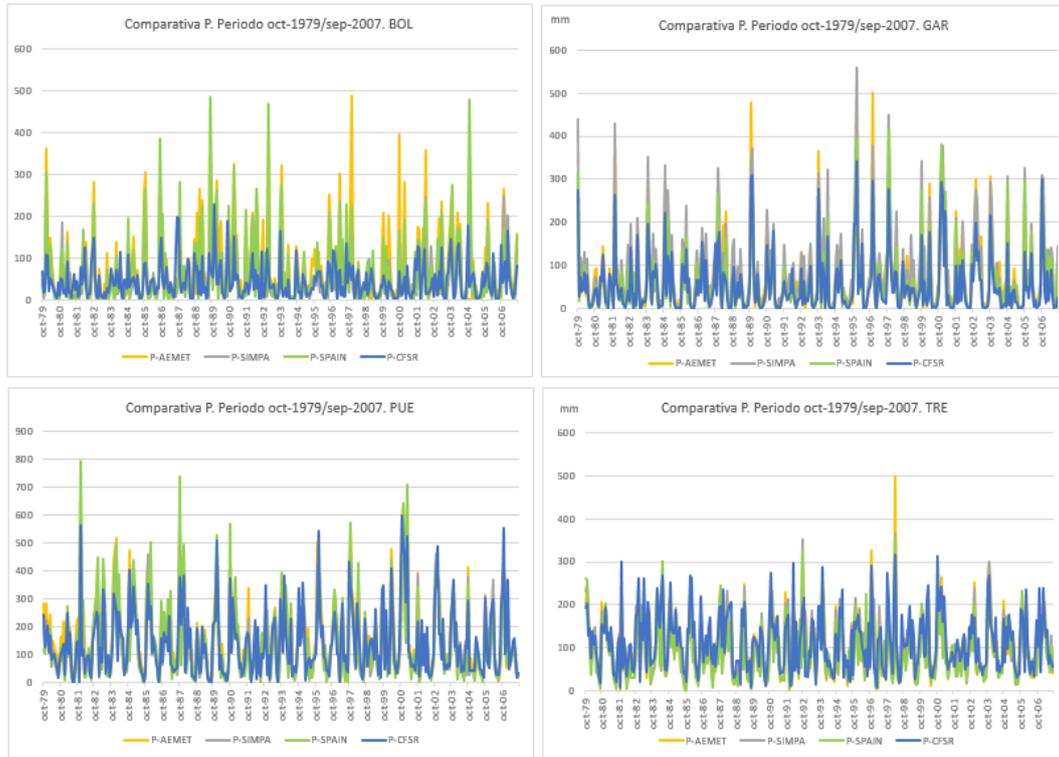


Figura 32. Comparativa de la evolución de la precipitación para las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE. Periodo oct-1979/sep-2007. Fuente: Elaboración propia.

A partir de la relación existente entre los datos de precipitación de las diversas fuentes climáticas y las estaciones de datos reales de AEMET se ha obtenido el estadístico R^2 (Pearson, 1895). Se observa (Figura 33) que los datos obtenidos a partir de los datos climáticos de SIMPA y Spain02 para todas las cuencas analizadas presentan buenos resultados próximos al 0.9, excepto la fuente de CFSR con resultados por debajo de 0.8.

Por su parte, la cuenca GAR es la que menos diferencias presenta entre las fuentes climáticas contrastadas. En cambio, se advierte que la cuenca con peor coeficiente de regresión es la cuenca BOL con valor de 0.22, alejándose bastante de los datos reales obtenidos a partir de la estación de AEMET. Este aspecto influirá negativamente en los resultados de los modelos de balance hídricos obtenidos con los datos del modelo climático CFSR. Para el resto de cuencas (TRE, PUE) se

observa que presentan buenos resultados, con valores próximos al 0.95 y valores mínimos que rondan el 0.60

Destacar igualmente que los mejores resultados se dan con el modelo SIMPA, seguido de Spain02, siendo estos los que mejor correlación presentan respecto a los datos reales obtenidos por las estaciones de AEMET.

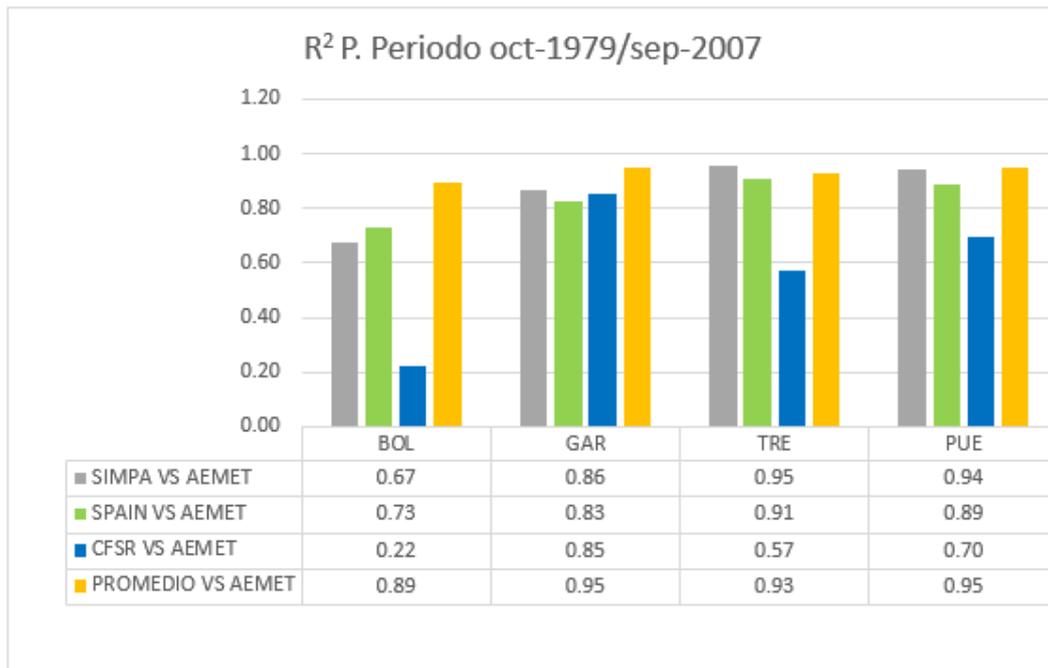


Figura 33. Comparativa de R² P, para las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE. Periodo oct-1979/sep-2007. Fuente: Elaboración propia.

Los resultados de la evapotranspiración (Figura 34) muestran que todas las fuentes climáticas se distribuyen temporalmente de forma muy parecida, aunque al igual que ocurre con la precipitación las magnitudes presentan gran variabilidad en algunas de las cuencas analizadas. Este es el caso de la cuenca BOL (Figura 34), cuyos valores en el modelo climático SIMPA están subestimados casi un 50% respecto al resto de fuentes climáticas analizadas. Por su parte, la cuenca GAR es la que presenta menor variación en cuanto a volumen evapotranspirado por mes entre las fuentes de datos climáticas analizadas (inferior al 10%), sin contar AEMET puesto que no se han podido obtener los datos de temperatura necesarios para obtener la ETP por el método de Hargreaves.

Finalmente, cabe mencionar que los datos climáticos que mejor ajuste presentan, atendiendo a su variabilidad temporal de la ETP, son los del modelo climático Spain02. Por su parte, SIMPA es el que mejor ajuste presenta para las cuencas PUE y TRE. En cambio, para la cuenca BOL es la que peor ajuste presenta de las cuencas simuladas.



Figura 34. Comparativa de la evolución de la ETP para las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE. Periodo oct-1979/sep-2007. Fuente: Elaboración propia.

Igualmente se ha obtenido el estadístico R (Pearson, 1985) con la finalidad de comprobar las diferencias entre los valores de ETP de las diversas fuentes climáticas en las cuencas en las que se ha analizado la incertidumbre. Se observa (Figura 35) que al igual que ocurre con la precipitación, el dato climático de ETP obtenido a partir de los datos climáticos del modelo CFSR es el dato que más se aleja respecto a los valores reales de AEMET para la cuenca PUE, en cambio SIMPA obtiene los mejores resultados para la cuenca PUE y TRE a R^2 se refiere.

Destacar el hecho de que al igual que ocurre con la precipitación, los datos obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas para la cuenca BOL (Figura

34) son los que presentan peor ajuste, con valores por debajo del 0.8, que incluso bajan hasta 0.19 si atendemos al modelo climático SIMPA.

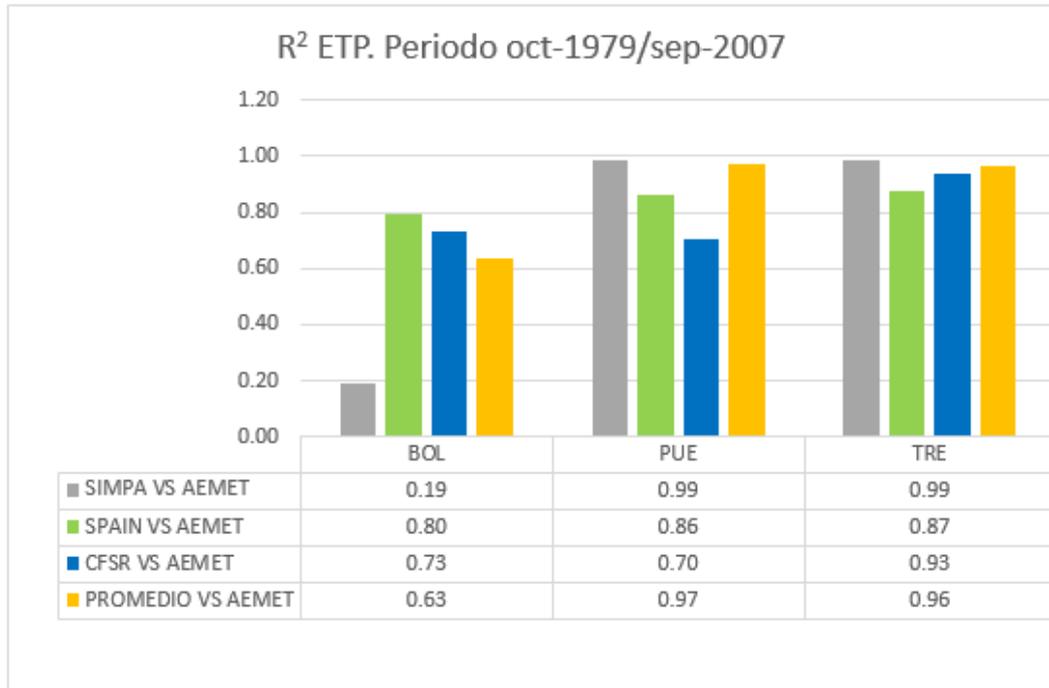


Figura 35. Comparativa de R² ETP, para las cuencas BOL, GAR, PUE y TRE. Periodo oct-1979/sep-2007. Fuente: Elaboración propia.

5.2 MODELOS DE BALANCE HÍDRICO AGREGADOS A ESCALA MENSUAL.

En este apartado se exponen los resultados obtenidos tras la modelización de las 16 cuencas objeto de esta tesis, mediante 6 modelos de balance hídrico agregados a escala mensual, a partir de los datos de precipitación y ETP obtenidos del modelo climático SIMPA. El periodo de resultados analizados tiene su inicio en octubre de 1980 y finaliza en septiembre de 2010.

Se ha calculado el coeficiente de correlación R (Pearson, 1985) para todas las cuencas objeto de esta tesis, entre caudales observados y simulados (Qobs-Qsim). (Tabla 11).

En la Tabla 11 se observa que el modelo GR2M muestra el mejor ajuste en la mayoría de las cuencas hidrológicas (superior al 80%) tanto semiáridas como subhúmedas, con un coeficiente de correlación promedio cercano a 0.90. Sólo la cuenca HOY tiene un coeficiente de correlación inferior a 0.80 (0.67).

Destaca el hecho de que los modelos ABCD y AWBM no han mostrado el mejor ajuste para ninguna de las cuencas estudiadas, aunque sus valores fueron similares a los de GR2M, especialmente para las cuencas húmedas y subhúmedas. Además, se observa que todos los modelos de balance hídrico muestran coeficientes de correlación superiores a 0.80 para las cuencas húmedas y subhúmedas analizadas.

En cambio, las cuencas húmedas de tipo seco, semiáridas y áridas se advierte que los valores caen por debajo de 0.60, especialmente con los modelos Témez y Thornthwaite-Mather. Destaca la cuenca GAR por, alcanzar el mejor ajuste con el modelo de Témez y GUO5P con un valor de 0.92 en el coeficiente R.

De estos resultados se concluye que en las cuencas del presente estudio cuanto más árida y menos lluviosa es la cuenca, menor será el coeficiente de correlación promedio entre los caudales observados y simulados (Tabla 11).

Por otro lado, se han realizado una serie de diagramas de dispersión (Figura 36) para cada cuenca modelizada. Para ello se ha utilizado el modelo de mejor ajuste con el coeficiente de correlación. Se observa que el grado de dispersión es generalmente mayor en las cuencas que presentan un menor caudal tanto observado como simulado, como ocurre en las cuencas HOY, JUB y RVA. En cambio, para el resto de cuencas se observa un grado de dispersión bajo.

Otro aspecto a mencionar, es que la línea de ajuste perfecto (línea continua) suele estar muy próxima o ligeramente por encima de la línea de regresión estimada (línea discontinua) en la mayoría de modelos de balance hídrico simulados, excepto para las cuencas semiáridas RVA y JUB en las cuales ocurre lo todo lo contrario, lo cual demuestra una baja correlación entre el Q_{obs} y Q_{sim} en estas cuencas.

En cambio, existen muy buenos ajustes entre las dos líneas como es el caso de la cuenca AND, BEG, y BOL, lo cual demuestra una buena correlación entre el caudal observado y simulado. La cuenca BOL muestra resultados peculiares puesto que, a pesar de tener un buen ajuste presenta un alto grado de dispersión, siendo

junto a la cuenca HOY las que menor coeficiente de regresión presenta (próximo al 0.7).

Cuenca	ABCD	AWBM	GR2M	GUO 5P	Témez	THOR-MATH	Promedio
AND	0.9	0.9	0.91	0.89	0.9	0.9	0.91
BEG	0.92	0.92	0.93	0.91	0.92	0.92	0.91
BOL	0.76	0.65	0.74	0.78	0.73	0.72	0.79
COT	0.85	0.86	0.91	0.85	0.89	0.85	0.88
CUE	0.71	0.87	0.9	0.89	0.89	0.87	0.77
GAR	0.88	0.9	0.9	0.92	0.92	0.9	0.78
HOY	0.66	0.66	0.67	0.67	0.66	0.58	0.73
JUB	0.78	0.83	0.85	0.82	0.79	0.83	0.77
LEM	0.89	0.89	0.93	0.88	0.9	0.88	0.9
PRI	0.87	0.88	0.89	0.88	0.89	0.93	0.9
PUE	0.79	0.84	0.91	0.83	0.84	0.77	0.86
RVA	0.61	0.75	0.85	0.8	0.59	0.52	0.69
SEG	0.83	0.83	0.84	0.84	0.72	0.84	0.77
TAM	0.89	0.89	0.9	0.89	0.89	0.59	0.85
TRE	0.9	0.9	0.92	0.9	0.89	0.89	0.89
ZUM	0.66	0.77	0.82	0.78	0.64	0.66	0.77
Mejores resultados (nº de veces)	0	0	13	1	1	1	

Tabla 11. Coeficiente de correlación (R) obtenido a partir del caudal observado y simulado por los modelos. Fuente: Elaboración propia.

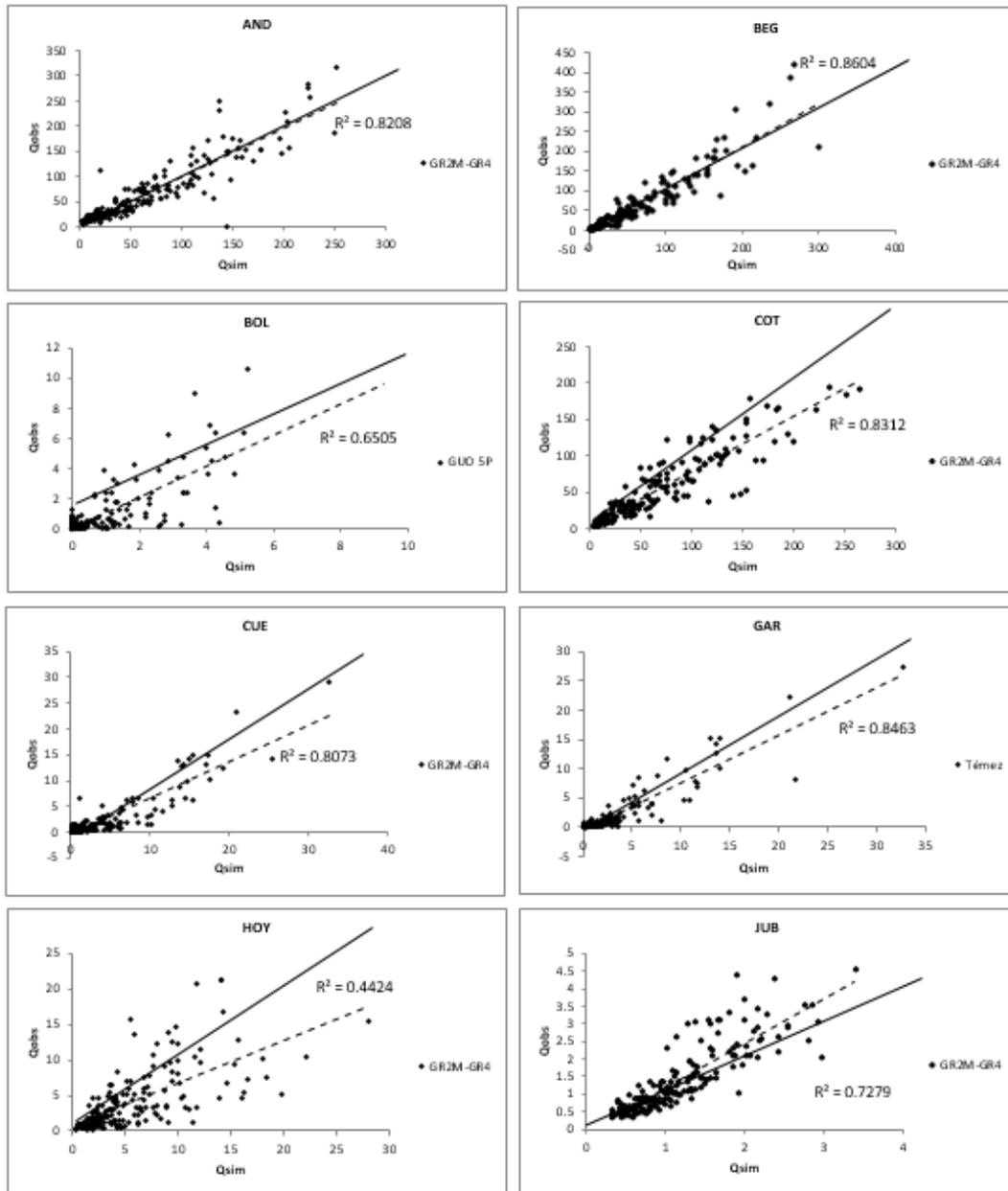


Figura 36. Gráficos de dispersión (Qobs-Qsim hm³/mes) para el mejor modelo de ajuste según el coeficiente de correlación de Pearson (R). La línea discontinua es la línea de regresión estimada y la línea continua es el ajuste perfecto. Fuente: Elaboración propia.

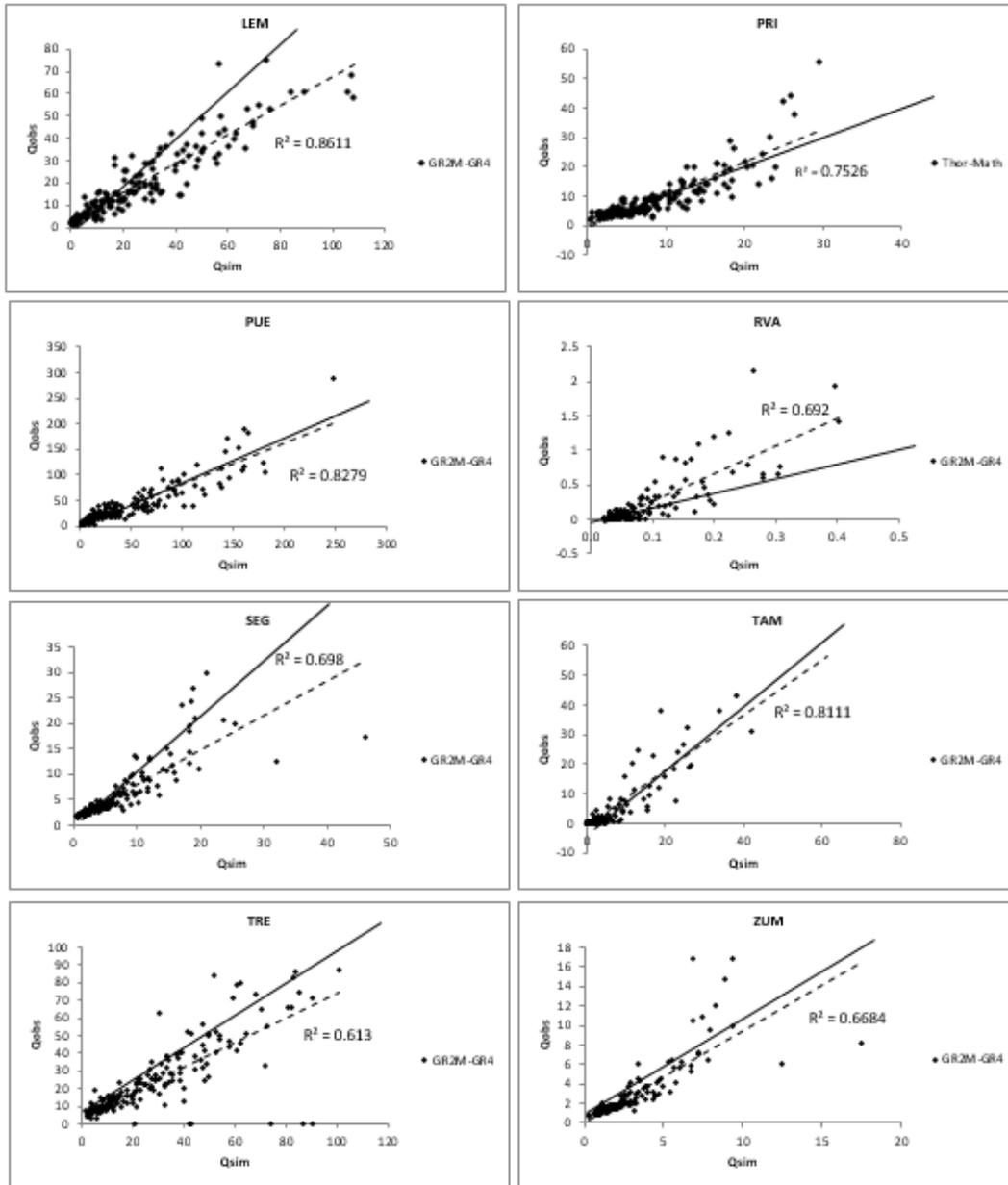


Figura 36 (continuación). Gráficos de dispersión (Qobs-Qsim hm³/mes) para el mejor modelo de ajuste según el coeficiente de correlación de Pearson (R). La línea discontinua es la línea de regresión estimada y la línea continua es el ajuste perfecto. Fuente: Elaboración propia.

De igual modo, para evaluar los modelos de balance hídrico, se ha obtenido el índice NSE (Nash y Sutcliffe, 1970) (Figura 37). Atendiendo al promedio derivado del estadístico NSE para cada modelo y cuenca objeto de la tesis, se comprueba que, presenta buenos resultados para la práctica totalidad de los modelos de balance hídrico simulados (0.6-0.7), excepto en el modelo Témez, cuyo NSE está por debajo de 0.5 (0.44). Destaca negativamente, el modelo GUO5P, el cual, a pesar de ser un modelo de 5 parámetros, presenta un NSE bajo (0.54) siendo inferior a 0.65 límite que Moriasi et al. (2007) establece como insatisfactorio para determinar la validez de un modelo. Destacar los modelos ABCD junto a Thornthwaite-Mather por obtener los mejores resultados atendiendo al promedio por modelos del estadístico NSE.

En cambio, si analizamos el resultado del NSE para cada cuenca simulada (Figura 36), se observa que cuanto mayor es la aridez de la cuenca peor es el índice de NSE, como es el caso de la cuenca RVA. En cambio, cuanto menor es la aridez mejores valores de NSE se han obtenido por modelo/cuenca, como son los casos de las cuencas AND y BEG.

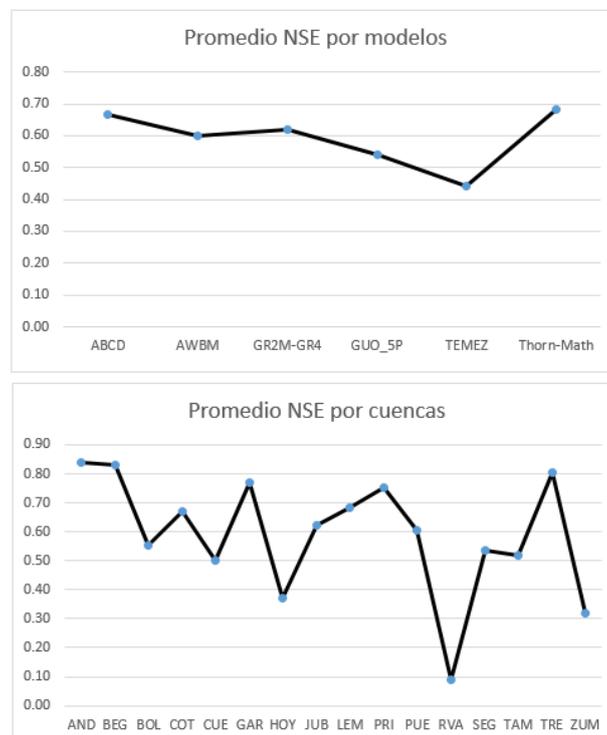


Figura 37. Resultados NSE promedio por cuencas y modelos. Fuente: Elaboración propia.

En el caso del PBIAS (Figura38) (Yapo, et al., 1997), se observa que los mejores resultados se obtienen en los modelos GUO5P y Témez, los cuales presenta valores de 0.65% y 4.35%, respectivamente, muy próximos al 0. Destacar el hecho de que, el resto de los modelos estudiados están siempre por debajo del 15% y también podrían considerarse buenos, según establece Moriasi et al. (2007).

Atendiendo al promedio realizado del PBIAS en las cuencas modelizadas (Figura 38), se advierte que las cuencas con porcentajes más próximos al 0 son las cuencas ZUM y SEG, mientras que las cuencas que presentan los valores más alejados son RVA y JUB con valores medios próximo al 20% y TAM, próxima a -30%, considerándose insatisfactorias.

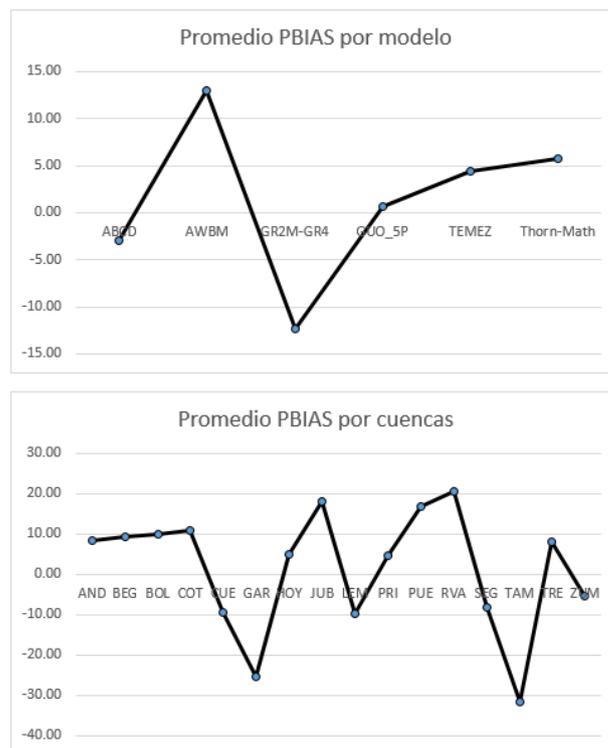


Figura 38. Resultados PBIAS (%) por cuencas y modelos. Fuente: Elaboración propia.

Atendiendo al RSR (Figura 39), se observa que el modelo de Thornthwaite-Mather es el único modelo bueno (Moriassi et al., 2007) siendo el que mejor valor porcentual promedio ha obtenido por modelos. En cambio, el resto de modelos simulados serían satisfactorios, puesto que presentan valores entre 0.6-0.65, excepto el modelo de Témez, cuyo valor promedio es de 0.7, y por lo tanto se consideraría como modelo insatisfactorio.

Analizando el RSR por cuencas (Figura 39), se advierte que las cuencas de AND y BEG son las cuencas con mejores resultados, obteniendo modelos muy buenos (Moriasi et al., 2007). En cambio, la cuenca con peor calificación es RVA, que al igual que la cuenca HOY serían modelos insatisfactorios.

Es destacable el hecho que tanto el índice NSE como el RSR presentan mejores resultados en las cuencas menos áridas y viceversa, destacando como mejores cuencas AND y BEG, mientras que las peores son las de HOY y RVA.

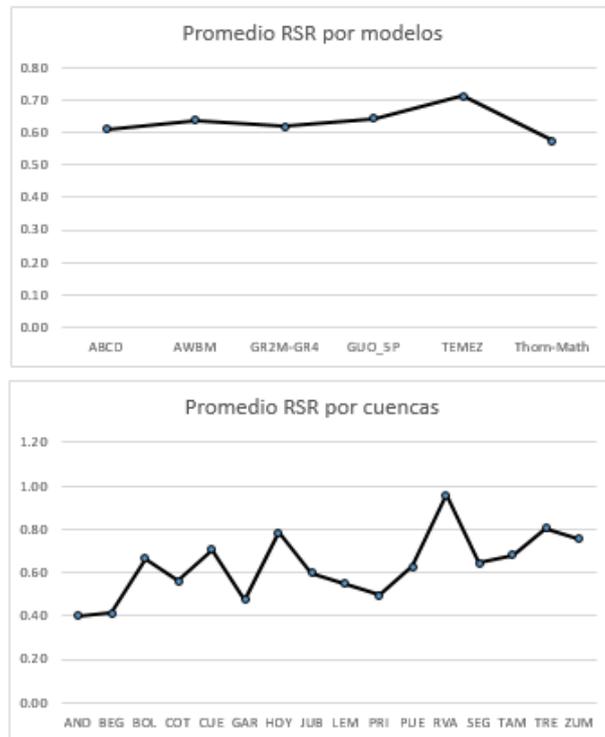


Figura 39. Resultados RSR por cuencas y modelos. Fuente: Elaboración propia.

Tras evaluar los índices anteriores, se ha utilizado la clasificación de Bressiani et al. (2015) para puntuar cada uno de los índices (NSE, PBIAS y RSR) y de este modo poder calificar objetivamente los modelos de balance hídrico a escala mensual simulados (Tabla 12).

Atendiendo a este criterio se observa que el modelo GR2M es el mejor ajuste presenta de todos los modelos evaluados, siendo el mejor modelo para el 40% alcanza el mejor ajuste para el 46% de las cuencas analizadas, con valores superiores a 7, lo que significa un muy buen ajuste en todas ellas. Le sigue en importancia, el modelo ABCD, el cual presenta resultados muy similares en 5 de las 16 cuencas estudiadas.

Los modelos de Témez y Thornthwaite-Mather obtienen cuatro y tres cuencas con máxima puntuación, respectivamente, aunque el valor de la cuenca BOL en el modelo de Témez es solo de 4. Por su parte, el modelo AWBM presenta solo una cuenca con máxima puntuación con valor de 7.

Así, se observa (Tabla 12) que los modelos que muestran mejores resultados en promedio en todas las cuencas son ABCD, GR2M y Thornthwaite-Mather con valores de suma alrededor de 4.5 y los que tienen resultados más bajos son AWBM y Témez con 3.65 y 3 respectivamente, próximos a ser considerados como modelos insatisfactorios. Además, el modelo de Témez muestra el mayor coeficiente de variación (129.22%), lejos del resto de modelos cuyo valor promedio se aproxima al 80%.

Al igual que ocurre con los métodos de comparación anteriores, cuanto más húmedas son las cuencas analizadas, mejores resultados presentan. En cambio, los peores resultados se obtienen en las cuencas con clima más seco.

De esta forma, (Tabla 12) se observa que los modelos para las cuencas de clima húmedo y subhúmedo quedan clasificados como modelos muy buenos y buenos excepto las cuencas PUE y COT. Sin embargo, los resultados de las cuencas subhúmedas secas son más irregulares, obteniendo calificaciones que van desde buenas a insatisfactorias, como ocurre en la cuenca GAR y HOY, respectivamente. En cambio, las cuencas más áridas (BOL y RVA) han obtenido la peor clasificación haciendo que estos modelos queden clasificados como insatisfactorios.

Cuencas	ABCD	AWBM	GR2M	GUO5P	Témez	THOR-MATH	Average	Bressiani Classification
AND	9	7	9	9.00	7.00	8	8.17	MB
BEG	9	8	9	9.00	8.00	8	8.5	MB
BOL	3	0	0	0.00	4.00	3	1.67	I
COT	4	0	5	7.00	0.00	9	4.17	S
CUE	0	0	0	0.00	0.00	0	0	I
GAR	0	9	7	9.00	0.00	9	5.67	B
HOY	4	0	0	0.00	0.00	5	1.5	I
JUB	5	3	4	3.00	0.00	7	3.67	S
LEM	4	7	0	3.00	9.00	7	5	B
PRI	7	7	9	7.00	8.00	7	7.5	B
PUE	3	0	8	7.00	0.00	5	3.83	S
RVA	0	0	0	0.00	0.00	0	0	I
SEG	9	5	3	4.00	3.00	8	5.33	B
TAM	0	0	0	3.00	0.00	0	0.5	I
TRE	9	7	9	8.00	9.00	8	8.33	MB
ZUM	7	5	7	5.00	0.00	5	4.83	B
Promedio	4.56	3.63	4.38	4.63	3	4.56		
C.V. (%)	78.01	97.74	89.73	76.17	129.22	78.01		
Mejores resultados (n° de veces)	5	1	6	3.00	4.00	4		

Tabla 12. Resultados de la clasificación de Bressiani por cuencas y modelos. Fuente: Elaboración propia.

El objetivo principal de la evaluación de modelos de balance hídrico es contar con una herramienta útil para la planificación y gestión de los recursos hídricos. Debido a esto es importante tener unos modelos por cuenca lo mejor ajustados posible.

Por su parte, la Tabla 13, muestra los resultados del estadístico REV para los diversos modelos de balance hídrico y cuencas simuladas. Atendiendo al promedio por modelos, se observa que el modelo GUO5P el que mejor resultado presenta, siendo el modelo mejor ajustado en seis de las cuencas estudiadas. Analizando el modelo por cuenca se observa que además es el único modelo de balance hídrico que alcanza valores REV inferiores al 15% en las cuencas ubicadas en regiones

semiáridas y subhúmedas secas, como lo son las cuencas BOL, HOY y RVA. Esto contrasta con la calificación de Bressiani. En lo que respecta a las cuencas hidrológicas húmedas y subhúmedas húmedas, se observa que los valores más bajos del índice REV son acordes con los valores obtenidos en la clasificación de Bressiani en la mayoría de los casos. Se observa que las que presentan mejores valores son BEG, AND y SEG (Tabla 13), puesto que son aquellas cuyos resultados del estadístico REV están más próximas a cero.

Cuencas	ABCD	AWBM	GR2M	GUO5P	Témez	THOR-MATH
AND	-10.09	-15.46	1.05	-3.68	-15.78	-13.86
BEG	-5.02	-10.06	21.61	0.66	-8.7	-9.81
BOL	37.2	19.25	-30.62	12.39	27.7	20.38
COT	-1.2	-41.41	2.19	-4.34	-36.84	3.43
CUE	32.61	27.92	48.22	13.61	38.61	47.2
GAR	63.44	45.58	22.27	3.43	54.02	52.81
HOY	11.2	-35	31.6	17.78	-32.9	-1.75
JUB	-18.6	-17.92	88.28	52.69	-26.4	-21.58
LEM	16.24	-4.49	-16.22	-23.47	4.62	23.55
PRI	-0.8	-8.24	15.48	11.59	-10.28	-5.27
PUE	-2.95	-29.46	2.67	-2.57	-29.98	0.6
RVA	-26.95	-34.3	24.74	1.04	-77.66	-78.97
SEG	20.24	5.59	-0.75	-4.07	5.43	11.21
TAM	113.54	64.59	-37.41	-3.61	97.4	-18.45
TRE	8.2	-7.55	37.68	14.06	0.74	-2.86
ZUM	16.25	-3.87	16.81	6.72	26.54	7.25
Promedio	24.03	23.17	24.85	10.98	30.85	19.94
Mejores resultados						
(Número de veces)	2	3	2	6	1	2

Tabla 13. Resultados índices REV (%) por cuencas y modelos. Fuente: Elaboración propia. En negrita están resaltados los mejores valores.

El coeficiente de Pearson no muestra gran diferencia entre las diferentes regiones, altitud o área, aunque hay una ligera tendencia descendente (de 0.91 a 0.80) cuanto más árida es la cuenca. Destaca la cuenca HOY por ser la única cuenca seca subhúmeda, que no alcanzó 0.60 como coeficiente de correlación, además de obtener sólo una suma de 5 en los criterios de Bressiani, lejos de un promedio de 7.5 de su grupo de aridez. Esto puede ser debido a que, a pesar de ser una pequeña cuenca (66.15 km²), es la cuenca más alta entre las estudiadas. No obstante, el modelo de Thornthwaite-Mather se califica como bueno en esta cuenca y REV es inferior al 2%.

Los modelos GR2M, Témez y GUO5P son considerados los modelos que mejor se adaptan a las regiones húmedas, aunque en estas regiones casi todos los modelos muestran buenos resultados, con un mayor porcentaje en el modelo GR2M. De igual modo, Thornthwaite-Mather presenta los mejores resultados en las regiones húmedas y húmedas subhúmedas, mientras que el modelo Témez es considerado como el peor con una clasificación insatisfactoria en todas las cuencas analizadas. Las cuencas menos áridas presentan mejores resultados que las más áridas en lo que respecta a la clasificación de Bressiani et al. (2017). En cambio, el índice REV no parece que comparta ese patrón como es el caso de las cuencas ZUM y JUB, las cuales presenta un REV que ronda el 20%. Por su parte, las cuencas más secas y áridas no presentan casi ningún modelo satisfactorio. En cambio, el estadístico REV es inferior al 10% cuando se usa el modelo GUO5P. Destaca igualmente, la cuenca BOL para el modelo Témez, ya que según la clasificación de Bressiani es una cuenca satisfactoria. Sin embargo, el estadístico REV muestra una sobrestimación del caudal simulado próximo al 30%.

Finalmente, mencionar que no se ha encontrado una relación significativa entre el área o altitud de las cuencas hidrológicas y los modelos utilizados para la simulación, aunque sí una cierta relación entre los modelos, el clima y aridez de las cuencas objeto de esta tesis doctoral (Tabla 14).

Atendiendo a estos resultados se observa que las cuencas más húmedas y menos áridas son las que presentan mejores ajustes en sus modelos analizados, mientras que para las cuencas más secas y áridas ocurre lo contrario (Tabla 13 y 14).

Cuenca	Área (km ²)	Altura (m.s.n.m)	Modelo de balance hídrico	R	Puntuación total Bressiani	Clasificación Bressiani	REV (%)
AND	778.49	486.01	GR2M	0.91	9	Muy Bueno	1.05
BEG	836.89	504.01	GUO5P	0.91	9	Muy Bueno	0.66
BOL	29.23	600.31	Témez	0.73	4	Satisfactorio	27.7
COT	488.22	559.51	Thor-Math	0.85	9	Muy Bueno	3.43
CUE	139.86	610.63	GUO5P	0.89	0	Insatisfactorio	13.61
GAR	69.92	689.98	GUO5P	0.92	9	Muy Bueno	3.43
HOY	66.15	1632.12	Thor-Math	0.58	5	Bueno	-1.75
JUB	207.66	1150.05	Thor-Math	0.85	7	Muy Bueno	-21.58
LEM	252.58	342.18	Témez	0.9	9	Muy Bueno	4.62
PRI	328.16	1255.05	Témez	0.89	8	Muy Bueno	-10.28
PUE	263.85	400.05	GR2M	0.91	8	Muy Bueno	2.67
RVA	85.68	607.7	GUO5P	0.8	0	Insatisfactorio	1.04
SEG	232.89	1416.46	Thor-Math	0.84	8	Muy Bueno	11.21
TAM	458.12	447.46	GUO5P	0.89	3	Satisfactorio	-3.61
TRE	413.54	526.64	Témez	0.89	9	Muy Bueno	0.74
ZUM	266.03	1549.95	GR2M	0.82	7	Muy Bueno	16.81

Tabla 14. Resultados de los mejores modelos de balance hídrico por cuenca según los mejores resultados para el conjunto de criterios: coeficiente de correlación de Pearson (R), clasificación de Bressiani y REV. Fuente: Elaboración propia.

Se ha comparado el caudal observado (Qobs), frente al caudal simulado (Qsim) del modelo que mejor ajuste presenta para cada una de las cuencas objeto de esta tesis doctoral (Figura 40). Los resultados, a grandes rasgos, por cuenca son los siguientes:

- AND-GR2M. Es de las mejores cuencas simuladas, incluso simula los grandes picos que presenta la relación entre Qobs y Qsim a lo largo de la serie temporal. A pesar de eso, Qsim está ligeramente subestimado.
- BEG-GUO5P. La relación en la distribución Qobs-Qsim es muy similar, aunque el Qsim está subestimado casi en toda la distribución.
- BOL-TEMEZ. Es de las que peor relación existe en su distribución al comparar Qsim y Qobs. Existen marcadas diferencias en los picos del Qobs, los cuales no consigue alcanzar.
- COT-Thorn-Math. La distribución de caudales está estrechamente relacionada, aunque a principios de 1993 hay un pico de Qobs que no consigue modelizar.
- CUE- GUO5P. Presenta una mala simulación, hasta llegar a Nov-88. En cambio, a partir de esa fecha la relación entre Qobs y Qsim es buena.
- GAR- GUO5P. Es la cuenca que mejor se comporta dentro de su grupo climático. Al final de la serie genera un pico en el Qsim que no se corresponde con el Qobs.
- HOY-Thorn-Math. La relación entre caudales es bastante irregular. Existen tramos que simula bastante bien como es el periodo comprendido entre el 82-90. Aunque en el resto del hidrograma se observa que la relación Qobs-Qsim es mala.
- JUB-Thorn-Math. Hasta octubre de 2000 se puede observar una distribución entre Qobs y Qsim buena, en cambio la simulación cambia a partir de ese año presentando un ajuste muy malo.
- LEM-Témez. La distribución de caudales está estrechamente relacionada, aunque a principios de 1993 hay un pico de Qobs que no consigue modelizar.

- PRI-Témez. Presenta una buena relación entre caudales, incluso simula los grandes picos que presenta la comparativa entre Qobs y Qsim a lo largo de la serie temporal, excepto en enero de 1994 y 2001.
- PUE-GR2M. La relación en la distribución del Qobs y Qsim es buena, aunque es destacable el hecho de que los Qsim están subestimados ligeramente. Igualmente destacar el hecho de que existen picos de Qobs que la simulación no es capaz de reproducir (Feb-94).
- RVA-GUO5P. Es la cuenca de peor resultado de las analizadas. La relación existente en su distribución entre el Qobs y Qsim es prácticamente nula.
- SEG-Thorn-Math. En general la relación en la distribución entre el Qobs y Qsim puede considerarse normal, aunque se observa en toda la serie que el Qsim está sobreestimado.
- TAM-GUO5P. La relación entre Qobs-Qsim, es mala hasta finales de 1998, en cambio a partir de esos años el ajuste es bastante bueno.
- TRE-Témez. Al igual que ocurre en cuencas tales como PUE, se observa un buen ajuste entre Qobs-Qsim en toda su serie, aunque no logra simular gran parte de los picos del Qobs como ocurre en Feb-86 y Oct-88.
- ZUM-GR2M. La relación existente entre el Qobs y el Qsim es muy buena, aunque al igual que ocurre con la anterior cuenca no consigue simular los picos de máximo caudal observado, caso que ocurre en Ene-96 y Ene-01.

De forma global, se puede concluir que la relación existente entre Qobs y Qsim es mejor cuanto mayor caudal observado presenta, a pesar de ello algunas no consiguen simular correctamente los picos máximos de Qobs.

De igual modo se observa que cuanto más húmeda es la cuenca hidrológica, mejor es el ajuste (AND) y viceversa (RVA) (Figura 40). Igualmente se observa que las cuencas más áridas analizadas, obtienen peor resultados en su simulación (RVA), en cambio las húmedas son las que mejor relación Qsim - Qobs presenta.

Otro aspecto a destacar es que la distribución del Qsim se comporta incluso mejor en el periodo de validación que en el de calibración para la mayoría de las cuencas modelizadas (Figura 40).

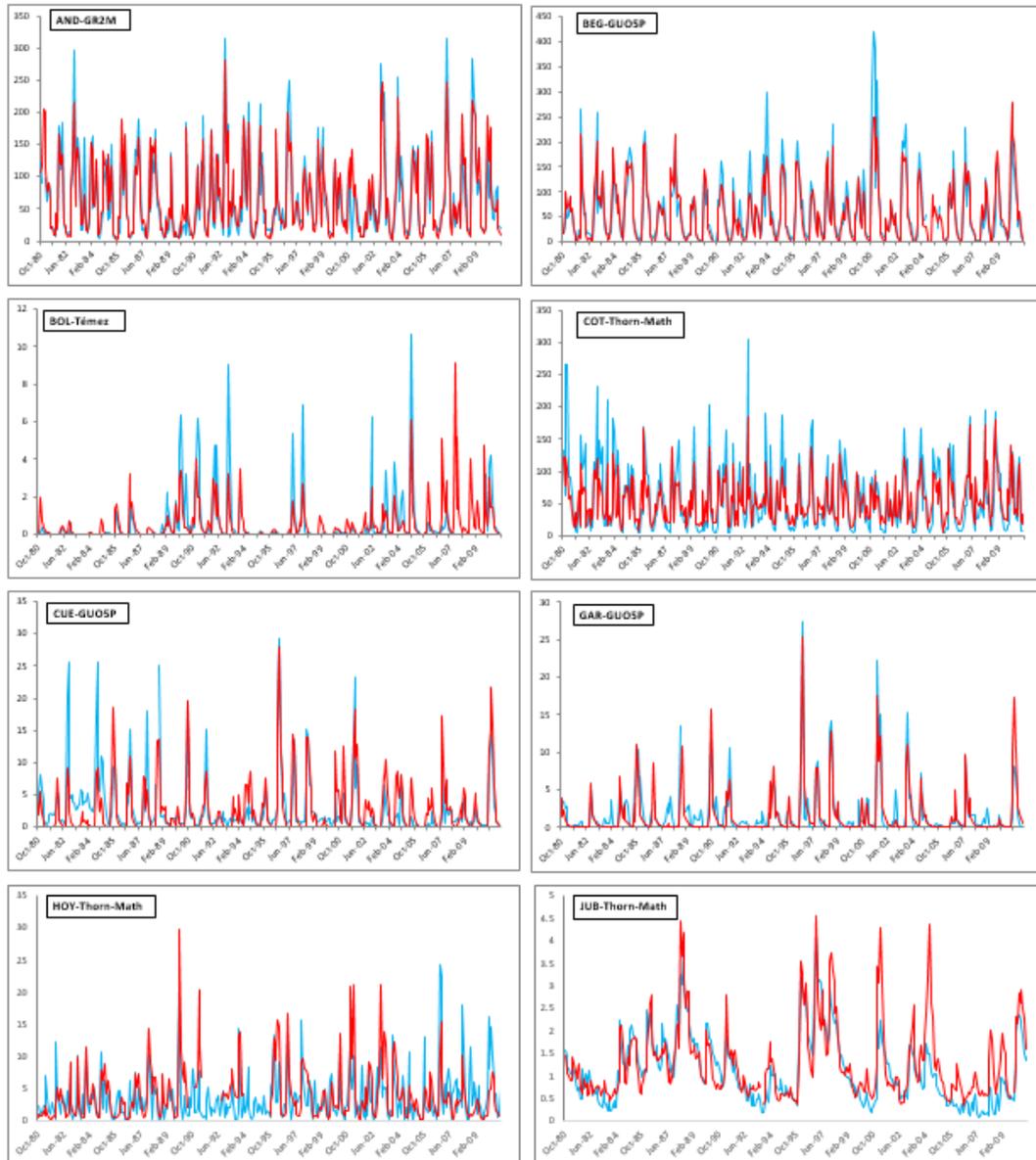


Figura 40. Comparativa de Qobs (hm^3/mes) (línea azul) frente a Qsim (hm^3/mes) (línea roja) para cada cuenca a partir del mejor modelo de balance hídrico analizado. Fuente: Elaboración propia.

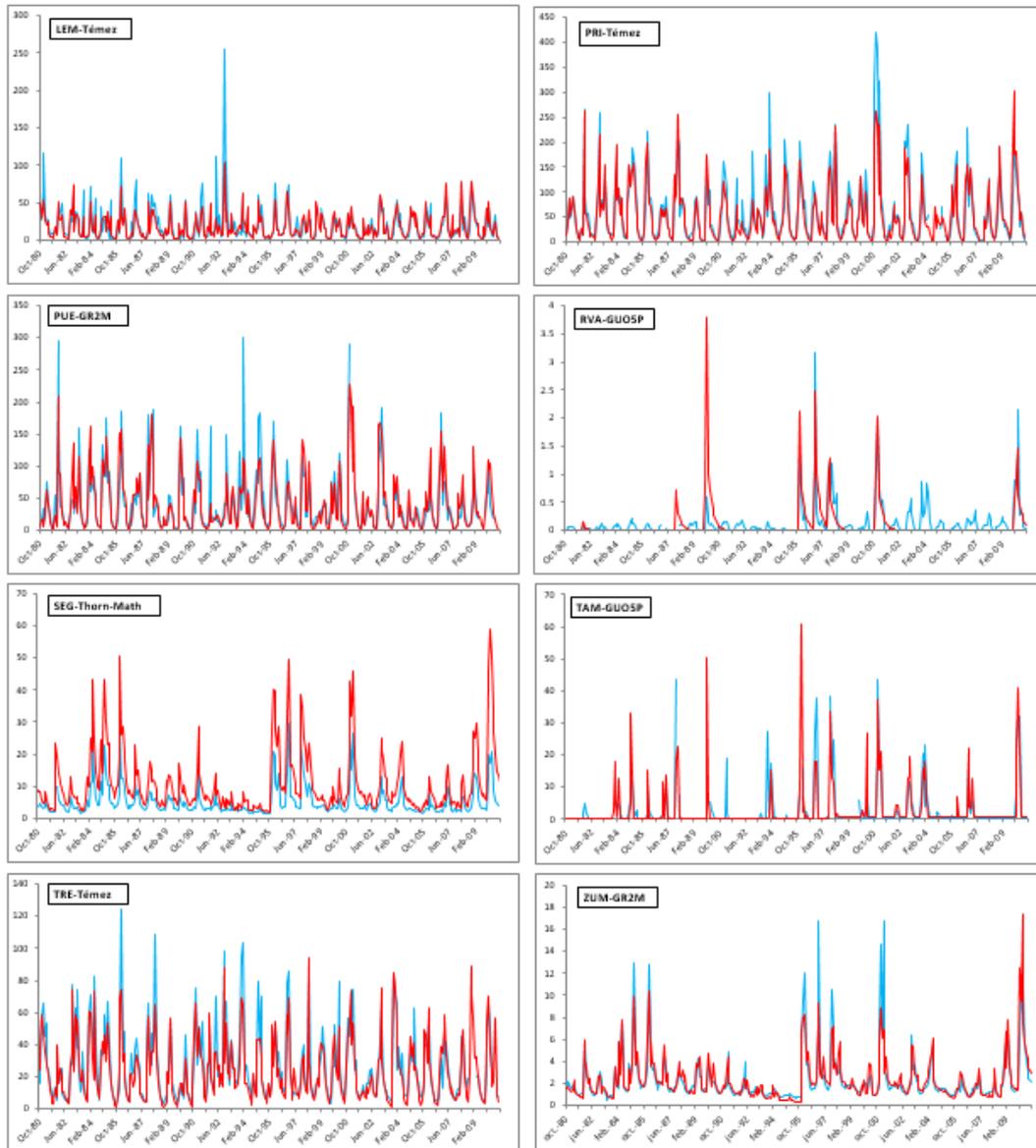


Figura 40 (continuación). Comparativa de Qobs (hm^3/mes) (línea azul) frente a Qsim (hm^3/mes) (línea roja) para cada cuenca a partir del mejor modelo de balance hídrico analizado. Fuente: Elaboración propia.

5.3. INCERTIDUMBRE.

Los resultados obtenidos del análisis de la incertidumbre climática se dividen en los siguientes apartados:

- Sensibilidad de los modelos de balance hídrico a la incertidumbre de los datos climáticos (P y ETP).
- Sensibilidad de los modelos de balance hídrico a la incertidumbre de la precipitación.

En el primero de ellos se mostrará y analizará los resultados obtenidos de la incertidumbre existente en los diversos modelos agregados de balance hídrico, a partir de datos climáticos en rejilla, y estaciones reales de AEMET. Los resultados mostrados para este apartado serán los obtenidos en la validación de los modelos de balance hídrico.

Posteriormente se expondrán y evaluarán la incertidumbre de la variable precipitación en los modelos de balance hídrico, a partir de rejillas climáticas y estaciones reales de AEMET. Los resultados de estos modelos han sido obtenidos a partir de los parámetros ya calibrados y validados en la fase de modelos de balance hídrico (apartado 4.2.). El periodo analizado se inicia en octubre de 1979 y finaliza en septiembre de 2007. Las cuencas analizadas han sido BOL, GAR, PUE, TRE.

5.3.1. Sensibilidad de los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual a la incertidumbre de los datos climáticos.

De acuerdo al índice NSE, (Figura 41 y Figura 42) se observa que los mejores rendimientos se dan en los modelos de balance hídrico cuyos datos de entrada de precipitación y ETP han sido obtenidos de los datos climáticos de SIMPA y Spain02. En cambio, los que peor resultado presentan son los modelos con datos procedentes de las estaciones reales de AEMET y del modelo climático CFSR. Este hecho se acentúa en la cuenca BOL.

De los modelos de balance hídrico simulados por SIMPA se observa un buen comportamiento en todas las cuencas analizadas, con valores superiores al 0.6 para los modelos de las cuencas GAR y TRE, frente a los valores obtenidos en cuenca BOL que se encuentran próximos al 0.5. Para el modelo climático Spain02 se

observa un buen comportamiento para todas las cuencas y modelos, siendo esta la fuente climática en la que el estadístico presenta un mejor rendimiento. Además, los modelos obtenidos con la fuente CFSR son los que peor resultado obtienen por modelo-cuenca, aunque con ciertos matices ya que las cuencas GAR y TRE, frente a los valores óptimos, similares a los obtenidos por Spain02 y SIMPA. En cambio, para la cuenca BOL se obtiene valores muy bajos próximos al 0.1, siendo este modelo el peor para esta cuenca (Figura 41).

Atendiendo a la Figura 42 se advierte que para la cuenca BOL el mejor modelo viene determinado por los datos climáticos de Spain02, especialmente con el modelo GR2M. En cambio, la cuenca GAR destaca por presentar sus peores resultados con la fuente Spain02. A pesar de ello, es la cuenca que presenta menos variabilidad entre fuentes climáticas al considerar el estadístico de NSE. La cuenca PUE es la que menos variación sufre en el cambio de modelos, debido a que es la cuenca con valores más altos de humedad de las cuencas analizadas. Además, destaca la cuenca TRE por ser la cuenca que obtiene mejores resultados en el modelo climático SIMPA.

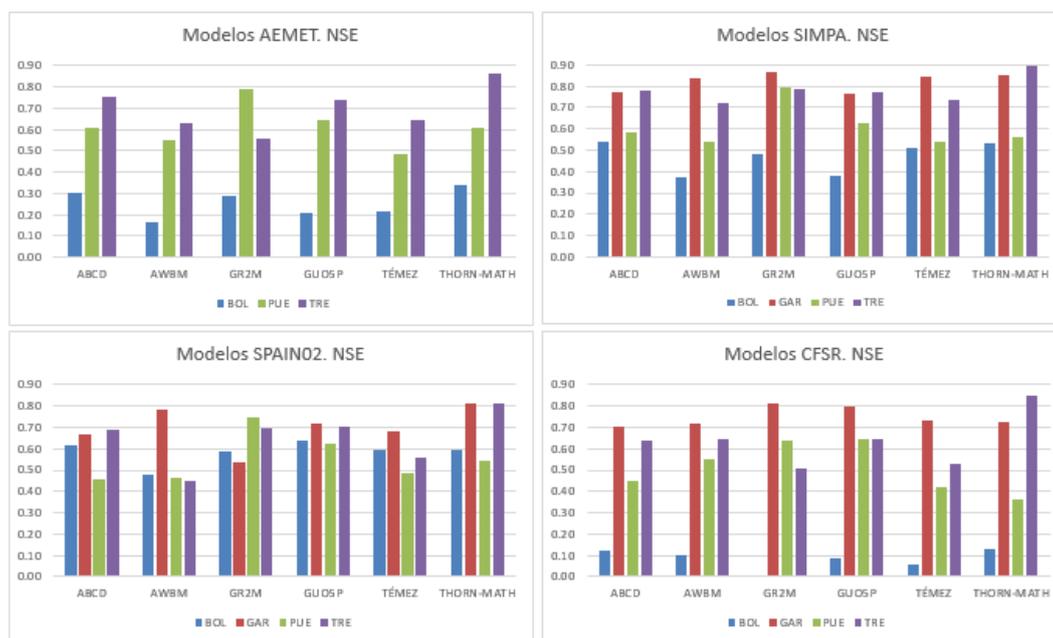


Figura 41. Índice NSE de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

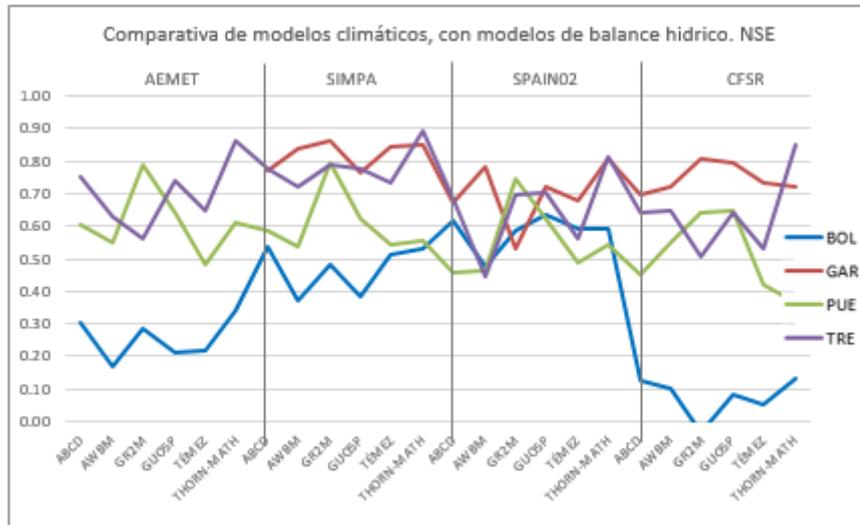


Figura 42. Comparativa del índice NSE de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

Para la medida de bondad de ajuste PBIAS (Figura 43 y 44), se observa que el modelo climático que mejor resultados obtiene es el CFSR, más concretamente para las cuencas GAR, PUE y TRE. En las fuentes climáticas de SIMPA y Spain02 (excepto para el modelo AWBM) destaca los bajos resultados obtenidos para la cuenca GAR, siendo este un motivo de peso para que la clasificación de Bressiani considere esta cuenca como insatisfactoria. Esto mismo ocurre para la mayoría de modelos de la cuenca BOL. En cambio, se observa que las cuencas PUE y TRE presentan una irregularidad entre fuentes climáticas y modelos de balance hídrico menos marcada, que los existentes para las cuencas BOL y GAR. Además cuanto menor es la aridez en las cuencas analizadas menor es la irregularidad del estadístico PBIAS. De igual modo, la marcada variación que existe entre los diferentes modelos tanto climáticos como de balance hídricos analizados para cada cuenca, hace difícil determinar cuál es el mejor modelo con mejores resultados del estadístico PBIAS. Esta irregularidad es muy marcada en las simulaciones realizadas por los datos de CFSR, puesto que pasa de tener valores en torno al 80% para el modelo GR2M a tener valores próximos al -100% para el modelo GUO5P (Figura 43).

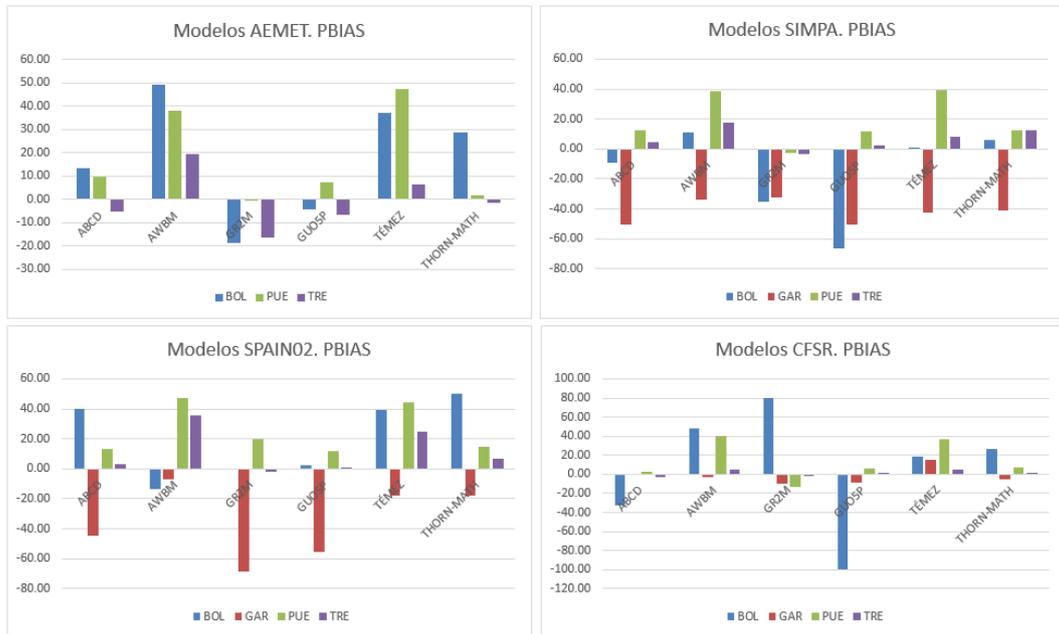


Figura 43. Índice PBIAS de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

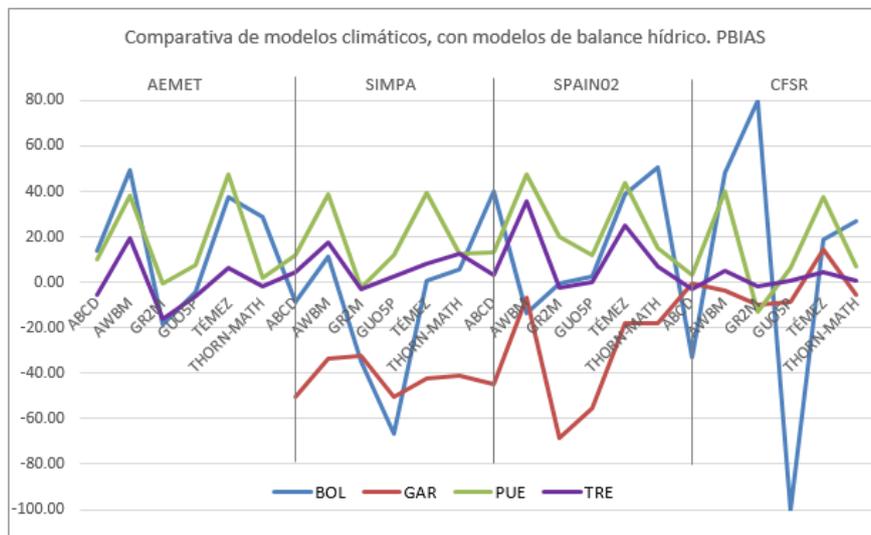


Figura 44. Comparativa del índice PBIAS de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

Los resultados obtenidos para los diferentes modelos de balance y clima para el estadístico RSR revelan que es el estadístico más regular de los analizados con anterioridad (Figura 45 y 46). Dentro de esa regularidad, los modelos que peor se comportan son AEMET junto a CFSR en gran parte de los modelos de balance hídrico y cuencas analizados.

Al igual que ocurre con los anteriores estadísticos (NSE y PBIAS) se observa que el peor resultado se encuentra en la cuenca BOL presentando valores próximos al 0.90 en gran parte de los modelos de balance hídrico simulados. (Figura 45). A pesar de esto, BOL presenta sus mejores resultados con el modelo Spain02. En cambio, la cuenca PUE los obtiene con los datos climáticos de AEMET y SIMPA a partir del modelo de balance hídrico GR2M con valores inferiores a 0.5. Este valor supondría según Bressiani et al. (2015) la calificación de muy bueno. Por su parte, la cuenca TRE se comporta mejor con el modelo Thornthwaite-Mather a partir de la fuente AEMET y SIMPA. La cuenca GAR obtiene su mejor puntuación a partir del modelo CFSR y SIMPA con valores promedios próximos al 0.5-0.6 respectivamente.

Por fuente climática se puede determinar que los mejores modelos (con valores más bajos) son SIMPA y CFSR con valores promedios próximos al 0.5-0.6, respectivamente para las cuencas GAR y TRE.

Tras analizar los estadísticos que utiliza Bressiani para la calificación de los modelos de forma individualizada, se da paso a representar y analizar los resultados conseguidos para los diversos modelos agregados de balance hídrico a escala mensual a partir de las diversas fuentes climáticas (Figuras 48 y 49).

Se observa que la cuenca BOL es insatisfactoria para casi todos los modelos de balance hídrico simulados a partir de las diferentes fuentes climáticas. Solamente para los datos climáticos de SIMPA y Spain02 obtiene resultados buenos con puntuación de 5.

Es destacable el hecho de que todos los modelos de balance hídrico simulados a partir de los datos del modelo climático de SIMPA resultan insatisfactorios para la cuenca GAR, a pesar de presentar buenos valores para los estadísticos de NSE y RSR. En cambio, el modelo SIMPA es el que mejor resultados obtiene para el resto de cuencas.



Figura 45. Índice RSR de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

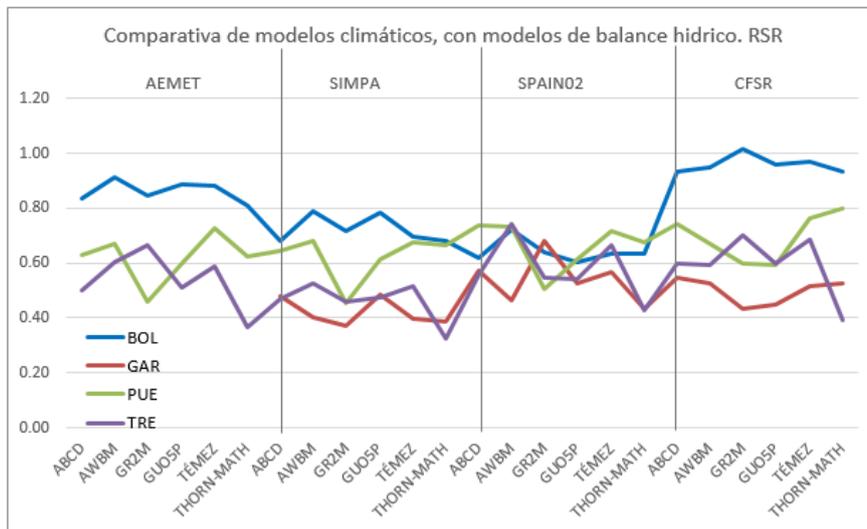


Figura 46. Comparativa del índice RSR de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

El modelo Spain02 destaca por ser el modelo más regular de los analizados ya que presenta como mínimo valores buenos para todas las cuencas modelizadas.

De igual modo, es destacable la buena calificación que se obtiene para la cuenca GAR con el modelo climático CFSR. En cambio, las cuencas PUE y TRE presenta peores resultados para las fuentes de Spain02 y SIMPA.

De acuerdo la Figura 47 se observa la marcada variabilidad según la calificación establecida por Bressiani. Esta disparidad ocurre igualmente en los estadísticos analizados con anterioridad especialmente PBIAS y NSE, aunque de forma menos acusada.



Figura 47. Puntuación Bressiani de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

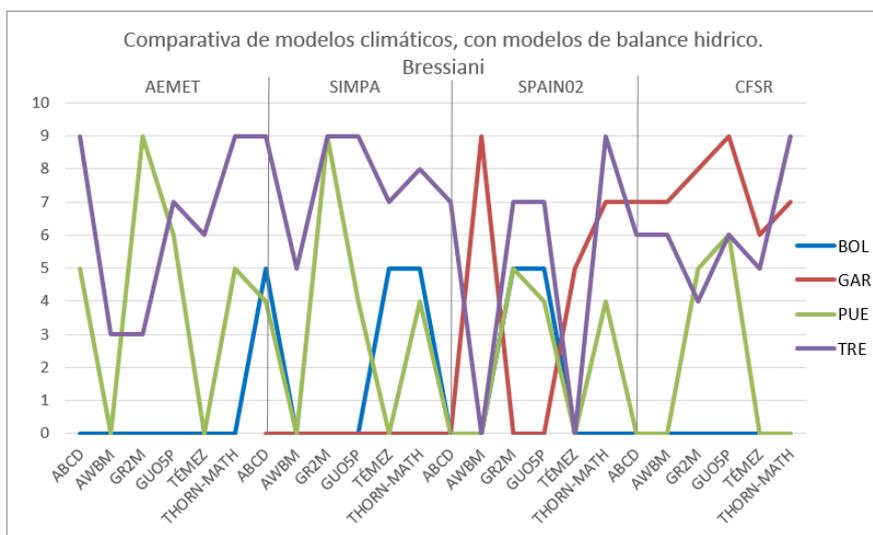


Figura 48: Comparativa global de la puntuación de Bressiani de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

Finalmente, a partir de esta clasificación se puede determinar cuáles son los mejores modelos de balance hídrico simulados a partir de las diversas fuentes climáticas para cada una de las cuencas hidrológicas, teniendo en cuenta la incertidumbre considerada en cuanto a precipitación y ETP (Tabla 15).

De este modo, los modelos que se han simulado con la fuente climática de AEMET han obtenido, la máxima puntuación en 3 de los analizados, SIMPA es la que mayor número de modelos con calificación máxima ha obtenido (7 modelos). Le sigue Spain02 con 4 mientras que CFSR solo presenta 2 modelos con las mejores calificaciones.

Por su parte, se observa que modelo GR2M junto al modelo Thornthwaite-Mather son los que mejor puntuación presentan 4 en concreto cada uno con la calificación máxima muy bueno.

La cuenca que más modelos con máxima puntuación presenta es la cuenca TRE con 7 modelos considerados muy buenos. Además, esta cuenca tiene al menos un modelo con máxima puntuación para cada fuente de datos climática, y todos sus modelos excepto AWBM- SIMPA y Tèmez- SMPA son como mínimo satisfactorios. Le siguen las cuencas PUE y GAR con 2 modelos de máxima

puntuación. En cambio, la cuenca BOL presenta 5 modelos, pero solo con el valor 5 siendo estos modelos buenos.

Asociando esta calificación al tipo climático que representan, se observa (Tabla 15) que cuanto más lluviosa es la cuenca mejor ajuste presentan sus modelos, y menos le afectan los cambios entre diversas fuentes climáticas a su ajuste, tal y como sucede con la cuenca TRE.

BRESIANI	ABCD	AWBM	GR2M	GUO5P	TÉMEZ	THORN-MATH
BOL-AEMET	I	I	I	I	I	I
BOL-SIMPA	B	I	I	I	B	B
BOL-SPAIN02	I	I	B	B	I	I
BOL-CFSR	I	I	I	I	I	I
GAR-AEMET						
GAR-SIMPA	I	I	I	I	I	I
GAR-SPAIN02	I	MB	I	I	B	B
GAR-CFSR	B	B	MB	MB	B	B
PUE-AEMET	B	I	MB	B	I	B
PUE-SIMPA	S	I	MB	S	I	S
PUE-SPAIN02	I	I	B	S	I	S
PUE-CFSR	I	I	B	B	I	I
TRE-AEMET	MB	S	S	B	B	MB
TRE-SIMPA	MB	B	MB	MB	B	MB
TRE-SPAIN02	B	I	B	B	I	MB
TRE-CFSR	B	B	S	B	S	MB

Tabla 15. Calificación Bressiani de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

En cambio, los peores resultados de la Tabla 15 se logran en las cuencas menos lluviosas como es caso de la cuenca BOL. Destacar la cuenca GAR por los cambios bruscos que sufre en su clasificación pasando de ser insatisfactoria para todos los modelos de balance hídrico cuya fuente de datos climáticos es SIMPA.

Sin embargo, con CFSR de los 6 modelos de balance 4 serían buenos y 2 muy buenos. Si analizamos la aridez de los modelos de balance hídrico por cuenca, se advierte que las que presentan menor índice de aridez caso de TRE y PUE presentan mejor calificación de Bressiani en sus modelos. En cambio, la cuenca GAR y BOL presentan mayor grado de incertidumbre en sus simulaciones y peor calificación en sus modelos.

Debido a estos resultados, se puede concluir que la variabilidad de los mismos a partir de los diversos datos climáticos-modelos de balance hídrico es considerable, por lo que se aconseja evaluar diversas fuentes climáticas y modelos de balance hídrico para obtener un modelo en su mejor ajuste.

5.3.2. Sensibilidad de los modelos agregados de balance hídrico a escala mensual a la incertidumbre de la precipitación.

Para analizar cómo afecta la precipitación de diferentes fuentes climáticas en nuestros modelos de balance hídrico se han usado como variables de entrada la precipitación de AEMET, SIMPA, Spain02 y CFSR y la ETP de SIMPA. Las cuencas seleccionadas (al igual que el anterior apartado) han sido BOL, GAR, PUE y TRE.

En la Figura 48 se observa que la precipitación derivada de Spain02 es la que obtiene resultados más regulares sobre las distintas cuencas analizadas. Siendo el modelo GR2M el que mejor ajuste global presenta. En cambio, la que peor ajuste presenta es la precipitación del modelo climático CFSR. Los datos de precipitación de las estaciones de AEMET y el modelo climático SIMPA obtienen resultados parecidos, siendo AEMET la que presenta mayor irregularidad en sus modelos de balance hídrico simulados.

Analizando NSE por cuencas (Figura 48), la cuenca BOL es la que peor ajuste presenta sobre todo en la fuente climática CFSR. Solamente en Spain02 supera el 0.5 de valoración. Este resultado hace que este modelo sea considerado como insatisfactorio en la clasificación de Bressiani. Por su parte la cuenca GAR obtiene sus mejores puntuaciones con los modelos de Spain02 superando para casi todos los

modelos el 0.65, siendo de este modo según la clasificación de Bressiani como mínimo un modelo bueno. La cuenca PUE obtiene sus mejores resultados con la precipitación de AEMET y SIMPA superando el 0.7 con el modelo de balance GR2M. Al igual que ocurre con el NSE de la Figura 41, la cuenca TRE es la que mejor resultado obtiene, sobre todo para los datos de AEMET y SIMPA, con valores para todos sus modelos de balance hídrico por encima de 0.7. Al igual que la cuenca PUE, su mejor modelo de balance hídrico es el modelo francés GR2M.

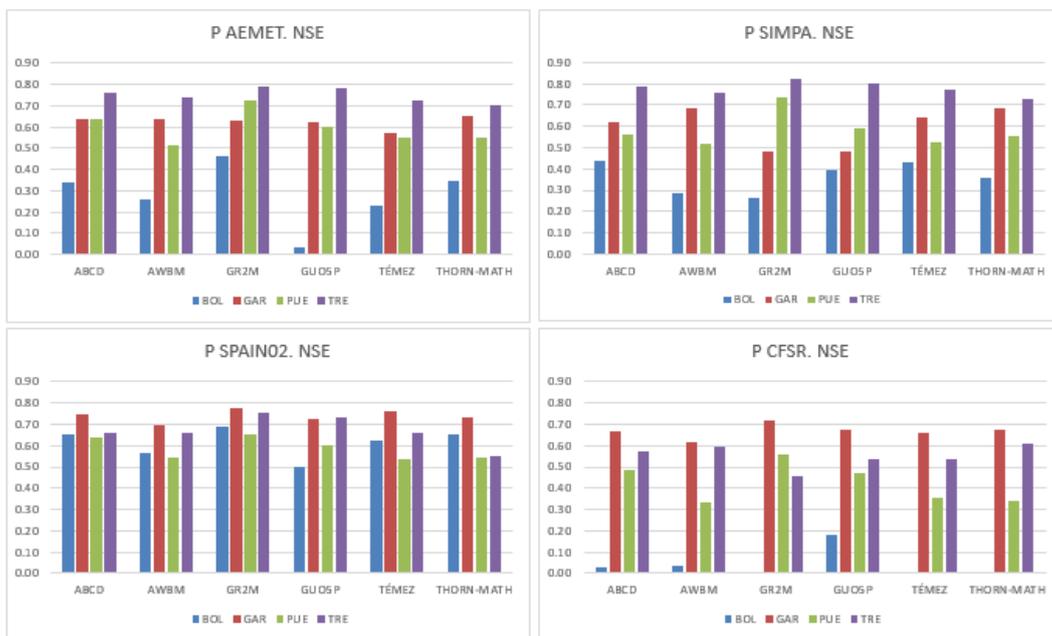


Figura 48. Índice NSE de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de la precipitación de diferentes fuentes climáticas y ETP SIMPA, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

Por su parte el PBIAS obtiene resultados más irregulares que NSE. Atendiendo este estadístico por fuente climática, se observa que el mejor comportamiento lo obtiene con los datos del modelo climático Spain02, siendo este la fuente que presenta ajustes más regulares en los modelos de balance hídrico analizados (Figura 50). En cambio, los datos de precipitación obtenidos del modelo SIMPA son los que presentan mayor irregularidad en la simulación de los modelos

hídricos. Debido a la irregularidad presente en este estadístico, es necesario un análisis más profundo para determinar cuál es el dato climático que mejor PBIAS obtiene por cuenca (Figura 51). Así, la cuenca BOL, sigue siendo (al igual que ocurre con NSE) la que peor resultados tiene siendo todos sus modelos insatisfactorios (Bressiani $\pm 20\%$) excepto los obtenidos por Spain02 (excepto ABCD, GUO5P y Téméz). La cuenca GAR destaca por presentar unos resultados insatisfactorios en su modelo SIMPA. En cambio, los modelos de balance hídrico obtenidos por los datos de Spain02 son todos satisfactorios ya que están comprendidos entre el $\pm 20\%$. La cuenca PUE ofrece los mejores resultados con datos de AEMET obteniendo valores de PBIAS muy buenos en todos sus modelos excepto para el modelo Téméz. Finalmente, la cuenca TRE es la que mejor resultado obtiene de forma global, siendo su mejor fuente climática la precipitación del modelo climático CFSR. En cambio, presenta los peores resultados con el modelo Spain02 obteniendo solo un modelo satisfactorio (GR2M).

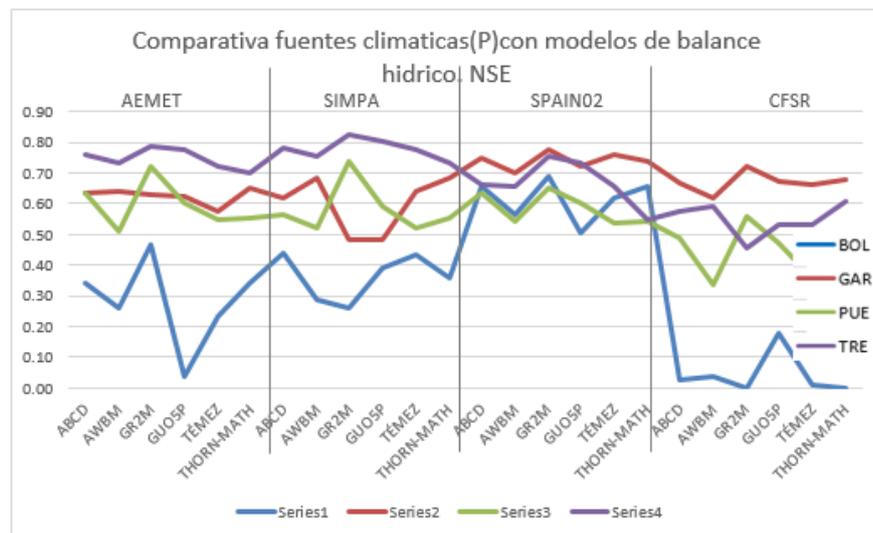


Figura 49. Comparativa del índice NSE de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de precipitación las diferentes fuentes climáticas y ETP SIMPA, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.



Figura 50. Índice PBIAS de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de la precipitación de diferentes fuentes climáticas y ETP SIMPA, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

Los resultados obtenidos por el RSR demuestran que es el estadístico con menor variabilidad en sus resultados de los modelos de balance hídrico simulados (Figura 52 y Figura 53). A pesar de ello, los modelos obtenidos por los datos de precipitación correspondientes al CFSR son ciertamente irregulares, siendo este el modelo climático con peor resultados de RSR.

El dato climático que mejor resultado obtiene en la simulación de los modelos es el de las estaciones de AEMET, puesto que todos los modelos están próximos al 0.6 excepto los modelos de la cuenca BOL (Figura 52). Siguiendo el análisis por cuencas se observa que para la cuenca GAR los mejores resultados se obtienen a partir de los datos de precipitación de Spain02, cuyo dato presenta un RSR por debajo de 0.6 en todos los modelos de balance hídrico modelizados. La cuenca PUE es la que presenta menor variabilidad entre todos las datos climáticos y modelos hídricos con un promedio cuyo valor de RSR ronda el 0.65. La cuenca TRE obtiene

la puntuación más baja de todos los modelos en los que se ha analizado el RSR sobre todo con el dato climático de SIMPA cuya puntuación en todos los modelos hídricos simulados es inferior al 0.5 (Figura 53

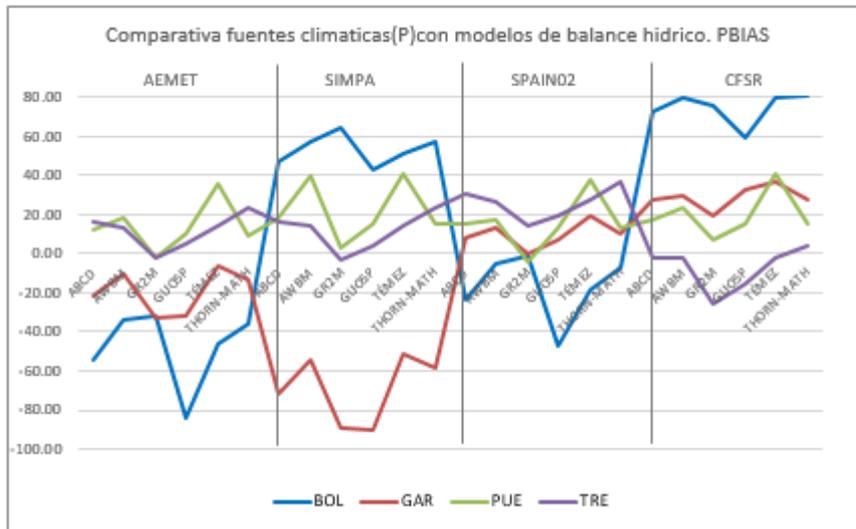


Figura 51. Comparativa del índice PBIAS de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de precipitación las diferentes fuentes climáticas y ETP SIMPA, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

Analizando los resultados por fuente climática (Figura 55) se observa que el modelo que mejor resultado da para el global de las cuencas analizadas es Spain02, con buenas puntuaciones en casi todos los modelos de balance hídrico realizados por cuencas. Destaca el modelo GR2M por sus altas puntuaciones para todas las cuencas, siempre por encima de 7. En cambio, la fuente climática con peores resultados es CFSR, la cual solo obtiene valor 5 en casi los modelos de balance hídrico. Por su parte, los modelos obtenidos a partir de la fuente SIMPA son todos insatisfactorios para las cuencas BOL y GAR. La fuente AEMET destaca por tener todos los modelos insatisfactorios para la cuenca BOL.

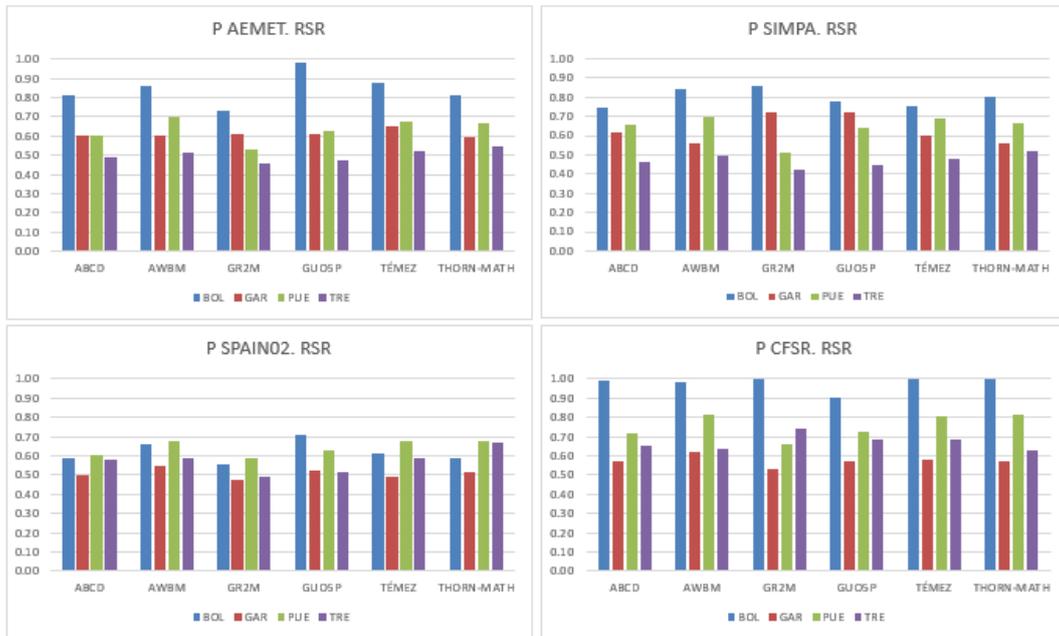


Figura 52. Índice RSR de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de la precipitación de diferentes fuentes climáticas y ETP SIMPA, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

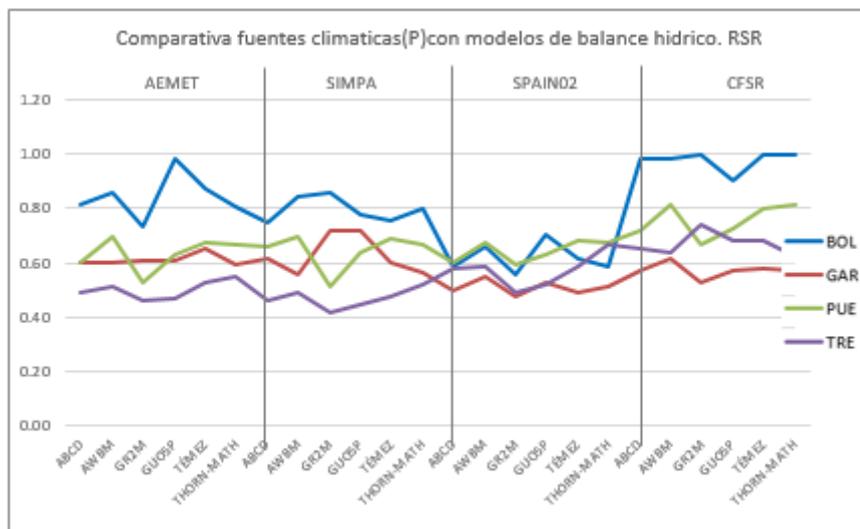


Figura 53. Comparativa del índice RSR de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de precipitación las diferentes fuentes climáticas y ETP SIMPA, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

Atendiendo a las cuencas (Figura 54) se observa que la cuenca BOL solo obtiene buenos ajustes en la simulación de sus modelos para los datos de precipitación obtenidos del modelo climático Spain02, destacando el modelo Thornthwaite-Mather y GR2M con una calificación de 7. En cambio, la cuenca GAR obtiene al menos un modelo hídrico por fuente climática (excepto SIMPA) con valores por encima del 3. Su mejor ajuste lo obtiene con la fuente Spain02 y el modelo de balance GR2M obteniendo la máxima calificación (9). La cuenca PUE presenta al menos un modelo de balance hídrico para cada fuente climática obtenida con calificación por encima del 3. Su mejor puntuación (7) la obtiene para el modelo GR2M. La cuenca TRE es la que más modelos de balance hídrico con buen ajuste presenta frente al conjunto de fuentes climáticas tenidas en cuenta. Además, obtiene el valor máximo en varios modelos de balance hídrico como lo son GR2M y GUO5P tanto para la fuente climática de AEMET como para los datos obtenidos de SIMPA.

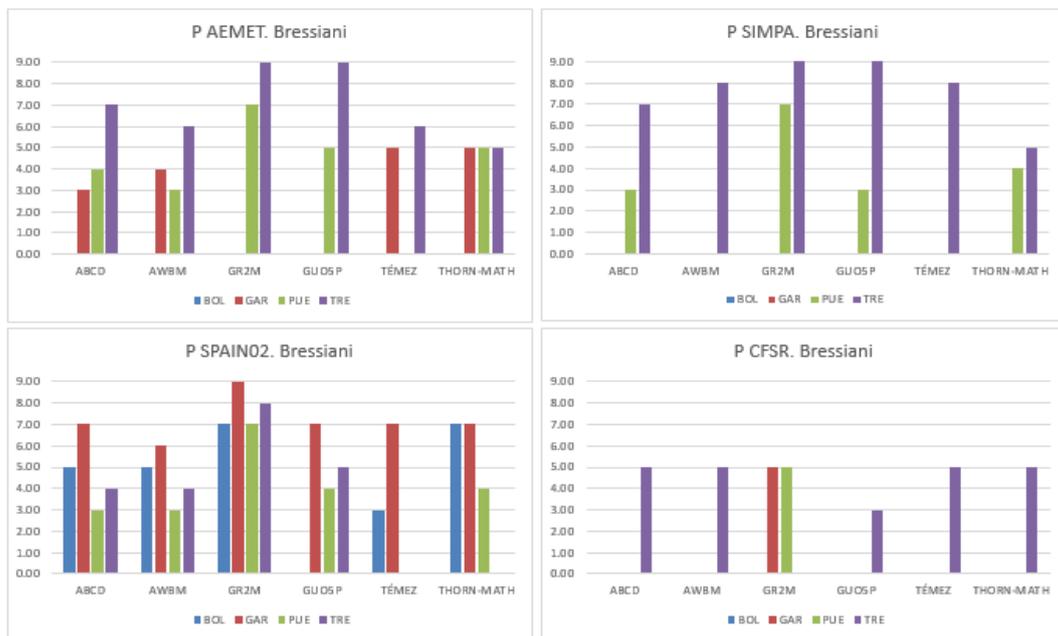


Figura 54. Índice RSR de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de la precipitación de diferentes fuentes climáticas y ETP SIMPA, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

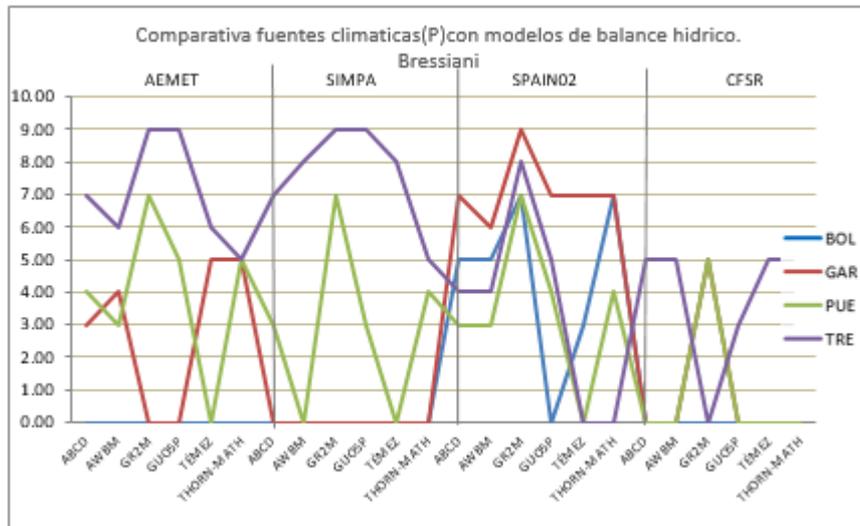


Figura 55. Comparativa del índice PBIAS de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de precipitación las diferentes fuentes climáticas y ETP SIMPA, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia.

En la Tabla 16, se puede determinar que las cuencas más húmedas, son las que mejor ajuste presentan sus modelos, y menos le afectan los cambios entre las diversas fuentes climáticas, tal y como sucede con las cuencas TRE y PUE. En cambio, los peores resultados los obtenemos en las cuencas más áridas como es caso de las cuencas GAR y sobre todo BOL. Un aspecto a destacar es la similitud entre los resultados en la clasificación de Bressiani obtenidos de AEMET y SIMPA propiciado por la estrecha relación existente en la fuente de origen de la precipitación. Para las cuencas BOL y TRE los resultados de Bressiani son idénticos

Si analizamos la aridez de los modelos de balance hídrico por cuenca, se advierte que las que presentan menor índice de aridez (TRE y PUE) presentan mejor calificación de Bressiani en sus modelos. En cambio, la cuenca BOL, que es la más árida de las analizadas, presenta mayor grado de incertidumbre en los resultados de sus simulaciones y peor calificación final de Bressiani en sus modelos.

Se puede concluir que la variabilidad de resultados obtenidos a partir de los diversos datos climáticos/modelos de balance hídrico es considerable, por lo que se aconseja evaluar diversas fuentes climáticas y modelos de balance hídrico para obtener un modelo en su mejor ajuste. Igualmente destacar que los parámetros de los modelos ajustados previamente son válidos para simular modelos a partir de su incertidumbre en la precipitación.

BRESIANI	ABCD	AWBM	GR2M	GUO5P	TÉMEZ	THORN-MATH
BOL-AEMET	I	I	I	I	I	I
BOL-SIMPA	I	I	I	I	I	I
BOL-SPAIN02	B	B	B	I	S	B
BOL-CFSR	I	I	I	I	I	I
GAR-AEMET	S	S	I	I	B	B
GAR-SIMPA	I	I	I	I	I	I
GAR-SPAIN02	B	B	MB	B	B	B
GAR-CFSR	I	I	I	I	I	I
PUE-AEMET	S	S	B	B	I	B
PUE-SIMPA	S	I	B	S	I	S
PUE-SPAIN02	S	S	B	S	I	S
PUE-CFSR	I	I	B	I	I	I
TRE-AEMET	B	B	MB	MB	B	B
TRE-SIMPA	B	B	MB	MB	B	B
TRE-SPAIN02	S	S	MB	B	I	I
TRE-CFSR	B	B	I	S	B	B

Tabla 16. Calificación Bressiani de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de la precipitación de las diferentes fuentes climáticas, para las cuencas BOL, GAR, PUE, TRE. Fuente: Elaboración propia

VI - CONCLUSIONES

VI – CONCLUSIONES

A partir de los resultados obtenidos en los modelos de balance hídrico simulados se pueden extraer las siguientes consideraciones:

- Los modelos se comportan de forma diferente dependiendo de las características de cada región donde se apliquen, siendo el modelo GR2M el que mejor comportamiento ofrece en la modelización hídrica realizada, mientras que Témez es el que peor simula. Debido a esto se aconseja que para simular correctamente el balance hídrico en una cuenca vertiente cualquiera, es necesario simular y ajustar varios modelos para poder comprobar cuál es el que mejor ajusta el caudal observado al simulado.
- En líneas generales, las cuencas más húmedas y lluviosas son las que mejor ajuste presentan en la modelización hídrica realizada, como el caso de las cuencas simuladas en el norte peninsular. En cambio, cuanto mayor es su aridez y menos lluviosas son las cuencas, peor simulación realizan los diversos modelos analizados.
- No se ha contemplado relaciones significativas entre los modelos de balance hídrico simulados y características fisiográficas de las cuencas (pendiente media, altura media, superficie y tipos de suelos). En cambio, atendiendo a los aforos, se observa que las cuencas más caudalosas obtienen mejor ajuste en las modelizaciones realizadas además de obtener mayor número de diversos modelos simulados con buen ajuste.
- Para evaluar un modelo de balance hídrico es necesario obtener varias medidas de bondad de ajuste y aplicar una calificación como la utilizada en esta tesis doctoral, ya que con una sola medida de bondad de ajuste no se considera suficiente para poder determinar la validez y aplicabilidad de la modelización realizada. El coeficiente de

correlación de Pearson es poco útil en la selección del modelo, pero puede ser útil en el análisis de debilidades de los modelos.

- Debido a los buenos resultados obtenidos para la práctica totalidad de las cuencas simuladas, se puede establecer que los datos de precipitación y ETP del modelo climático SIMPA, son válidos para la realización de modelos de balance hídrico agregados a escala mensual en la España peninsular.

Del análisis de la sensibilidad de los modelos a la incertidumbre en los datos climáticos se puede concluir que:

- A partir de la modelización hídrica realizada para los datos de precipitación obtenidos de varias fuentes climáticas, se observa que los resultados obtenidos a partir de los modelos SIMPA y Spain02 son mejores que los de CFSR ya que estos últimos presentan resultados que llegan a ser, en la mayoría de los modelos, “insatisfactorios”.
- A pesar de obtener diversos valores mensuales de la ETP obtenida a partir de datos de diferentes fuentes climáticas mediante el método de Hargreaves, se observa que esta variable es poco significativa en el proceso de modelización hídrica.
- Atendiendo a los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de las diferentes fuentes climáticas, se observa igualmente que los modelos presentan mejor ajuste en las cuencas más lluviosas y menos árida y viceversa.
- La fuente de precipitación usada influye decisivamente en la simulación de los modelos de balance hídrico analizados. Destaca negativamente el comportamiento de los modelos de balance hídrico obtenidos a partir de los datos de precipitación del CFSR. Esto es debido a que es el dato de precipitación que peor resultado obtiene de todas las fuentes climáticas analizadas respecto a las estaciones reales de AEMET. De este modo se desaconseja utilizar la precipitación del CFSR para simular modelos de balance hídrico.

De este modo, se concluye que, para la obtención de una buena simulación en un modelo de balance hídrico agregado a escala mensual en la España peninsular, es necesario modelizar con diferentes fuentes de datos, al igual que con diferentes tipos de modelos de balance hídrico, siendo más relevante si la zona es más árida y menos lluviosa, como ocurre en el sureste español. Esta zona es especialmente sensible al déficit hídrico, requiriendo una especial atención a la modelización hídrica en la gestión y planificación del agua.

VII – LIMITACIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

VII –LIMITACIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

Con esta tesis se ha realizado una primera aproximación a la modelización de balance hídrico a escala mensual en la Cuencas de la España peninsular en las que se disponen de datos. De igual modo, se ha analizado la sensibilidad de dicha modelación a la incertidumbre en los datos climáticos de entrada al modelo, concretamente la variabilidad de los datos climáticos existente a partir de diferentes fuentes climáticas. Las principales líneas de investigación futuras propuesta serían las siguientes:

- Realización de la modelización a escala mensual de forma distribuida o semidistribuida de las cuencas objeto de esta tesis doctoral para contrastar los resultados con los obtenidos de los modelos agregados evaluados. En este sentido ya se ha trabajado en las cuencas de la cabecera del Río Segura y Zumeta (Senent-Aparicio et al., 2017).
- Seguir profundizando e investigando en el estado del arte de la modelización hídrica con la finalidad de identificar otros modelos cuya simulación presenten mejores resultados de ajuste, especialmente en las zonas áridas y semiáridas peninsulares, ya que son las que peor se han comportado en los modelos usados en esta tesis. Este podría ser el caso del modelo Jazim (Jazim, 2006).
- Explorar el uso de otras técnicas de análisis de los resultados. Por ejemplo, técnicas multicriterio para sacar conclusiones estadísticas sobre las mejores combinaciones de modelos y datos de entrada en los casos estudiados. Modelos de regresión múltiple para intentar establecer combinaciones de variables explicativas que permitan identificar criterios para valorar a priori las mejores alternativas para la modelación del balance en estas cuencas.
- Analizar la incertidumbre en la variable climática ETP, y la sensibilidad de los modelos de balance hidrológico a la misma.

- Analizar los modelos estudiados frente a los diferentes escenarios de cambio climático, para obtener previsiones del comportamiento hídrico futuro en las cuencas objeto de esta tesis.
- Evaluar los modelos validados obtenidos a otras cuencas fuera de España que compartan la misma clasificación climática a las analizadas en las cuencas objeto de la tesis.

VIII - REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

VIII – REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abulohom, M. S., Shah, S. M. S., y Ghumman, A. R. (2001). Development of a rainfall-runoff model, its calibration and validation. *Water resources management*, 15(3), 149-163.
- AEMET. (2011). Atlas climático ibérico. AEMET
- AEMET. (2016). Agencia Estatal de Meteorología Disponible en: <http://www.aemet.es/es/portada>
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., y Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome, 300(9), D05109.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Howell, T. A., y Jensen, M. E. (2011). Evapotranspiration Information Reporting: I. Factors Governing Measurement Accuracy. *Agricultural Water Management*, 98(6), 899-920.
- Alley, W. (1984). On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resources Research*, 20(8), 1137-1149.
- Alley, W. M. (1985). Water balance models in one-month-ahead streamflow forecasting. *Water Resources Research*, 21(4), 597-606.
- Andreassian, V., Hall, A., Chahinian, N., y Schaake, J. (2006). Introduction and Synthesis: Why should hydrologists work on a large number of basin data sets?. IAHS publication, 307, 1.
- Andreu, J., Capilla, J., y Cabezas, F. (1994). Los sistemas soportes de decisión en la planificación y gestión racionales de los recursos hídricos. *Ingeniería del agua*, 1(2).
- Anisfeld, S. C. (2011). *Water resources*. Island Press.
- Aparicio Mijares, F. J. (2013). *Fundamentos de hidrología de superficie* (No. 551.48 A639f). Limusa.

- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., y Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development1.
- Ayenew, T., y Gebreegziabher, Y. (2006). Application of a spreadsheet hydrological model for computing the long-term water balance of Lake Awassa, Ethiopia. *Hydrological sciences journal*, 51(3), 418-431.
- Bai, P., Liu, X., Liang, K., y Liu, C. (2015). Comparison of performance of twelve monthly water balance models in different climatic catchments of China. *Journal of hydrology*, 529, 1030-1040.
- Bald, J., Borja, A., Muxika, I., Franco, J., y Valencia, V. (2005). Assessing reference conditions and physico-chemical status according to the European Water Framework Directive: a case-study from the Basque Country (Northern Spain). *Marine Pollution Bulletin*, 50(12), 1508-1522.
- Bannayan, M., Sanjani, S., Alizadeh, A., Lotfabadi, S. S., y Mohamadian, A. (2010). Association between climate indices, aridity index, and rainfed crop yield in northeast of Iran. *Field Crops Research*, 118(2), 105-114.
- Bejarano, M. D., Marchamalo, M., de Jalón, D. G., y del Tánago, M. G. (2010). Flow regime patterns and their controlling factors in the Ebro basin (Spain). *Journal of Hydrology*, 385(1), 323-335.
- Benke, K. K., Lowell, K. E., y Hamilton, A. J. (2008). Parameter uncertainty, sensitivity analysis and prediction error in a water-balance hydrological model. *Mathematical and Computer Modelling*, 47(11), 1134-1149.
- Benke, K. K., Pettit, C. J., y Lowell, K. E. (2011). Visualisation of spatial uncertainty in hydrological modelling. *Journal of spatial science*, 56(1), 73-88.
- Beven, K., y Binley, A. (1992). The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes*, 6(3), 279-298.
- Blazkova, S., y Beven, K. (2009). A limits of acceptability approach to model evaluation and uncertainty estimation in flood frequency estimation by continuous simulation: Skalka catchment, Czech Republic. *Water Resources Research*, 45(12).
- Boughton, W. (2004). The Australian water balance model. *Environmental Modelling y Software*, 19(10), 943-956.

- Boughton, W., y Chiew, F. (2007). Estimating runoff in ungauged catchments from rainfall, PET and the AWBM model. *Environmental Modelling y Software*, 22(4), 476-487.
- Boughton, W. (2009). New approach to calibration of the AWBM for use on ungauged catchments. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(6), 562-568. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(6), 562-568.
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., Sorooshian, S., Koren, V., Zhang, Z., y Smith, M. (2001). Toward improved streamflow forecasts: Value of semidistributed modeling. *Water Resources Research*, 37(11), 2749-2759.
- Bressiani D. A., Srinivasan R., Jones C. A., Mendiando E. M. (2015). Effects of spatial and temporal weather data resolutions on streamflow modeling of a semi-arid basin, Northeast Brazil. *International Journal of Agricultural and Biological Engineering*, 8(3), 125.
- Burnash, R. J., Ferral, R. L., y McGuire, R. A. (1973). A generalized streamflow simulation system, conceptual modeling for digital computers. U.S. Department of Commerce National Weather Service and State of California Department of Water Resources.
- Cabezas Calvo-Rubio, F.; Estrada Lorenzo, F. y Estrela Monreal, T. (1999). Algunas contribuciones técnicas del Libro Blanco del Agua en España. *Ingeniería Civil*, nº 115, pp. 79-96.
- Calvo, J. C. (1986). An evaluation of Thornthwaite's water balance technique in predicting stream runoff in Costa Rica. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1), 51-60.
- Cameron, A. C., y Windmeijer, F. A. (1997). An R-squared measure of goodness of fit for some common nonlinear regression models. *Journal of Econometrics*, 77(2), 329-342.
- Cameron, D. S., Beven, K. J., Tawn, J., Blazkova, S., y Naden, P. (1999). Flood frequency estimation by continuous simulation for a gauged upland catchment (with uncertainty). *Journal of Hydrology*, 219(3), 169-187.
- Carpenter, T. M., y Georgakakos, K. P. (2006). Discretization scale dependencies of the ensemble flow range versus catchment area relationship in distributed hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 328(1), 242-257.

- Chang, H. (2003). Basin hydrologic response to changes in climate and land use: the Conestoga River basin, Pennsylvania. *Physical Geography*, 24(3), 222-247.
- Chiew, F. H. S., y McMahon, T. A. (1993). Australian data for rainfall-runoff modelling and the calibration of models against streamflow data recorded over different time periods. *Transactions of the Institution of Engineers, Australia. Civil engineering*, 35(3), 261-274.
- Chiew, F. H. S., Peel, M. C., y Western, A. W. (2002). Application and testing of the simple rainfall-runoff model SIMHYD. *Mathematical models of small watershed hydrology and applications*, 335-367.
- Chiew, F. H. (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.
- Chow V.T., Maidment D. y Mays L (1987). *Hidrología Aplicada*. Mc Graw Hill, Bogotá.
- Croke, B. F., Andrews, F., Jakeman, A. J., Cuddy, S. M., y Luddy, A. (2006). IHACRES Classic Plus: a redesign of the IHACRES rainfall-runoff model. *Environmental Modelling y Software*, 21(3), 426-427.
- Custodio, E., Llamas, M. R., & Villarroya, F. (1998). The role of the Spanish Committee of the International Association of Hydrogeologists in the management and protection of Spain's groundwater resources. *Hydrogeology Journal*, 6(1), 15-23.
- De Almeida Bressiani, D., Srinivasan, R., Jones, C. A., y Mendiando, E. M. (2015). Effects of spatial and temporal weather data resolutions on streamflow modeling of a semi-arid basin, Northeast Brazil. *International Journal of Agricultural and Biological Engineering*, 8(3), 125.
- Dessai, S., y Hulme, M. (2007). Assessing the robustness of adaptation decisions to climate change uncertainties: A case study on water resources management in the East of England. *Global Environmental Change*, 17(1), 59-72.
- Dile, Y. T., R. Srinivasan. (2014). Evaluation of CFSR climate data for hydrologic prediction in data-scarce watersheds: an application in the Blue

Nile River Basin. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 50(5), 1226-1241.

- Eichert, B. S., y Kindler, J. (1982). Methods of hydrological computations for water projects. In Studies and Reports in Hydrology (38). UNESCO.
- El-Naggar, E. M. (2007). Water Flow and Chemical Transport in a Subsurface Drained Watershed (Doctoral dissertation, University of Illinois at Urbana-Champaign).
- Estrela, T. (1992). Modelos matemáticos para la evaluación de recursos hídricos. Centro de Estudios Hidrográficos y Experimentación de Obras Públicas. CEDEX. 55 pp.
- Estrela, T., y Quintas, L. (1996). A distributed hydrological model for water resources assessment in large basins. In Proceedings of 1st International Conference on Rivertech (Vol. 96, pp. 861-868).
- Estrela, T., Calvo-Rubio, F. C., y Lorenzo, F. E. (1999). La evaluación de los recursos hídricos en el Libro Blanco del Agua en España. Ingeniería del agua, 6(2).
- Estrela, T., Pérez-Martin, M. A., y Vargas, E. (2012). Impacts of climate change on water resources in Spain. Hydrological Sciences Journal, 57(6), 1154-1167.
- Fernandez, W., Vogel, R. M., y Sankarasubramanian, A. (2000). Regional calibration of a watershed model. Hydrological Sciences Journal, 45(5), 689-707.
- Fontaine, T. A., Cruickshank, T. S., Arnold, J. G., y Hotchkiss, R. H. (2002). Development of a snowfall-snowmelt routine for mountainous terrain for the soil water assessment tool (SWAT). Journal of hydrology, 262(1), 209-223.
- Ford, D. T., y Hamilton, D. (1996). Computer models for water-excess management. Water resources handbook. McGraw-Hill, New York, USA.
- Frankenberger, J. R., Brooks, E. S., Walter, M. T., Walter, M. F., y Steenhuis, T. S. (1999). A GIS-based variable source area hydrology model. Hydrological processes, 13(6), 805-822.

- Fuka, D. R., Walter, M. T., MacAlister, C., Degaetano, A. T., Steenhuis, T. S., & Easton, Z. M. (2013). Using the Climate Forecast System Reanalysis as weather input data for watershed models. *Hydrological Processes*, 28(22), 5613–5623.
- Fylstra, D., Lasdon, L., Watson, J., y Waren, A. (1998). Design and use of the Microsoft Excel Solver. *Interfaces*, 28(5), 29-55.
- Gassman, P. W., Sadeghi, A. M., y Srinivasan, R. (2014). Applications of the SWAT model special section: overview and insights. *Journal of Environmental Quality*, 43(1), 1-8.
- Giakoumakis, S., Tsakiris, G., y Efremides, D. (1991). On the rainfall-runoff modeling in a Mediterranean island environment. *Advances in water resources technology*, 137-148.
- Gleick, P. H. (1987). The development and testing of a water balance model for climate impact assessment: modeling the Sacramento basin. *Water Resources Research*, 23(6), 1049-1061.
- Goswami, M., O'connor, K. M., y Bhattarai, K. P. (2007). Development of regionalisation procedures using a multi-model approach for flow simulation in an ungauged catchment. *Journal of Hydrology*, 333(2), 517-531.
- Göttinger, J., y Bárdossy, A. (2008). Generic error model for calibration and uncertainty estimation of hydrological models. *Water Resources Research*, 44(12).
- Gupta, H. V., Sorooshian, S., y Yapo, P. O. (1999). Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135-143.
- Haque, M. M., Rahman, A., Hagare, D., y Kibria, G. (2015). Parameter uncertainty of the AWBM model when applied to an ungauged catchment. *Hydrological Processes*, 29(6), 1493-1504.
- Hargreaves, G. H. (1974). Moisture availability and crop production. *American Society of Agricultural Engineers*.
- Hargreaves, G. H., y Samani, Z. A. (1982). Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 108(3), 225-230.

- Hargreaves, G. H., y Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99.
- Heinz, I., Pulido-Velazquez, M., Lund, J. R., y Andreu, J. (2007). Hydro-economic modeling in river basin management: implications and applications for the European water framework directive. *Water resources management*, 21(7), 1103-1125.
- Hering, D., Borja, A., Carstensen, J., Carvalho, L., Elliott, M., Feld, C. K., ... y Solheim, A. L. (2010). The European Water Framework Directive at the age of 10: a critical review of the achievements with recommendations for the future *Science of the total Environment*, 408(19), 4007-4019.
- Herrera, S., Gutiérrez, J. M., Ancell, R., Pons, M. R., Frías, M. D., y Fernández, J. (2012). Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *International Journal of Climatology*, 32(1), 74-85.
- Herrera, S., Fernández, J., y Gutiérrez, J. M. (2016). (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.
- Herrero, J., y Snyder, R. L. (1997). Aridity and irrigation in Aragon, Spain. *Journal of arid environments*, 35(3), 535-547.
- Jazim, A. A. (2006). A monthly six-parameter water balance model and its application at arid and semiarid low yielding catchments. *Journal of King Saud University*, Vol 9, Engineering Science (1), 65-82.
- Jiang, T., Chen, Y. D., Xu, C. Y., Chen, X., Chen, X., y Singh, V. P. (2007). Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *Journal of hydrology*, 336(3), 316-333.
- Jorquera, E., Weber, J. F., y Reyna, S. M. (2012). Revisión del estado del arte en la modelación hidrológica distribuida e integrada. Primer Encuentro de investigadores en formación en Recursos Hídricos, Instituto Nacional del Agua, Buenos Aires, Argentina, 1-18.

- Jung, M., Kim, H., Mallari, K. J. B., Pak, G., y Yoon, J. (2015). Analysis of effects of climate change on runoff in an urban drainage system: a case study from Seoul, Korea. *Water Science and Technology*, 71(5), 653-660.
- Karpouzou, D. K., Baltas, E. A., Kavalieratou, S., y Babajimopoulos, C. (2011). A hydrological investigation using a lumped water balance model: The Aison River Basin case (Greece). *Water and Environment Journal*, 25(3), 297-307.
- Kebede, S., Travi, Y., Alemayehu, T., y Marc, V. (2006). Water balance of Lake Tana and its sensitivity to fluctuations in rainfall, Blue Nile basin, Ethiopia. *Journal of Hydrology*, 316(1), 233-247.
- Köppen, W. Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle. (1918). Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 64(193-203): 243-248.
- Koren, V., Reed, S., Smith, M., Zhang, Z., y Seo, D. J. (2004). Hydrology laboratory research modeling system (HL-RMS) of the US national weather service. *Journal of Hydrology*, 291(3), 297-318.
- Lacombe, G., Ribolzi, O., De Rouw, A., Pierret, A., Latschak, K., Silvera, N., ... y Robain, H. (2016). Contradictory hydrological impacts of afforestation in the humid tropics evidenced by long-term field monitoring and simulation modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(7), 2691-2704.
- Lian, G. S. (1995). Impact of climatic change on hydrological balance and water resource systems in the Dongjiang Basin, China. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 231, 141-150.
- Linsley, R. K. K., Paulhus, M. A., y Joseph, L. H. (1977). *Hidrología para ingenieros* Mc Graw Hill, Bogotá.
- Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S. M., López-Moreno, J. I., Beguería, S., García-Ruiz, J. M., y Cuadrat, J. M. (2010). The impact of droughts and water management on various hydrological systems in the headwaters of the Tagus River (central Spain). *Journal of Hydrology*, 386(1), 13-26.

- Loucks, D. P., Van Beek, E., Stedinger, J. R., Dijkman, J. P., y Villars, M. T. (2005). *Water resources systems planning and management: an introduction to methods, models and applications*. Paris: Unesco.
- Loumagne, C., Chkir, N., Normand, M., Ottlé, C., y Vidal-Madjar, D. (1996). Introduction of the soil/vegetation/atmosphere continuum in a conceptual rainfall/runoff model. *Hydrological Sciences Journal*, 41(6), 889-902.
- Lyon, S. W., Walter, M. T., Gérard-Marchant, P., y Steenhuis, T. S. (2004). Using a topographic index to distribute variable source area runoff predicted with the SCS curve-number equation. *Hydrological Processes*, 18(15), 2757-2771
- Makhoulf, Z., y Michel, C. (1994). A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*, 162(3), 299-318.
- MAPAMA. (2015). Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente. Disponible en: <http://www.mapama.gob.es/es/>
- McKnight, T. L. y Hess, D. (2000). Climate zones and types: the Köppen system. *Physical geography: a landscape appreciation*, 200-201.
- Michel, C. (1989). Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, (2), 113-122.
- Middleton, N. J., y Thomas, D. S. G. (1992). *World Atlas of Desertification: United Nations Environmental Programme*. Arnold.
- Mimikou, M. A., Hadjisavva, P. S., Kouvopoulos, Y. S., y Afrateos, H. (1991). Regional climate change impacts: II. Impacts on water management works. *Hydrological Sciences Journal*, 36(3), 259-270.
- Molina, J. J. C. (1982). La aridez en la Península Ibérica. In *Homenaje almeriense al botánico Rufino Sagredo* (pp. 11-35). Instituto de Estudios Almerienses.
- Montanari, A., Shoemaker, C. A., y van de Giesen, N. (2009). Introduction to special section on Uncertainty Assessment in Surface and Subsurface Hydrology: An overview of issues and challenges. *Water Resources Research*, 45(12).
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., y Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic

quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions. Asabe*, 50(3), 885-900.

- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., y Andréassian, V. (2006). Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology*, 318(1), 200-214.
- Naiman, R. (Ed.). (2012). *Watershed management: balancing sustainability and environmental change*. Springer Science y Business Media.
- Narsimlu, B., Gosain, A. K., y Chahar, B. R. (2013). Assessment of future climate change impacts on water resources of upper sind river basin, India using SWAT model. *Water resources management*, 27(10), 3647-3662.
- Nash, J. E., y Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), 282-290.
- Neff, B. P., y Nicholas, J. R. (2005). *Uncertainty in the Great Lakes water balance*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5100, 42 p.
- Ngongondo, C., Xu, C. Y., Tallaksen, L. M., y Alemaw, B. Evaluation of the FAO Penman–Montheith, Priestley–Taylor and Hargreaves models for estimating reference evapotranspiration in southern Malawi. (2013). Evaluation of the FAO Penman–Montheith, Priestley–Taylor and Hargreaves models for estimating reference evapotranspiration in southern Malawi. *Hydrology research*, 44(4), 706-722.
- O'Connell, P. E., Nash, J. E., y Farrell, J. P. (1970). River flow forecasting through conceptual models part II-The Brosna catchment at Ferbane. *Journal of Hydrology*, 10(4), 317-329.
- Olazabal, A. A., y Heydt, G. G. (1996). El río Guadarrama, morfología y sedimentación actual en un cauce arenoso tipo Brakded. *Journal of iberian geology: an international publication of earth sciences*, (21), 369-394.
- Oudin, L., Perrin, C., Mathevet, T., Andréassian, V., y Michel, C. (2006). Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 320(1), 62-83.
- Palmer, W. C. (1965). *Meteorological drought* (Vol. 30). Washington, DC, USA: US Department of Commerce. Weather Bureau.

- Panagoulia, D., y Dimou, G. (1997). Linking space–time scale in hydrological modelling with respect to global climate change: Part 1. Models, model properties, and experimental design. *Journal of Hydrology*, 194(1), 15-37.
- Pappenberger, F., y Beven, K. J. (2006). Ignorance is bliss: Or seven reasons not to use uncertainty analysis. *Water resources research*, 42(5).
- Parajka, J., Blöschl, G., y Merz, R. (2007). Regional calibration of catchment models: Potential for ungauged catchments. *Water Resources Research*, 43(6).
- Paturel, J. E., Servat, E., y Vassiliadis, A. (1995). Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data—case of the GR2M model. *Journal of Hydrology*, 168(1-4), 111-125.
- Pearson, K. (1895). Note on regression and inheritance in the case of two parents. *Proceedings of the Royal Society of London*, 58, 240-242.
- Pelikán, P., y Šležingr, M. (2014). Methodology for the establishment of physical and geometric properties of a drainage basin. *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis*, 59(6), 265-270.
- Perrin, C., Michel, C., y Andréassian, V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3), 275-301.
- Perrin, C., Michel, C., y Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1), 275-289.
- Pizarro, R., Soto, M., Farias, C., y Jordan, C. (2005). Aplicación de dos Modelos de Simulación Integral Hidrológica, para la estimación de caudales medios mensuales, en dos cuencas de Chile central. *Bosque (Valdivia)*, 26(2), 123-129.
- Polo, J. F. (1993). Recomendaciones para el cálculo hidrometeorológico de avenidas. Ministerio de Fomento.
- Ponce, V. M. (1989). *Engineering hydrology: Principles and practices*. Prentice Hall.

- Pulido-Velazquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J., y 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).
- Puricelli, M. M. (2008). Estimación y distribución de parámetros del suelo para la modelación hidrológica (Doctoral dissertation).
- Rawat, K. S., y Mishra, A. K. E (2016). Evaluation of relief aspects morphometric parameters derived from different sources of DEMs and its effects over time of concentration of runoff (TC). *arth Science Informatics*, 9(4), 409-424.
- Real Decreto 907/2007. Bolentin Oficial del Estado, España, 7 julio 2007.
- Refsgaard, J. C., y Knudsen, J. (1996). Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, 32(7), 2189-2202.
- Refsgaard, J. C. (1997). Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198(1), 69-97.
- Rekolainen, S., Kämäri, J., Hiltunen, M., y Saloranta, T. M. (2003). A conceptual framework for identifying the need and role of models in the implementation of the Water Framework Directive. *International Journal of River Basin Management*, 1(4), 347-352.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H. L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., ... y Liu, H. (2010). The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), 1015-1057.
- Samani, Z. (2000). Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126(4), 265-267.
- Sanjaume, M. S., y Villanueva, R. J. B. (1996). Teoría y métodos en Geografía Física. Síntesis.
- Sankarasubramanian, A., y Vogel, R. M. (2002). Annual hydroclimatology of the United States. *Water Resources Research*, 38(6).
- Santhi, C., Arnold, J. G., Williams, J. R., Dugas, W. A., Srinivasan, R., y Hauck, L. M. (2001). Validation of the swat model on a large rwer basin with

point and nonpoint sources. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 37(5), 1169-1188

- Senay, G. B., Leake, S., Nagler, P. L., Artan, G., Dickinson, J., Cordova, J. T., y Glenn, E. P. (2011). Estimating basin scale evapotranspiration (ET) by water balance and remote sensing methods. *Hydrological Processes*, 25(26), 4037-4049.
- Senent-Aparicio, J., Pérez-Sánchez, J., Carrillo-García, J., y Soto, J. (2017). Using SWAT and Fuzzy TOPSIS to assess the impact of climate change in the headwaters of the Segura River Basin (SE Spain). *Water*, 9(2), 149.
- Setegn, S. G., Srinivasan, R., Melesse, A. M., y Dargahi, B. (2010). SWAT model application and prediction uncertainty analysis in the Lake Tana Basin, Ethiopia. *Hydrological Processes*, 24(3), 357-367.
- Shah, S. M. S., O'connell, P. E., y 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.
- SIA. (2015). Sistema Integrado de Información del Agua. Disponible en: <http://www.mapama.gob.es/es/agua/temas/planificacion-hidrologica/sia/>
- Singh, S. K. (2000). Transmuting synthetic unit hydrographs into gamma distribution. *Journal of Hydrologic engineering*, 5(4), 380-385.
- Singh, V. P. Rev. (1995). Computer models of watershed hydrology.
- Singh, V. P. (2002). Mathematical models of small watershed hydrology and applications. Water Resources Publication.
- Singh, V. P., y Woolhiser, D. A. (2002). Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of hydrologic engineering*, 7(4), 270-292.
- Stedinger, J. R., Vogel, R. M., Lee, S. U., y Batchelder, R. (2008). Appraisal of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) method. *Water Resources Research*, 44(12).
- Tang L. and F. Hossain. (2012). Investigating the similarity of satellite rainfall error metrics as a function of Köppen climate classification. *Atmospheric Research*, 104, 182–192.

- Te Chow, V., Maidment, D. R., y Mays, L. W. (1996). Hidrología aplicada. McGraw Hill.
- Teegavarapu, R. S. (2010). Modeling climate change uncertainties in water resources management models. *Environmental Modelling and Software*, 25(10), 1261-1265.
- Témez, J.R. (1977). Modelo matemático de transformación-Aportación. Asociación de Investigación Industrial Eléctrica. 39 pp.
- Thomas, H. A. (1981). Improved methods for National Water Assessment, report, contract Washington. Water Resource Council.
- Thomas, H. A., Marin, C.M. Brown. (1983). Methodology for water resource assessment. U.S. Geological Survey. Springfield, Va.: Natl. Tech. Inf. Serv.
- Thornthwaite, C. W., y Mather, J. R. (1955). The Water Balance. *Publications in climatology/Laboratory of climatology. Drexel institute of technology*, 8(1).
- Thornthwaite, C. W., y Mather, J. R. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Publications in climatology/Laboratory of climatology. Drexel institute of technology*, 10(3).
- Tuo, Y., Duan, Z., Disse, M., y Chiogna, G. (2016). Evaluation of precipitation input for SWAT modeling in Alpine catchment: A case study in the Adige river basin (Italy). *Science of The Total Environment*, 573, 66-82.
- Uhlenbrook, S., Seibert, J. A. N., Leibundgut, C., y Rodhe, A. (1999). Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure. *Hydrological Sciences Journal*, 44(5), 779-797.
- UNICAM. (2015). Grupo de Meteorología de Santander Disponible en: <http://www.meteo.unican.es/es/datasets/spain02>
- US Federal Council for Science and Technology. (1962). Scientific Hydrology Ad Hoc Panel on Hydrology, Washington, DC.

- Valsero, J. J. D., Urquí, L. C., y López-Martínez, J. (2005). Geological heritage: An overview of the last 30 years in Spain. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geol.)*, 100 (1-4), 2005, 277-287.
- Vandewiele, G. L., y Xu, C. Y. (1992). Methodology and comparative study of monthly water balance models in Belgium, China and Burma. *Journal of Hydrology*, 134(1-4), 315-347.
- Vansteenkiste, T., Tavakoli, M., Ntegeka, V., De Smedt, F., Batelaan, O., Pereira, F., y Willems, P. (2014). Intercomparison of hydrological model structures and calibration approaches in climate scenario impact projections. *Journal of Hydrology*, 519, 743-755.
- Vieux, B. E. (2001). Distributed hydrologic modeling using GIS. In *Distributed Hydrologic Modeling Using GIS* (pp. 1-17). Springer Netherlands.
- Viveen, W., Van Balen, R. T., Schoorl, J. M., Veldkamp, A., Temme, A. J. A. M., y Vidal-Romani, J. R. (2012). Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the Lower Miño River terraces. *Tectonophysics*, 544, 13-30.
- Fernández, W., Vogel, R. M., & Sankarasubramanian, A. (2000). Regional calibration of a watershed model. *Hydrological Sciences Journal*, 45(5), 689-707.
- Wagener, T., y Gupta, H. V. (2005). Model identification for hydrological forecasting under uncertainty. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19(6), 378-387.
- Wang, D., y Tang, Y. (2014). A one-parameter Budyko model for water balance captures emergent behavior in darwinian hydrologic models. *Geophysical Research Letters*, 41(13), 4569-4577.
- Welsh, W. D. (2007). Groundwater balance modelling with Darcy's Law.
- Willmott, C. J. (1981) On the validation of models. *Physical geography*, 2(2), 184-194.
- Woolhiser, D. A. (1996). Search for physically based runoff model—A hydrologic El Dorado?. *Journal of Hydraulic Engineering*, 122(3), 122-129.

- World Meteorological Organization. (1975). Intercomparison of Conceptual models used in operational forecasting Operational Hydrology Report no. 7(429), WMO. Geneva, Switzerland.
- World Water Development Report 4. (2012). Managing water under uncertainty and risk (867 pp). Paris: UNESCO.
- Wurbs, R. A. (2005). Texas water availability modeling system. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 131(4), 270-279.
- Xiong, L., y Guo, S (1999). A two-parameter monthly water balance model and its application. *Journal of Hydrology*, 216(1), 111-123.
- Xu, C. Y., y Singh, V. P. (2014). Using the Climate Forecast System Reanalysis as weather input data for watershed models. *Hydrological Processes*, 28(22), 5613-5623.
- Xu, C. Y., y Singh, V. P. (1998). A review on monthly water balance models for water resources investigations. *Water Resources Management*, 12(1), 20-50.
- Xue, Y., Huang, B., Hu, Z. Z., Kumar, A., Wen, C., Behringer, D., y Nadiga, S. (2011). An assessment of oceanic variability in the NCEP climate forecast system reanalysis. *Climate Dynamics*, 37(11-12), 2511-2539.
- Yang, X., Parent, E., Michel, C., y Roche, P. A. (1995). Comparison of real-time reservoir-operation techniques. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 121(5), 345-351.
- Yang, X., y Michel, C. (2000). Flood forecasting with a watershed model: a new method of parameter updating. *Hydrological Sciences Journal*, 45(4), 537-546.
- Yapo, P. O., Gupta, H. V., y Sorooshian, S. (1996). (1996). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology*, 181(1-4), 23-48.
- Yates, D. N., y Strzepek, K. M. (1998). Modeling the Nile Basin under climatic change. *Journal of Hydrologic Engineering*, 3(2), 98-108.
- Ye, W., Bates, B. C., Viney, N. R., Sivapalan, M., y Jakeman, A. J. (1997). Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, 33(1), 153-166.

- Zektser, I. S., y Loaiciga, H. A. (1993). Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: past, present and future. *Journal of Hydrology*, 144(1-4), 405-427.
- Zhang, Z., Koren, V., Smith, M., Reed, S., y Wang, D. (2004). Use of next generation weather radar data and basin disaggregation to improve continuous hydrograph simulations. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9(2), 103-115.
- Zhao, J., Wang, D., Yang, H., y 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.

