

**QOM, MODELO HIDROLÓGICO SIMPLE PARA ABSTRAER
VOLÚMENES DE LLUVIA
CONAGUA 2017. CÓRDOBA, ARGENTINA, 2017**

Gustavo Rubén Zavala¹, Antonio Nebro Urbaneja²

¹ Administración Provincial del Agua (Argentina)

Av. José Ávalos 658, Resistencia, Chaco, Cel.: +54 9 3624 853864, grzavala@gmail.com

² Edificio de Investigación Ada Byron, Universidad de Málaga (España), antonio@lcc.uma.es

RESUMEN

Se presenta un modelo numérico hidrológico llamado Qom que tiene como propósito separar y cuantificar los volúmenes de pérdidas y excesos del agua de lluvia caída en una cuenca hidrográfica. La percepción conceptual simplificada del modelo permite reproducir de manera simple aquellos fenómenos físicos intervinientes del complejo ciclo hidrológico. Los resultados se convalidan matemáticamente mediante tres parámetros calibrables y funciones exponenciales que relacionan la evapotranspiración, el agua almacenada en superficie, el agua almacenada en el suelo con los procesos de infiltración y percolación. Qom considera humedad antecedente, es aplicable a cuencas urbanas y rurales, para suelos permeables e impermeables, en dos capas determina los escurrimientos (uno superficial y otro de napa) y considera eventos de lluvias simple y continuo para series de tiempo prolongados de varios años, incluyendo períodos secos y húmedos con registros espaciados en tiempo de minutos hasta un día. La finalidad de este trabajo es contribuir con la predicción de hidrogramas, por lo cual, para los escurrimientos directos, Qom requiere asociarlo a algún modelo de atenuación y tránsito. Los ejemplos que acompañan este artículo asocian Qom con Clark analizando ocho cuencas de tamaños, climas, topografía, suelos diferentes, con series de tiempos muy cortos de 10, 15, 30 y 60 minutos y 24 horas. En el estudio se utilizaron procedimientos de optimización multi-objetivo (calibración) y validación, basados en indicadores para calificar los ajustes entre los hidrogramas observados y estimados. Los resultados han sido muy buenos al comparar los indicadores hallados con los rangos de los indicadores de ajustes propuestos por distintos autores, con calificaciones en el rango de buenas a excelentes. Los procesos físicos que se consideraron representados por ecuaciones empíricas simples del tipo exponencial proporcionaron resultados satisfactorios.

Palabras Clave: modelo, hidrología, abstracción, hidrograma, escorrentía, optimización multi-objetivo.

ABSTRACT

In this paper, we present a hydrologic numerical model called Qom, which allows to separate and quantify the loss volume and excess of the rainwater falling in a hydrographic basin. The simplified conceptual perception of the model allows reproducing in a simple way the physical phenomena of the complex hydrological cycle. The results are mathematically validated by three gauges parameters and exponential functions that relate evapotranspiration, surface stored water, water stored in the soil with the infiltration and percolation processes. Qom considers antecedent moisture, it is applicable to urban and rural watersheds, for permeable and impermeable soils, in two layers determines the runoff (superficial and groundwater) and considers simple and continuous rainfall events for long periods of time of several years, including dry and wet periods with very short time records from several minutes to one day. The purpose of this work is to contribute to the prediction of hydrograms, so that, for direct runoff, Qom requires to associate it with some model of attenuation and transit. The included examples associate Qom with Clark analyzing eight basins of sizes, climates, topography, different soils, with series of very short times of 10, 15, 30 and 60 minutes and 24 hours. In our study, we applied multi-objective optimization (calibration) and validation procedures, based on indicators to qualify the adjustments between the observed and estimated hydrograms. The quality of the obtained results was very high when comparing the values of the indicators used with the ranges of the indicators of adjustments proposed by different authors, with ratings in the range from good to excellent. The considered physical processes represented by simple empirical equations of the exponential type, provided satisfactory results.

Keywords: model, hydrology, abstraction, hydrograph, rainfall, runoff, multi-objective optimization

INTRODUCCIÓN

Los efectos de la lluvia que provocan acumulación de agua en superficie, humedad en el suelo, escurrimiento superficial y de napa, se observan y estudian por diversas instituciones relacionadas con el medio ambiente. En este sentido, una de las líneas que atrae a los investigadores es la determinación de las pérdidas y los excesos del agua de lluvia caída en una cuenca hidrográfica relacionada con el suelo. Se intenta predecir a través de modelos numéricos, aquellos volúmenes de agua que quedan retenidos en la superficie, el volumen que se infiltra hacia el interior del suelo y el volumen de agua que percola hacia capas profundas y llegan a las napas. Para la determinación de los volúmenes mencionados, investigadores plantearon varias hipótesis y distintos enfoques. Una recopilación exhaustiva de trabajos relacionados con el contenido de humedad y el movimiento de agua en el suelo se encuentra en *Boersma et.al. (1971)* donde comenta trabajos de *Darcy (1856)*, *Green y Ampt (1911)*, *Richards (1931)*, *Horton R., (1940)*, *Thorntwaite (1948)*, *Philip (1954)*, *Dooge (1957)*, *Holtran (1961)* *Rockwood (1964)* y *Brooks y Corey (1966)* entre otros. Estudios posteriores que tienen amplia difusión y aplicación práctica en la actualidad son *USDA- SCS (1972)* conocido como el método de la Curva Número (NC) en el cual utiliza ciertos datos climáticos y características de la cuenca con humedades antecedentes para determinar las retenciones y excedentes; *Nielsen y Hansen (1973)* propusieron el modelo *Nedbor Aftromnings Model (NAM)*, un modelo continuo completo de evapotranspiración y almacenamiento en cuatro capas interrelacionadas, asociado con un modelo de flujo terrestre; *Aaron et al (1977)* formularon la infiltración basada en *SCS-CN*; *Eagleson (1978)* propuso un modelo simplificado del movimiento vertical de la humedad del suelo; *NWC (1981)* formularon el método racional modificado, incorporando al método Racional un factor de precipitación antecedente; *Thomas (1981)* modelo *ABCD*, no lineal y concentrado, utiliza ecuaciones simples para modelar y separar volúmenes, siendo estos: almacenamiento de humedad en el suelo, el almacenamiento de agua subterránea, la evapotranspiración y la escorrentía; *Tucci (1981)* implementó un modelo de pérdidas dentro de un modelo matemático precipitación-escorrentía; *Lopez et al (1982)* desarrollaron el modelo *SMAP*, del tipo conceptual concentrado, contiene un reservorio subsuperficial y subterráneo con capacidad de definir la saturación del suelo, contiene coeficientes de recargas y flujo de recesión; *Sugawara et al (1983)* propusieron el modelo *TANK*, compuesto por tanques verticales que hacen la abstracción de volúmenes en series para determinar el excedente; *Todini (1995)* modelo *ARNO*; *Rigby y Porporato (2006)* proponen expresiones simples que relacionan el almacenamiento de humedad en el suelo con la percolación. Tres métodos expeditivos simplificados para el cálculo de humedades en el suelo utilizados de manera complementaria y asociados a otros métodos hidrológicos para determinar la escorrentía directa de eventos simple o de corta duración son: el índice ϕ (ϕ Index Method) que es una manera de calcular las pérdidas en una cuenca a través de un índice el cual no tiene en cuenta la variación de la infiltración con el tiempo, asumiendo un valor constante durante el período de análisis; *Initial and Constant Loss Rate* (relación de pérdidas inicial y constante) es similar al índice ϕ pero considera una pérdida inicial asociada al primer registro de intensidad de precipitación; *Constant Proportion Loss Rate* (relación de pérdida proporcional constante) para cada registro de intensidad de precipitación se descuenta una intensidad de pérdida. Esta última resulta de multiplicar la intensidad de lluvia por una constante, resultando una pérdida por registro linealmente proporcional a la intensidad de lluvia.

Siguiendo la línea de estos estudios se presenta *Qom*, un modelo numérico hidrológico de abstracción de agua de lluvia del tipo empírico, concentrado, continuo y determinístico para cuencas urbanas y rurales que tiene como propósito separar los volúmenes de agua de lluvia en volúmenes de pérdidas y excesos. La propuesta de este trabajo es la de proveer una metodología alternativa de cálculo basado en observaciones y registros históricos que describen el

comportamiento hidrológico en cuencas hidrográficas. Se intenta modelar el fenómeno hidrológico a través de una percepción conceptual simplificada, utilizando funciones exponenciales normalizadas que permitirían reproducir y cuantificar de manera sencilla, aquellos fenómenos físicos intervinientes del complejo ciclo hidrológico. Para el análisis se modelaron ocho cuencas de tamaños, climas, topografía, suelos diferentes, con series de tiempos continuas de varios meses y años, con registros de lluvias espaciados en tiempos muy cortos de 10, 15, 30 y 60 minutos y 24 horas.

Para la calibración se aplican técnicas de optimización multi-objetivo, de forma que se consideran dos funciones objetivo contrapuestas del tipo funciones de ajustes y se considera funciones de restricciones a las soluciones no factibles. Las funciones de ajustes determinan indicadores para calificar diferencias entre los hidrogramas observados y estimados. Se utilizaron la Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) y el porcentaje que mide la tendencia media de la simulación (PBIAS) como funciones objetivo. En las restricciones para la aceptación de soluciones se utilizó el Error Relativo (RE) del Balance de Masa (MB) entre otros. Forman parte del test cuencas de los ríos Asua, España (50,8km², $\Delta t=24h$); Artibai, España (94,5km², $\Delta t=10min$); Cuenca alta del Río San Antonio, estación Loop 410, Texas, USA (323,7 km², $\Delta t=15min$); San Antonio estación Goliad, Texas, USA (10.000km², $\Delta t=24h$); Río Riveira Do Iguape, Jiquiá-4F, Brasil (4.360km², $\Delta t=1,0h$ y $\Delta t=15,0min$.); Río Salado Santafesino, aforo RP N°70, Argentina (41.531km², $\Delta t=24h$); Cuenca del Alta del Río Bermejo, Est. Balapuca, Argentina-Bolivia (4.398,8km², $\Delta t=24h$); Cuenca Baja del Río Negro, Chaco, Argentina (338,2km², $\Delta t=1,0h$). Los resultados han sido alentadores al comparar los indicadores hallados con los rangos de los indicadores de ajustes propuestos por distintos autores. Los procesos físicos que se consideraron representados por ecuaciones empíricas simples del tipo exponenciales dan resultados satisfactorios.

Se concluyó que el modelo numérico debería ser considerado como modelo alternativo a los existentes debido a que arrojó resultados muy buenos y es numéricamente estable con la sensibilidad adecuada.

Se presenta el trabajo en secciones, en la de Objetivos se listan las actividades que se persiguen. En la sección Materiales y Métodos se da a conocer la lógica y la relación matemática utilizada para intentar reproducir los procesos hidrológicos observados y a predecir. Experimentos y Pruebas es una sección que incluye como test de análisis de varias cuencas hidrográficas, extrayendo indicadores que pueden dar un punto de vista del funcionamiento y de la utilización del modelo propuesto. En la sección Evaluación de Resultados se asienta la crítica a las soluciones obtenidas. La siguiente sección es la de Conclusiones, donde se manifiestan los alcances y consideraciones y finalmente Trabajos Futuros, sección en la que se manifiestan las líneas de investigaciones que se pretenderá seguir.

OBJETIVOS

La finalidad de este trabajo es la de contribuir a la toma de decisiones en proyectos que requieran predicciones de caudales de diseño, cuyos resultados sean considerados para adoptar acciones y mitigar los problemas hídricos e hidráulicos. En este sentido, Qom determina las pérdidas y los excesos para eventos continuos o múltiples. Para estimar los hidrogramas se requiere asociarlo a algún modelo de atenuación y traslación como por ejemplo *Clark C.O. (1945)*. Por consiguiente, en las pruebas que acompañan a este artículo se basan en el amalgamamiento Qom-Clark, quedando un modelo final precipitación-escurrimiento.

El objetivo principal de Qom es la utilización de un juego de reducido de parámetros que caractericen el ciclo hidrológico de una cuenca considerada como concentrada para un ciclo continuo de lluvias. Por lo cual se desprende de este objetivo principal otro objetivo secundario

que tienen que ver con la aplicabilidad genérica. El modelo Qom cubriría un amplio espectro de condiciones, por ejemplo: distintas morfometrías de cuencas y topografía, un amplio rango de climas, ajustable a las cuatro estaciones del año tanto en períodos secos como húmedos, tipos y variedad de cobertura de suelos, variabilidad en la permeabilidad de suelos.

La calibración y validación son procesos obligados e importante para determinar el rendimiento del modelo. En este sentido, se escogió técnicas de optimización multi-objetivo, técnica que nos permite de manera automática, hallar los parámetros (variables de decisión) dentro de valores límites superiores e inferiores. Los valores límites utilizados tienen bases en propuestas realizadas por varios autores. Parametrizar a la cuenca hidrográfica como concentrada requiere en general, tres parámetros correspondientes a Qom y tres parámetros correspondientes a Clark. Un objetivo propuesto y concreto fue la construcción de softwares con las aplicaciones necesarias para complementar con los procesos y pasos de cálculo, herramienta con la cual se procesaron los problemas que forman parte de este artículo. Con este y sin la necesidad de ocupar software de terceros, se hicieron las pruebas, se generaron los archivos de resultados, se representaron los datos y las estimaciones a través de gráficos,

MATERIALES Y MÉTODOS

Modelo Qom

El modelo Qom considera humedad antecedente, la evapotranspiración, el agua almacenada en superficie y los procesos de infiltración y percolación, acciones que provocan el almacenamiento de agua en el suelo. Es aplicable a suelos permeables e impermeables, y en tres capas determina los escurrimientos siendo éstos dos superficiales (suelos permeables e impermeables) y otro de napa (flujo subterráneo). Se puede plantear una configuración alternativa al flujo de salida subterránea, en reemplaza de este, sería considerar un almacenamiento adicional en el suelo permeable profundo sin salida. Así se tendría dos capas de escurrimientos. Considera eventos de lluvias simples y continuos para series de tiempo prolongados de varios años, incluyendo períodos secos y húmedos con registros temporales muy cortos de varios minutos hasta un día. Para complementar con la solución, el modelo necesita además de los datos de lluvias y las características morfométricas de la cuenca, el adicional de tres parámetros calibrables. Por un lado, el volumen de agua de almacenamiento máximo en superficie **R_{máx}** (mm). En segundo lugar, el volumen máximo de almacenamiento en el suelo **S_{máx}** (mm), con el cual se determina el agua potencialmente que podrá infiltrarse **Sp** (mm) (Ecuación 1). De esto depende la cantidad de agua almacenada en superficie..

$$Sp = 1 - (e^{-R[i] / (R_{\max} - R[i])}) S_{\max} \quad (1).$$

Por último, el tercer parámetro es el coeficiente de conductibilidad volumétrico **VC (mm/h)**, que representa el volumen de agua que tridimensionalmente se desplazaría en el suelo hacia la salida por unidad de superficie en un determinado tiempo, expresado en volumen de lámina de agua por unidad de tiempo. Es un valor representativo para la variedad de suelos que contenga la cuenca, y permite computar un volumen potencial de agua **Dp** (Ecuación 2) que se desplazaría en el seno del suelo como napa o escurrimiento profundo hacia la salida, conteniendo implícitamente el concepto de percolación y conductibilidad hidráulica en medios porosos.

$$Dp = 1 - (e^{-S[i] / (S_{\max} - S[i])}) VC * \Delta t \quad (2)$$

El desplazamiento de agua entre los poros del suelo se producirá siempre y cuando el suelo esté lo suficientemente húmedo **S[i]** y/o saturado. Otra manera de considerar a **Dp** es que no produzca escorrentía, quedando un volumen de agua retenido como almacenamiento adicional sin salida.

Para la selección orientativa de los valores de los tres parámetros se puede recurrir a estudios realizados por autores que definen valores con rangos mínimos y máximos según características de los tipos de suelos, cobertura y tipología de la cuenca, de modo tal de considerar valores del contenido de agua en el suelo.

Para valores a adoptar de **R_{máx}** se puede recurrir a la Tablas 1 y 2.

Tabla 1.- Valores límites sugeridos para el almacenamiento superficial del suelo.

Fuente: archivo help del HEC-HMS

Tipos de Suelos	Capacidad de almacenamiento (mm)
Áreas asfaltadas, impermeables	3,2 - 6,35
Pendientes empinada a suaves	0,04 - 1,0
Planos, suelo con surcos	2,0 - 50,8

Tabla 2.- Valores de almacenamiento en las depresiones del suelo permeable e impermeable.

Fuente: Bertrand-Krajewski (1999/2000) de Torres Abello (2004)

Citas	Permeable (mm)	Impermeable (mm)
Desbordes (1974)	3,0 - 15,0	0,2 - 3,0
Göttle (1978)	0,6 - 2,5	0,2 - 0,7
Chocat et al (1982)	6,5	1,6
ATV (1986)	1,0 - 8,0	
Kaufmann et al (1988)		1,0

Como valores orientativos para adoptar **S_{max}** se puede recurrir a la **Tablas 3**, considerando un espesor de suelo representativo de la cuenca al igual que una ponderación de los tipos de suelos que contenga. Se entiende por Capacidad de Campo *Israelson y West (1922)* en hidrología, el contenido de humedad que alcanza el suelo cuando no puede absorber más agua de forma natural de la lluvia.

Tabla 3.- Valores de capacidad de campo para distintos suelos Hidalgo (1993).

Tipos de Suelos	Capacidad de Campo (mm/cm de profundidad)
Arenoso	0,33 - 0,85
Ligeros	0,85 - 1,25
Medios	1,25 - 1,90
Arcillosos	1,90 - 2,00

Respecto a **VC**, que es una propuesta para simplificar el cálculo del desplazamiento vertical y horizontal del agua en el suelo y poder determinar volúmenes de escurrimiento en medios porosos, no se ha encontrado valores orientativos en la literatura. Como primera aproximación, se sugiere, aunque tenga conceptos distintos, utilizar inicialmente valores de coeficientes de conductibilidad hidráulico de *Darcy H. (1856)* (los valores representan distancia recorrida por unidad de tiempo para tipos de suelos), considerando algún espesor de suelo para intentar definir

valores del volumen de lámina de agua circulante por unidad de tiempo. Al necesitar un único parámetro se deberá considerar un tipo de suelo predominante o representativo de la cuenca o de un valor ponderado. En la Figura 1 se aprecia la variación del desplazamiento del agua en el medio poroso por tipo de suelo y porcentaje de saturación. También se muestran referencia de valores en la Tabla 3 y 4.

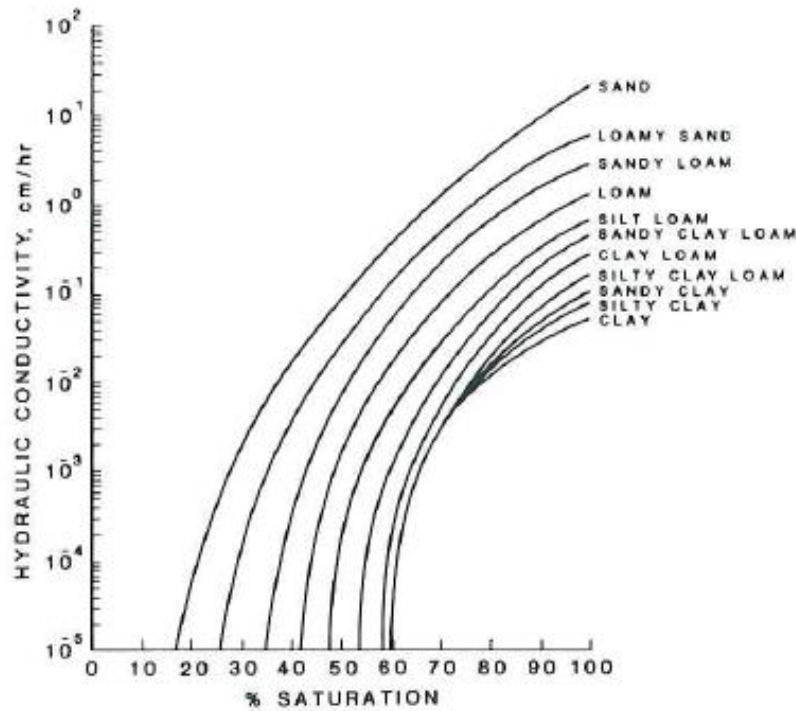


Figura 1.- Conductibilidad hidráulica por textura del suelo según porcentaje de saturación.
SCS (1975) Clases de texturas del suelo por USDA

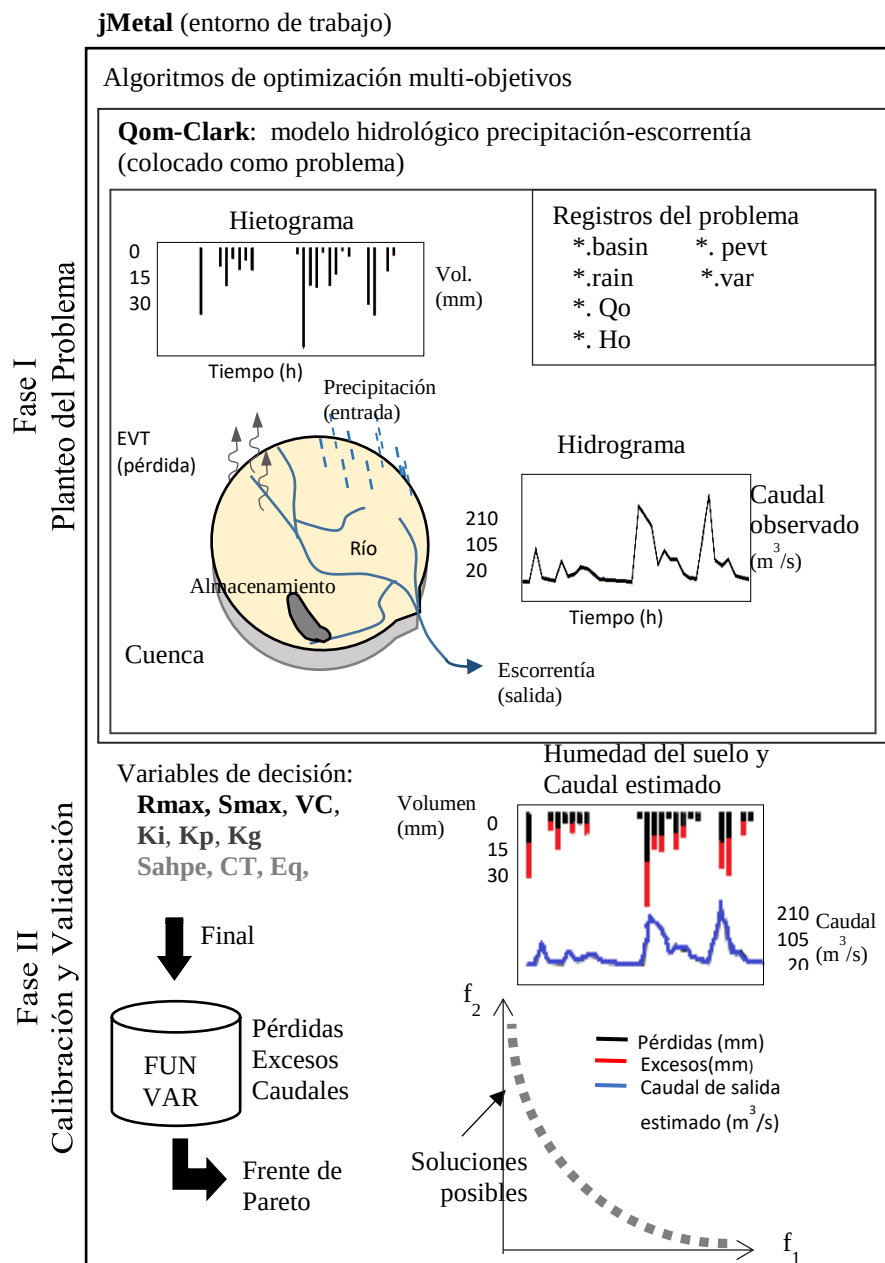
Tabla 3.- Conductibilidad hidráulica en suelos saturados. Fuente: Rawls et al (1982).

Clase de textura	Conductibilidad Hidráulica, saturado (cm/h)
Sand	21,00
Loamy sand	6,11
Sandy loam	2,59
Loam	1,32
Silt loam	0,68
Sandy clay loam	0,43
Clay loam	0,23
Silty clay loam	0,15
Sandy clay	0,12
Silty clay	0,09
Clay	0,06

Tabla 4. Conductibilidad hidráulica en suelos saturados, Hidalgo (1993).

Tipos de Suelos	Permeabilidad (mm/h)
Arenoso	19,0 – 25,5
Ligeros	12,0 – 19,0
Medios	10,0 – 12,5
Arcillosos	7,5 – 9,0

En el esquema de la Figura 2 se representa la manera en que Qom requiere los datos, como los procesa, calibra y valida dentro de la herramienta software **jMetal** de Durillo y AJ Nebro (2011).

**Figura 2.** – Diagrama en bloque del modelo Qom

Para una cuenca hidrográfica en particular se requiere saber datos de la misma, los cuales se almacenan en el archivo ***.basin**. Entre ellos están el área **A** (km²), el porcentaje de suelo permeable **%P**, la fecha inicial **FI** (aaaa/mm/dd), la fecha final **FF** (aaaa/mm/dd), la fracción de tiempo entre datos **Δt** (h) con la cual se discretiza las variables que están en función del tiempo, el almacenamiento inicial en superficie del suelo **Ro** (mm), el almacenamiento inicial en el suelo **So** (mm), **Rmax**, **Smax**, **VC** (explicados previamente) y; la cantidad de registros a procesar **N**. También se requieren los registros de lluvias ***.rain** identificados con la variable función del tiempo **P** (mm) y; los registros de la evapotranspiración potencial ***.pevt** identificada con la variable en función del tiempo **PEVT** (mm).

En los flujogramas de las **Figuras 3, 6 y 7** se representan con detalle los procesos de cálculo y las consideraciones lógicas con que **Qom** modela las pérdidas. Luego de los datos iniciales el contenido de humedad en el suelo se divide en dos columnas **Sin Escurrentía** y **Con Escurrentía**. Antes del punto de inicial de cálculo **(1)** comienza con un estado de humedad inicial o antecedente previo en la cuenca donde **R[0]=Ro** y **S[0]=So**. La variable que contiene los registros de precipitación **P** será utilizada además como contenido de humedad remanente o de escurrentía. En **(2)** se pregunta si la precipitación es mayor a la capacidad que queda en superficie para retener toda el agua caída. En caso negativo almacena todo en superficie y no hay escurrentía, mientras que en caso positivo una parte de la lluvia agota la capacidad de almacenamiento superficial del suelo y hay escurrentía. En **(3)** participa la **PEVT** y se pregunta si es menor al contenido de agua en superficie, si es falso la **PEVT** evapora toda el agua y; aparece la evapotranspiración a tener valor como pérdida desaparece el agua en superficie, y si es verdadero el agua en superficie tiene resto y la cantidad suficiente para que se cubra la demanda de **PEVT** transfiriendo los valores a **EVT**. Siguiendo con el análisis, en **(4)** si quedara demanda en **PEVT** y fuese mayor a **P**, se produce **EVT** absorbiendo el volumen total quedando sin escurrentía. En caso verdadero se cubre la dote de **PEVT**, hay **EVT** y se reduce el volumen de **P** quedando agua para escurrentía. En **(5)** se analiza la capacidad potencial de almacenar agua en el suelo **Sp**, utilizando la Ecuación (1) que relaciona el **S_{máx}** con la relación de almacenamiento **R** y **R_{máx}** para el instante **t = i Δt**, siendo **i** el número de índice correspondiente al registro. Si existiere capacidad para seguir almacenando agua **ΔS** será distinto de cero, que es la diferencia entre la humedad contenida en el suelo actual **S** y **Sp**. Esta transferencia de humedad de superficie al suelo no se efectiviza hasta en **(6)**, donde se comprueba que haya suficiente agua en superficie para que pueda infiltrarse. Si así fuese, se incrementaría el volumen de agua en el suelo incorporándose el volumen **ΔS** a **S**. En **(7)** se considera que se decida si toda o parte del volumen de agua que todavía produce escurrentía sea reducida por infiltración directa. En este punto se supone una pérdida adicional en la cual tal vez, no se produciría escurrentía directa, considerando aún el suelo con poca humedad, que tal vez posea una buena cobertura vegetal frenando el deslizamiento de agua, quedando más tiempo en superficie y propiciando la infiltración. Es una manera distinta a las anteriores consideraciones para reducir la escurrentía directa en suelos permeables.

En **(8)**, antes de entrar en el proceso de percolación y movimiento del agua vertical y horizontal en el suelo que adopta **Qom**, comentaremos los experimentos de Darcy como se ve en la **Figura 4**.

Darcy encontró que el caudal **Q** que atraviesa una sección es linealmente proporcional a la sección y al gradiente hidráulico Ecuación (3).

$$Q = K \text{ Sección } \Delta h / \Delta l \quad (3)$$

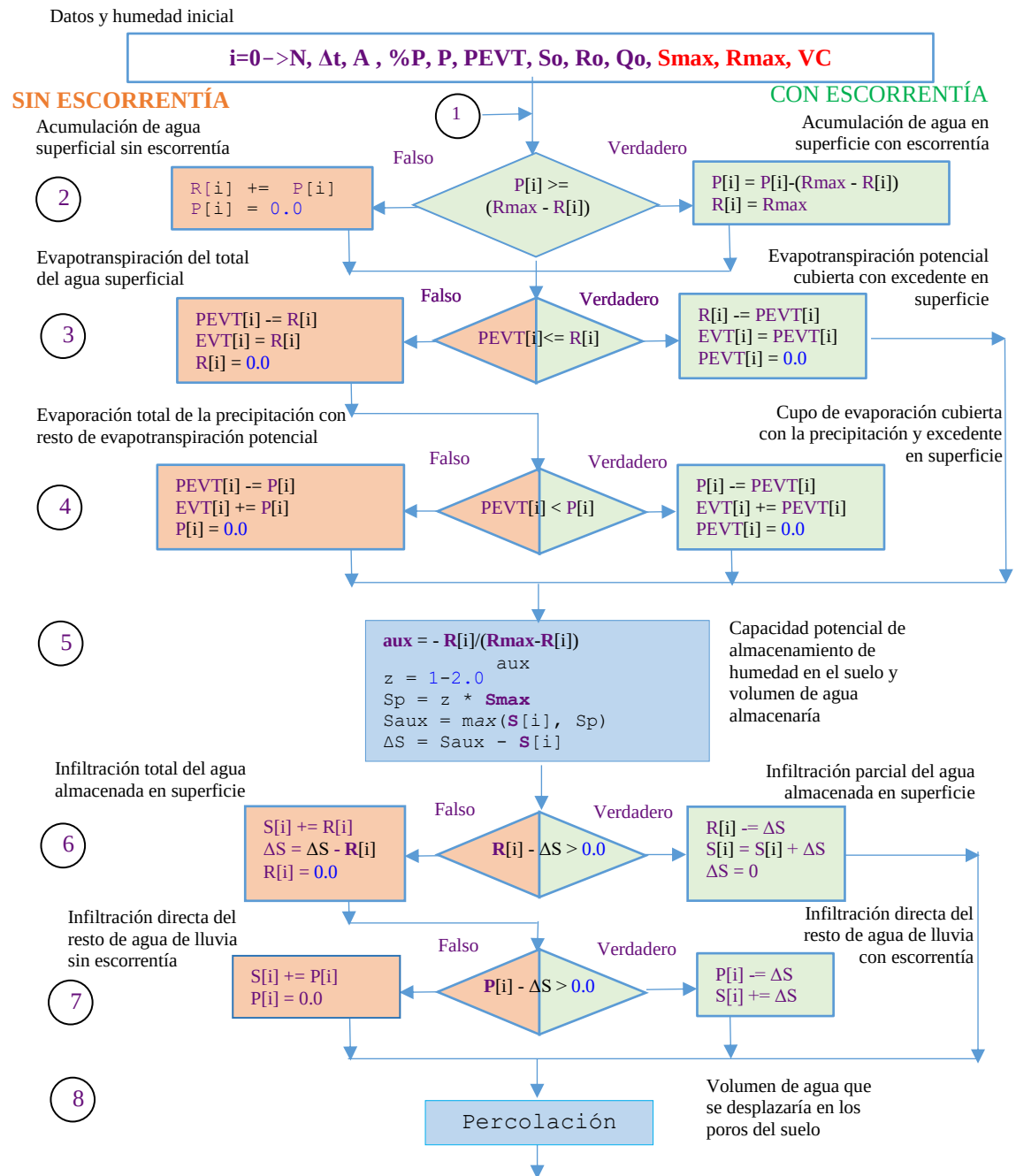


Figura 3. – Flujoograma del modelo numérico Qom

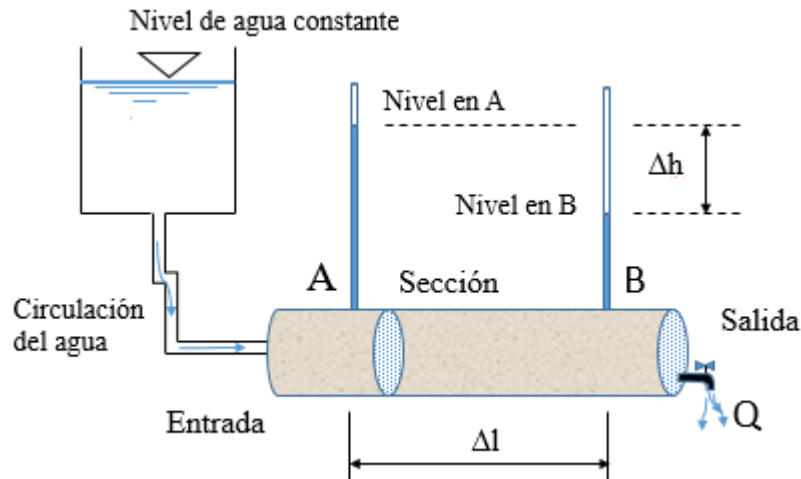


Figura 4.- Esquema de funcionamiento del permeámetro.

Donde:

Δh es la diferencia de Potencial entre A y B

Δl es la distancia entre A y B

$\Delta h / \Delta l$ es el Gradiente hidráulico

K es la conductibilidad hidráulica, velocidad con que el fluido atraviesa el suelo.

Si aplicáramos este método para calcular los caudales que escurrirían aguas abajo en una cuenca, deberíamos determinar los caudales verticales y horizontales que se desplazarían en el suelo, se debería conocer los distintos estratos de suelo con sus espesores b . Se utilizaría un K para cada tipo de suelo tal se muestra en las Figuras 5, con las dificultades de la variabilidad espacial que pudieran tener de los espesores.

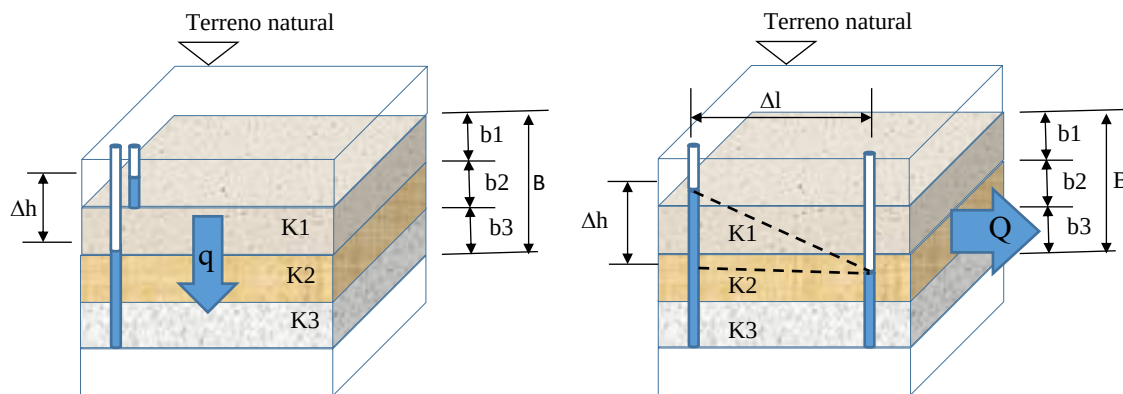


Figura 5.- Flujo vertical y horizontal para estratos con suelos distintos.

Además, para un mismo estrato de suelo, los K suelen ser diferentes para los sentidos de escurrimientos horizontal y vertical, duplicándose las variables. De modo tal que, el caudal total que se desplazaría en la capa de suelo en estudio se calcularía por separado, el vertical y el horizontal para cada tipo de suelo para luego determinar un único caudal de salida.

Qom propone utilizar para este modelo concentrado, un solo parámetro para determinar el caudal que se desplaza en el suelo en capa sub-superficial y capa profunda hasta la salida, llamado Coeficiente Volumétrico (**VC**). El **VC** es un parámetro que define el volumen potencial de lámina de agua que se desplazaría en el suelo por unidad de tiempo, valor representativo para toda la cuenca que contiene implícitamente las características de permeabilidad y conductibilidad hidráulica de los suelos sin tener en cuenta los espesores de los estratos que conforman el perfil del suelo, sin necesidad de definir un límite inferior o la profundidad del manto. En la Figura 6

se muestra la continuación del flujograma de la Figura 3, es decir, el proceso de cálculo que define **D** como el volumen escurrimiento de napa en tercera capa o considerado un volumen que se perdería como almacenamiento complementario a **S** en la segunda capa.

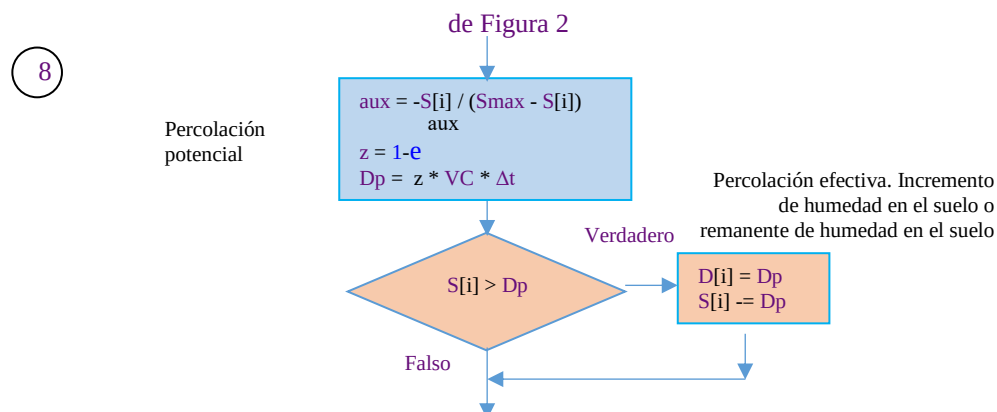


Figura 6.- Flujo vertical y horizontal hacia la salida en el seno del suelo utilizando un solo parámetro, el VC.

Siguiendo con los análisis de pérdidas, en (9) se considera que una parte de humedad del suelo **EVT** siempre y cuando **S** tenga humedad y exista **PEVT** mayor que cero. Si existiera un cupo por cubrir de la **PEVT**, por verdadero o falso de manera distinta se restará humedad al suelo según (10). Finalmente, los valores mayores a cero de **P** son los que generarán escorrentía directa tal la línea (11) donde, **Vi** es el volumen de escorrentía para la porción de suelo impermeable, **Vp** el volumen de escorrentía para la porción de suelo permeable. **Vg** según se adopte para el problema será, el volumen de agua de napa de escorrentía subterránea hacia la salida o la pérdida de humedad en el suelo en capa profunda.

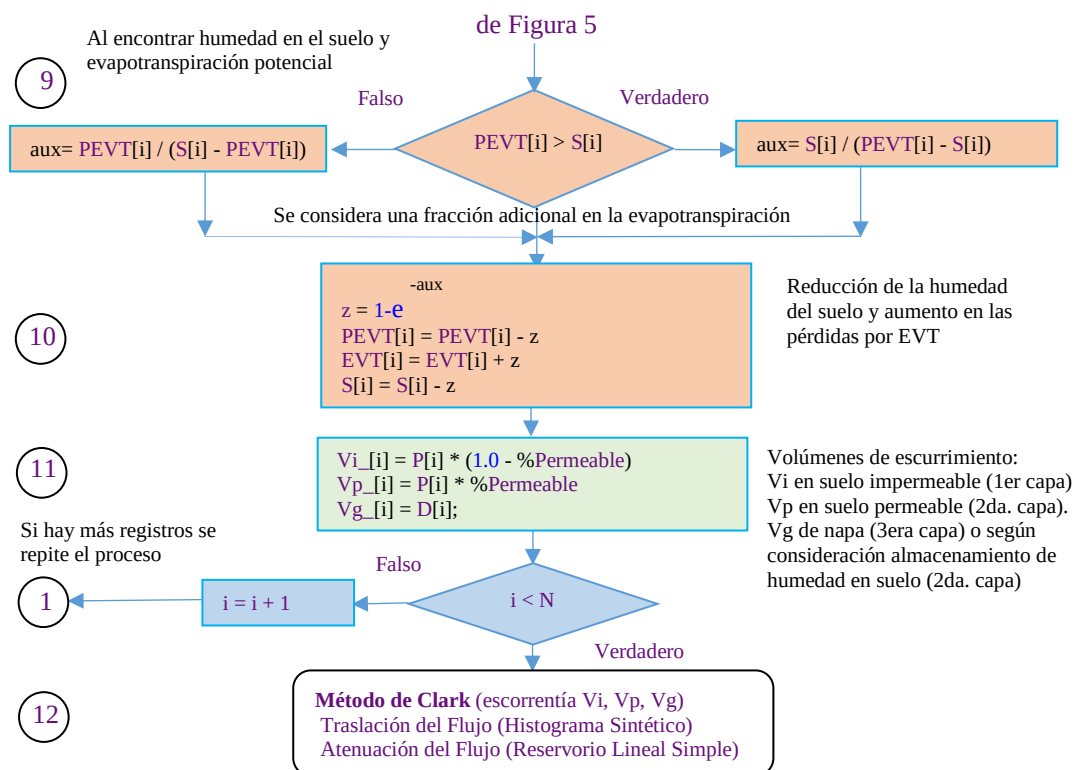


Figura 7.- Determinaciones de los volúmenes de escorrentía.

En caso de tener más registros para procesar se sigue en (1), de lo contrario termina el proceso **Qom** y se pasan los volúmenes **Vi**, **Vp** y **Vg** para modelar los hidrogramas con **Clark** (12).

Modelo Clark

Basado en el Hidrograma Unitario Instantáneo (HUI), se usa para modelar la escurriencia directa de la lluvia como la respuesta de una cuenca. Consta de dos partes, el Diagrama Sintético Tiempo-Área (DSTA) para la **traslación** del volumen de agua y el Reservorio Lineal Simple (RLS) para la **atenuación** del volumen de agua saliente por unidad de tiempo. No obstante, se ha utilizado el método del Histograma de Área Sintético (HAS) como alternativa al DSTA. Aplicando RLS se obtienen **Qi** (m³/s), caudal superficial en la porción de suelo impermeable; **Qp** (m³/s), el caudal superficial en la porción de suelo permeable; y **Qg** (m³/s), el caudal de napa o flujo en suelo profundo. Para esto se agregan tres parámetros calibrables: **Ki** (h), el tiempo medio de vaciamiento del reservorio en suelo impermeable; **Kp** (h), el tiempo medio de vaciamiento del reservorio en suelo permeable; y **Kg** (h), el tiempo medio de vaciamiento del flujo base o de napa en suelo permeable. **Qg** depende de los parámetros **VC** y **Kg**, es el caudal de escurrimiento en medios porosos que sale de la cuenca.

Calibración y Validación

Para el proceso de modelado, como guía, se siguió con el esquema propuesto por *Donigian y Rao (1990)* (ver Tabla 5), en donde se definen los procesos de calibración y validación. Calibración es un test del modelo en donde se conocen las informaciones de entrada y salida para ajustar o estimar factores que no se conocen que no vienen con los datos y debe estimarse un resultado. Validación es un proceso de comparación de los resultados del modelo con datos numéricos independientes derivados de experimentos u observaciones del medio ambiente. Para procesar tanta información y emisión de resultados se confeccionaron algoritmos y software para ejecutar las pruebas en cada fase. Para el test del modelo, se utilizaron procedimientos de optimización multi-objetivo (calibración por MOO), posteriormente se llevaron a cabo las validaciones con las decenas de posibles soluciones que arroja el algoritmo de MOO basadas en indicadores que califican los ajustes del balance de masa y entre los hidrogramas observados y estimados.

Tabla 5.- Lineamiento por fases propuesto para validar Qom

Fase I	Registros de datos	Testeo del modelo
	Preparación de la entrada del modelo	
	Evaluación de los parámetros	
Fase II	Calibración	
	Validación	
	Post-audición	
Fase III	Análisis de alternativas	

Ecuaciones de los Indicadores de Ajustes

Para calificar las bondades de los ajustes en las calibraciones y validaciones de los resultados numéricos de los volúmenes de las pérdidas y de los excesos se utilizó el Balance de Masa (**BM**). Con la **Ecuación 4** se considera la pérdida de agua en capa profunda del suelo **D**, volumen sin salida y con la **Ecuación 5** se considera la escurriencia de napa con volumen de salida **Qg**.

$$\frac{(R_0 + S_0 + P - E - R - S - D)}{\Delta t} + Q_o - (Q_i + Q_p) \pm AE = 0 \quad (4)$$

$$\frac{(R_0 + S_0 + P - E - R - S)}{\Delta t} + Q_o - (Q_i + Q_p + Q_g) \pm AE = 0 \quad (5)$$

Siendo **AE** el error absoluto del **BM**, valor resultante necesario para hacer cero a la ecuación numérica.

Para esta situación también se determinó como indicador de ajuste el Error Relativo (**RE**), siendo el **AE** sobre el valor del volumen observado **O** expresado en porcentaje, Ecuación (6).

$$RE = \frac{AE}{O} 100 \quad (6)$$

Para los ajustes entre los hidrogramas observados y estimados se recurrieron a las ecuaciones de:

1. **Coefficiente de correlación de Pearson (R)** Ecuación (7), es un indicador que puede utilizarse para medir el grado de relación lineal de dos funciones. Igual a 0,0 no existe correlación lineal e igual a 1,0 existe correlación lineal perfecta.

$$R = \frac{N \sum_{i=1}^N (Q_{oi} Q_{ei}) - \sum_{i=1}^N Q_{oi} \sum_{i=1}^N Q_{ei}}{\sqrt{(N \sum_{i=1}^N Q_{oi}^2 - Q_{oi}^2)(N \sum_{i=1}^N Q_{ei}^2 - Q_{ei}^2)}} \quad (7)$$

2. **Coefficiente de determinación (R²)** describe el grado de colinealidad entre los datos simulados entre rango de 0,0 a 1,0. Valores altos significan menor varianza, aceptable 0,5.
3. **Eficiencia Nash-Sutcliffe (NSE)** Ecuación (8), es una estadística normalizada que determina la magnitud relativa de la varianza residual ("ruido") en comparación con la varianza de los datos de medición ("información"). Hacia el número 1,0 mejor ajuste y mal ajuste hacia $-\infty$.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - Q_{ei})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - Q_m)^2} \quad (8)$$

4. **PBIAS** es un porcentaje que mide la tendencia media de la simulación de datos a ser más grande o más pequeña que sus contrapartes observadas Ecuación (9) *Gupta et al (1999)*. Hacia 0,0 mejor ajuste, peor hacia 100,0. Podría decirse que es el error relativo entre los caudales observados y estimados.

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - Q_{ei})}{\sum_{i=1}^N Q_{oi}} 100 \quad (9)$$

5. **ERQQ** Ecuación (10), es el error relativo ponderado entre la suma del error absoluto de los caudales máximo y mínimo. Los coeficientes de importancia utilizados fueron de 0,95 para el caudal máximo y 0,05 para el caudal mínimo. Cercano a 0,0 mejor ajuste, hacia 1,0 peor.

$$ERQQ = \frac{(Abs(Q_o^{min} - Q_e^{min}) + Abs(Q_o^{max} - Q_e^{max}))}{(Q_o^{max} + Q_e^{max})} \quad (10)$$

6. **RSR** es un índice de error que incluye un factor de escala / normalización al Root Mean Square Error (**RMSE**). **RSR** Ecuación (11), varía desde el valor óptimo de 0,0 a un valor positivo grande como valor residual. La RSR al ser menor mejor será el rendimiento del modelo de simulación

$$RSR = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{o_i} - Q_{e_i})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{o_i} - Q_o^{prom})^2}} \quad (11)$$

Algunos autores han propuesto rangos de valores aceptables e inadmisibles para estos indicadores de ajustes dando crítica a la performance de modelos en estudio. En la Tabla 6 se califica a los indicadores R y R² para caudales diarios y mensuales. Los indicadores de los registros diarios los tienen un poco más de flexibilidad con un rango más amplio que los registros mensuales. En la bibliografía no se ha encontrado indicadores para tiempos de registros de 1 hora o inferiores, que por analogía a lo comentado deberían ser indicadores más flexibles a los diarios.

Tabla 6.- Calificación de los indicadores de ajustes. Fuente: Duda P.B. et al (2012).

R	← 0.75 ——— 0.80 ——— 0.85 ——— 0.90 ——— 0.95 →
R ²	← 0.6 ——— 0.7 ——— 0.8 ——— 0.9 →
Daily Flows	Poor Fair Good Very Good
Monthly Flows	Poor Fair Good Very Good

La Tabla 7 muestra calificativos para indicadores de registros mensuales, publicados en *Legates y McCabe (1999)* para RSR y *Gupta H.V et al (1999)* para PBIAS.

Tabla 7.- Calificación de los indicadores de ajustes. Fuente: Moriasi D.N. et al (2007)

Performance Rating	RSR	NSE	PBIAS (%)
Very good	$0.00 \leq RSR \leq 0.50$	$0.75 < NSE \leq 1.00$	$PBIAS < \pm 10$
Good	$0.50 < RSR \leq 0.60$	$0.65 < NSE \leq 0.75$	$\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$
Satisfactory	$0.60 < RSR \leq 0.70$	$0.50 < NSE \leq 0.65$	$\pm 15 \leq PBIAS < \pm 25$
Unsatisfactory	$RSR > 0.70$	$NSE \leq 0.50$	$PBIAS \geq \pm 25$

Optimización Multi-objetivo a través de Metaheurística

Matemáticamente optimizar una función $f(x)$ es encontrar para la primera derivada $f'(x)$ el gradiente igual a cero, admitiendo la función una segunda derivada $f''(x)$ en la cual se halla un valor mayor o menor que cero, identificando respectivamente de esta manera un óptimo máximo o un óptimo mínimo relativo. Dicha función puede ser cualquier modelo numérico y se llamará función objetivo. Por tanto, el término optimización se refiere a la búsqueda de una solución tal que contenga valores aceptables para la función objetivo. Si existe más de una función objetivo en el problema se dice que es optimización multi-objetivo. La mayoría de los problemas de optimización del mundo real son de naturaleza multi-objetivo, lo que supone que hay que minimizar o maximizar a la vez varias funciones que están normalmente en conflicto o encontradas entre sí, con la complejidad de encontrarse con varias variables que deben explorarse al mismo tiempo y tal vez varias soluciones locales y solo una global.

Por la complejidad física y numérica en hidrología difícilmente puedan resolverse problemas a través de derivadas parciales para encontrar óptimos. Por lo tanto, pueden ser utilizadas técnicas

como las Metaheurísticas, que se pueden definir como estrategias de alto nivel no determinista que usa diferentes métodos para explorar el espacio de búsqueda y encontrar alguna solución global aproximada. Son algoritmos que no garantizan encontrar el óptimo, pero a cambio suelen dar soluciones quasi-óptimas en un tiempo razonable. La palabra se compone de Meta: “alto nivel” y Heurística: “buscar”, método genérico para resolver problemas. Las metaheurísticas constituyen una familia de técnicas, entre las que se encuentran los algoritmos evolutivos como los genéticos, la optimización mediante enjambres de partículas, la optimización mediante colonias de hormigas y muchas otras. Actualmente son técnicas de optimización que se aplican en innumerables campos: ingeniería, economía, biología, logística. En el campo de la hidrología podemos recurrir a *Yapo P.O. et al (1998)*, *Gupta H.V et al (1999)*, *Efstratiadis A. y Koutsoyiannis D. (2010)*, *Reed P. et al (2013)*. Este último en su artículo hace un estado del arte sobre problemas de hidrología y métodos aplicados en optimización multi-objetivo.

Hallar soluciones aplicando Optimización Multi-objetivo a través de Metaheurísticas requiere utilizar funciones objetivo contrapuestas con las cuales se intenta encontrar valores óptimos, por ejemplo, cercano a cero si se intenta minimizar los resultados de las funciones. También se utilizan funciones de restricciones para descartar las soluciones no factibles. En la fase de validación se elige un juego de variables de decisión prometedora entre las cantidades de soluciones posibles encontradas que arroja el método de optimización multi-objetivo (etapa de calibración). En este sentido, la selección final del juego de variables la debe hacer el experto, y se transforma en parámetros que caracterizan a la cuenca.

Se detalla a continuación la aplicación al modelo Qom. Se utiliza dos funciones objetivo a minimizar f_1 y f_2 , considerando las series de datos de los caudales observados y estimados. La primera función objetivo está relacionada con la NSE pero con el valor opuesto a uno, es decir tomamos $f_1 = 1 - \text{NSE}$ siendo el valor óptimo 0,0. De este modo será contrapuesta con la segunda función objetivo $f_2 = \text{Abs(PBIAS)}$ que también tenderá a cero. En algunos problemas se utilizó $f_2 = \text{ERQQ}$ y $f_2 = \text{RSR}$.

Para **Qom** las variables a calibrar son **R_{máx}**, **S_{máx}**, y **VC**.

Para **Clark** las variables a calibrar son **K_i**, **K_p** y **K_g**.

Las restricciones a las soluciones, es decir soluciones que se tienen en cuenta si cumplen las condiciones se expresan de la siguiente manera:

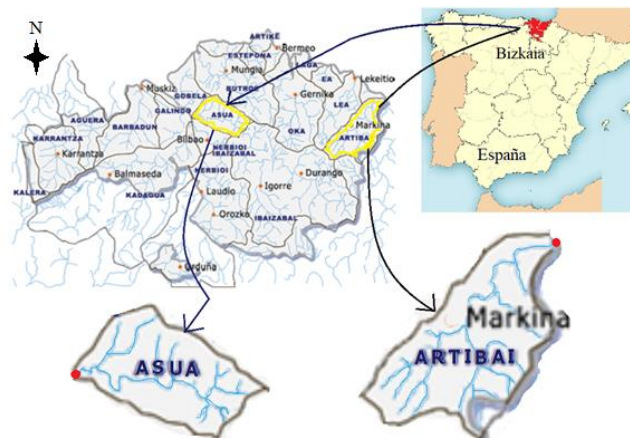
1. $0,30 - \text{Abs(RE)} \geq 0,0$. Es decir se admite un valor para el Error relativo del Balance de Masa menor o igual al 30%
2. $0,30 - \text{Abs(I-O)} \geq 0,0$. Significa que el error relativo entre los volúmenes deducidos de las integrales de los hidrogramas de entrada y salida deben ser menor o igual al 30%.
3. $\text{NSE} - 0,70 \geq 0,0$. Es decir se admite un valor menor o igual a 0,30
4. $\text{PBIAS} - 0,30 \geq 0,0$. Significa que se acepta un error no mayor al 30%.
5. $\text{K}_g - \text{K}_i \geq 0,0$. Significan se solo se admiten para el tiempo medio de vaciamiento del reservorio en medio poroso igual o mayor al tiempo medio de vaciamiento del reservorio para áreas impermeables.
6. $\text{K}_g - \text{K}_p \geq 0,0$. Significan se solo se admiten para el tiempo medio de vaciamiento del reservorio en medio poroso igual o mayor al tiempo medio de vaciamiento del reservorio para áreas permeables.

Pueden agregarse otras restricciones a las citadas o simplemente descartar algunas de éstas, logrando tal vez soluciones un poco más flexibles en deterioro de exactitudes.

EXPERIMENTOS Y PRUEBAS

Forman parte del test cuencas de los ríos Asua, España (50,8km², $\Delta t=24\text{h}$); Artibai, España (94,5km², $\Delta t=10\text{min}$); Cuenca alta del Rio San Antonio, estación Loop 410, Texas, USA (323,7

Respecto a las cuencas españolas de Bizkaia, el Asua y el Artibai; los datos han sido suministrados por Bizkaiko Foru Aldundia, Diputación Foral de Bizkaia, Spain (BFA-DFB). Las características se obtuvieron de Docampo L. et.al (1986). Los datos de precipitación han sido suministrados por BFA-DFB y extraídos del sitio de internet WebBFA-DFB <http://web.bizkaia.eus/es>. Bizkaia está situada al norte de la península Ibérica, posee un clima templado, oceánico, precipitaciones frecuentes y abundantes, especialmente en otoño e invierno, con una media anual de 1.200 mm.



1. **Cuenca del Río Asua, Bizkaia, España** (73,44km², $\Delta t=24h$). Cuenca rural comprendiendo un área de drenaje igual a 50,8km² correspondiente a las estaciones Derio (meteorológica) y San Groniz (aforo), con pendientes que no supera el 1%. Constituye uno de los valles más abiertos de Bizkaia. Está bordeada por montes de escasa altitud sin superar los 360m de altura. Los terrenos por los que discurren los cauces de esta cuenca están constituidos principalmente por margas y calizas, atravesando el río principal terrenos aluviales desde el tramo medio hasta la desembocadura. El periodo analizado que va desde el 2005/06/06 al 2009/09/30, requirió el fraccionamiento del estudio en cuatro partes porque hay discontinuidad de datos, las cuales una se utilizó para la calibración y las otras tres se usaron para las validaciones sumando un total de 2.462 registros. Los test son problemas continuos con $\Delta t = 24$ horas.

16

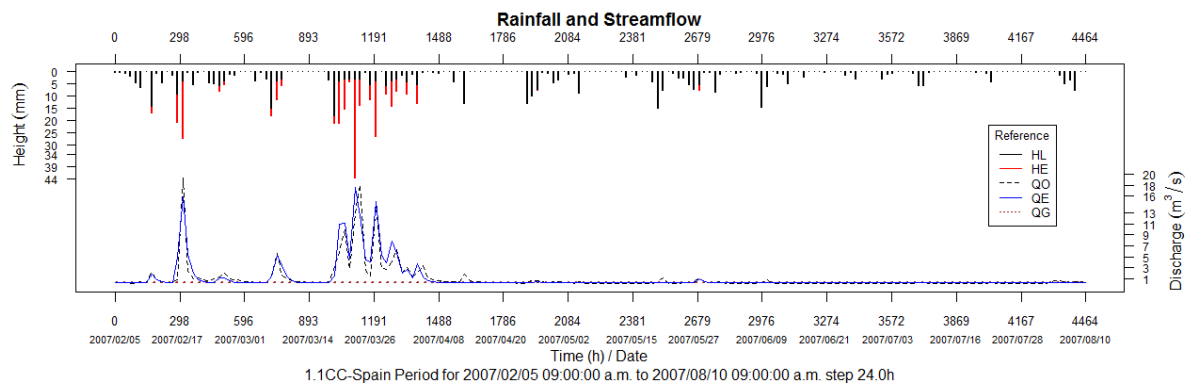


Figura 9.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Asua.
Calibración desde el 2007/02/05 al 2007/08/10.

Los hidrogramas se representan superpuestos, con la línea de trazo segmentado color negro los caudales observados (QO), las líneas azules continuas representan los caudales estimados (QE) y el trazo punteado marrón representa el caudal de napas (QG).

En las Figuras 10, 11, 12 y 13 se representan los hietogramas e hidrogramas de validación.

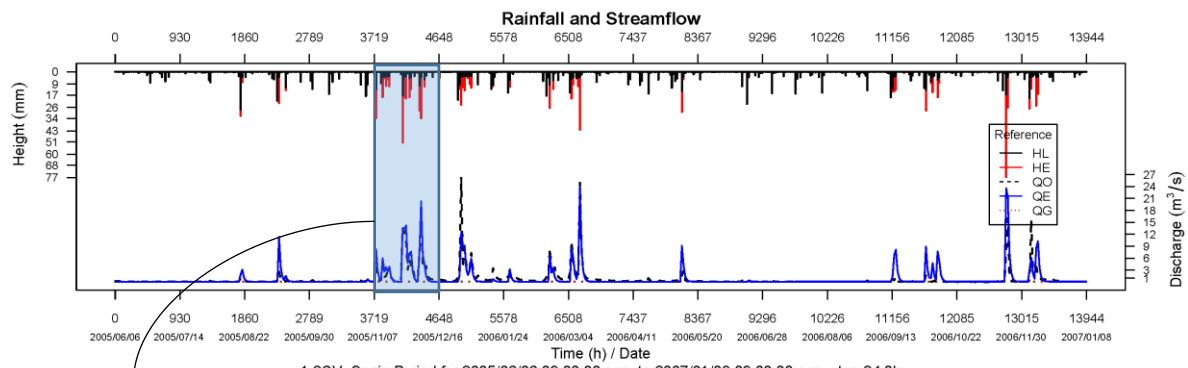


Figura 10.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Asua
Validación desde el 2005/06/06 al 2007/01/08

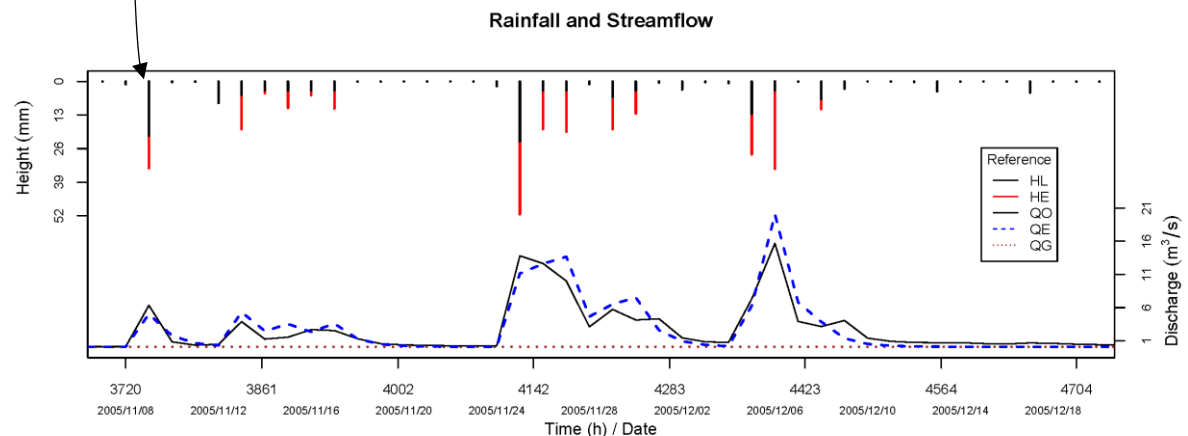


Figura 11.- Ampliación de la Figura 10 desde 2005/11/08 al 2005/12/16

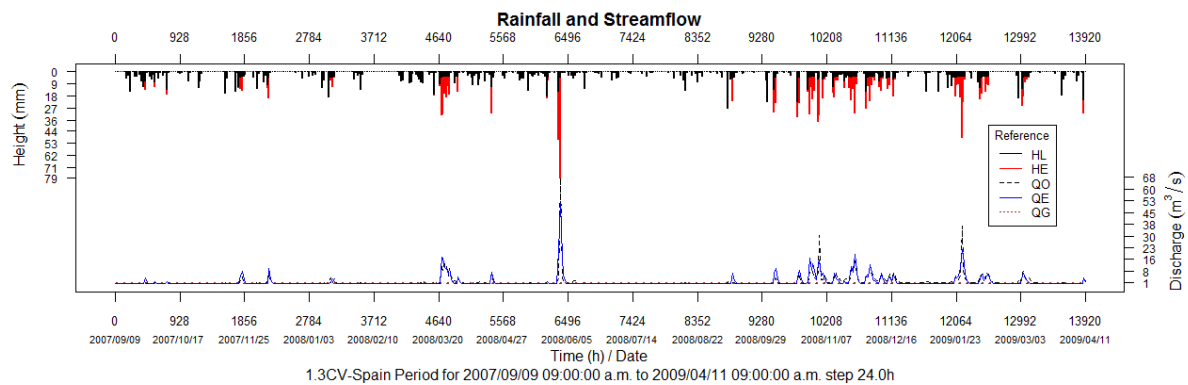


Figura 12.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Asua
Validación desde el 2007/10/17 al 2009/04/11

En la Figura 13 se observa que, luego de un largo período de precipitaciones muy bajas que casi no generaron escorrentía directa se registran lluvias normales dos días antes a la de gran intensidad de 149mm/día, respondiendo Qom muy bien a los volúmenes estimados.

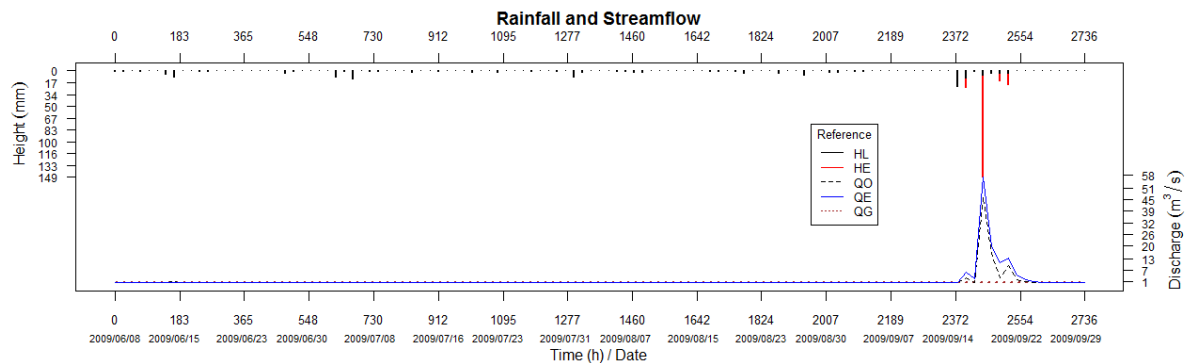


Figura 13.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Asua.
Validación desde el 2009/06/08 al 2009/09/29.

Los resultados expuestos visiblemente en las representaciones previas tendrán su correlato numérico más adelante en la sección Evaluación de Resultados. Sin embargo, la escala representativa permite apreciar que se han logrado buenos ajustes entre los caudales observados y estimados en todas las series de datos. Los ajustes se consiguieron aplicando las metodologías y técnicas de la sección Optimización Multi-objetivo a través de Metaheurísticas y de la sección Calibración y Validación. A continuación, se fundamentará sus utilizaciones recurriendo a la Figura 14. En esta figura se representa la elección de un juego de parámetros ($Sm_{\max}$, $Rm_{\max}$, VC, Ki, Kp, Kg) como solución del conjunto de las cuatro series de datos exclusivas de este problema. La flecha indica la ampliación de un sector de la figura y corresponde al Frente de Referencia (FR) de soluciones generado por la corrida de cinco algoritmos: NSGAI [Deb et al (2002)], MOCell [Nebro et al (2009)], SMPSO [Nebro et al (2009)B], SPEA2 [Zitzler et al (2001)] y SMS-EMOA [Beume et al. (2007)]. Durante el proceso de calibración, éstos algoritmos consiguieron encontrar 52 posibles soluciones no dominadas. En los ejes cartesianos están representados los valores de las funciones objetivos, $f1=ENSO$ y $f2=PBIASE$ que dan cuenta la calidad de las calibraciones. Esto lleva a preguntarse ¿Cuál es la solución adecuada de todas las posibles para lograr la validación necesaria?. Intentando responder a esta pregunta y remitiéndonos nuevamente a la Figura 14, en el sector derecho, se encuentran representados los resultados de las tres series reservadas para hacer las validaciones aplicando el 100% de las posibles soluciones. El estudio completo se visualiza enmarcado entre los rangos mínimos y

máximos que suponen los mejores y los peores valores explorados (puede haber otros). Al elegir un juego de parámetros de calibración se unen los resultados de las validaciones a través de un trazado de líneas, facilitando la elección de los mismo con un claro comportamiento de la selección de los resultados. Debe resaltarse que a veces los parámetros que dan los mejores resultados en la calibración no suelen ser los mejores resultados para las validaciones. Es así que a través de esta propuesta se pueden escoger opciones, comprobarlas y elegir la adecuada.

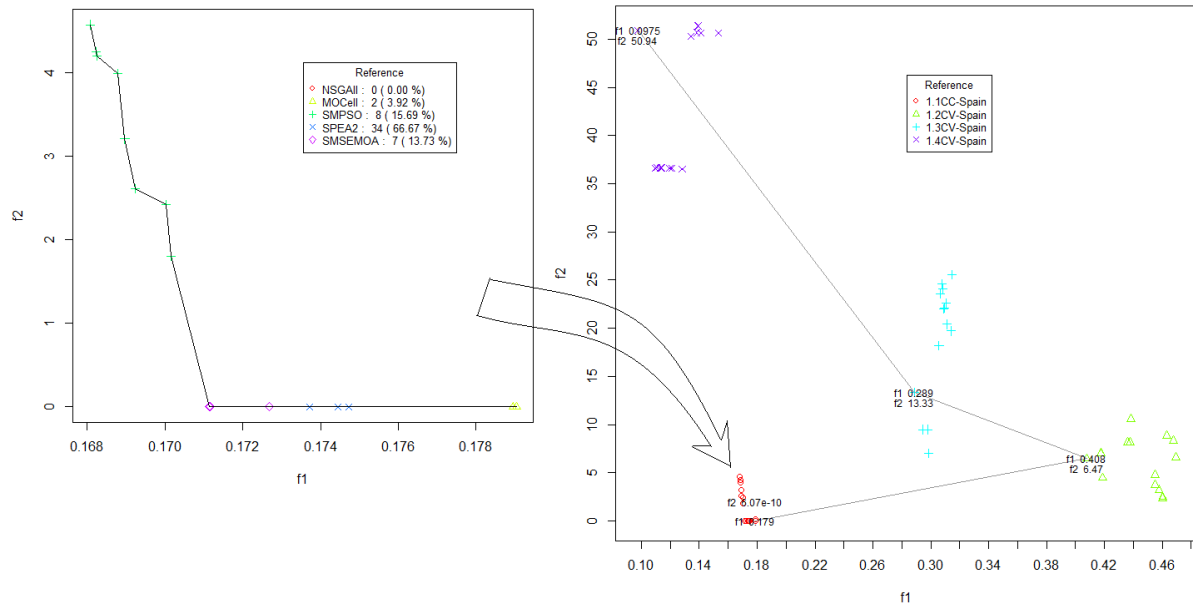


Figura 14.- Frente de Referencia de posibles soluciones con resultados de los indicadores de ajustes de las cuatro series de datos.

Otra forma de interpretar los resultados es utilizar la estadística descriptiva a través del Diagrama de Cajas (BoxPlot) de la Figura 15, en la cual se representan por separado las dos funciones objetivo. En ambas funciones para las series de validaciones se aprecia algo de simetría con indicadores entre el 25% y 75%, encontrándose de manera compacta con pocos valores atípicos. Con esto podría interpretarse que Qom no es muy sensible ante la variabilidad de cada uno de los parámetros para determinados rangos.

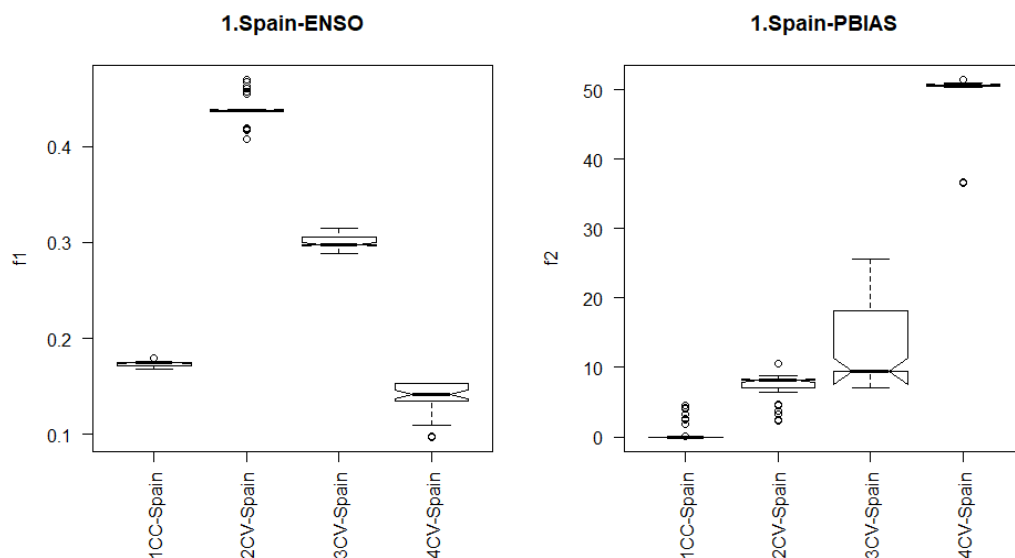


Figura 15.- BoxPlot, estadística descriptiva de los indicadores de ajustes para calibración y validaciones de la cuenca Asua.

2. **Artibai, Bizkaia, España** ($94,5\text{km}^2$, $\Delta t=10\text{min}$). El Río Artibai, de unos 20 km de largo, se extiende en dirección S-NE, con origen en dos agrupaciones de arroyos procedentes de montes entre 1.029 m 793 m de altitud, respectivamente. El sustrato geológico de la cuenca presenta predominio de calizas en cabecera y de areniscas y arcilla más adelante. El lecho fluvial es pedregoso con predominio de bloques o cantos rodados tanto en los arroyos como en el cauce principal. El periodo analizado va desde el 2002/06/17 al 2004/01/08, se requirió el fraccionamiento del estudio en cuatro partes porque hay discontinuidad de datos, las cuales una se utilizó para la calibración y las otras tres se usaron para las validaciones sumando un total de 2.462 registros. Es un problema continuo con $\Delta t = 10$ minutos. En la Figura 16, se representan el hietograma, y el hidrograma de calibración y en las Figuras 17, 18 y 20 los de validación. La Figura 21 es una ampliación de un período de la Figura 20.

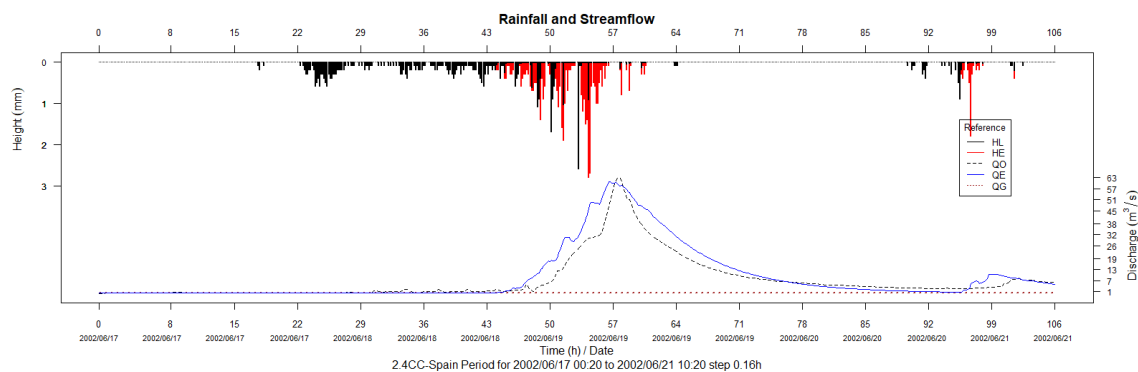


Figura 16. Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Artibai.
Calibración desde el 2002/06/17 al 2002/06/21.

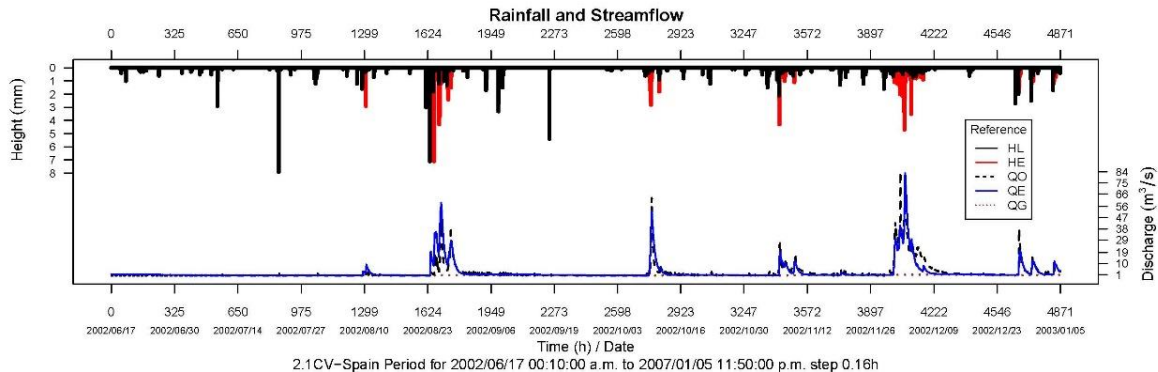


Figura 17.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Artibai.
Validación desde el 2002/06/17 al 2003/01/05.

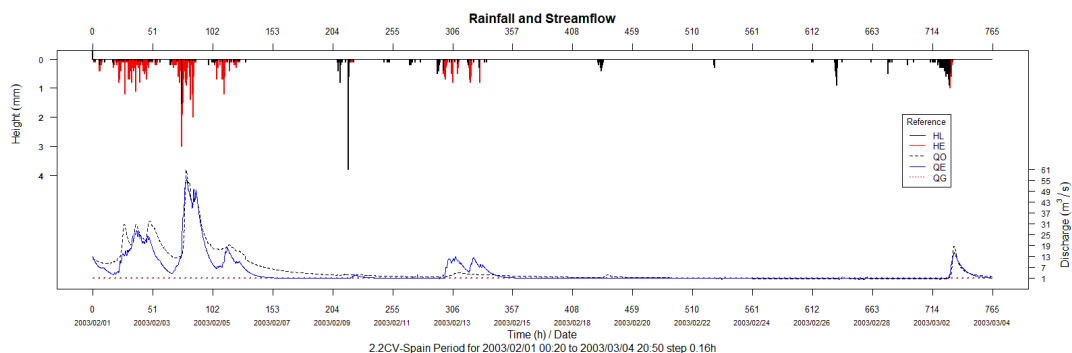


Figura 18.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Artibai.
Validación desde 2003/02/01 al 2003/03/04.

Para las estimaciones en la Serie de validación 2.2CV representada en la Figura 18, se ha considerado humedad antecedente porque existieron precipitaciones anteriores de las cuales no se tiene registros. Además, para el instante inicial de la serie hay un caudal de escorrentía directa asociado a esas precipitaciones. En el tiempo cero de esta serie para determinar la estimación se asignaron valores iniciales a Ro, So y a Qo. En la Figura 19 se representa la humedad en el suelo y su variación en función de la precipitación y el tiempo. Los resultados finales se muestran en la Tabla 8.

Tabla 8.- Valores del agua en superficie y de la humedad en el suelo de 2.2CV Spain

Mass Balance of Qom	mm	Hm3	Total	Balance (AE)	Relative Error (RE)
Rain	146,80	13,876		0,0	0,0
Initial Superficial Stora (Ro)	2,00	0,189			
Initial Soil Storage (So)	27,00	2,552	175,8		
Evapotraspiration	35,77	3,381			
Superficial Storage	2,23	0,211			
Soil Storage	23,59	2,229			
Groundwater Runoff	17,35	1,640			
Superficial Runoff	96,86	9,155	175.8		

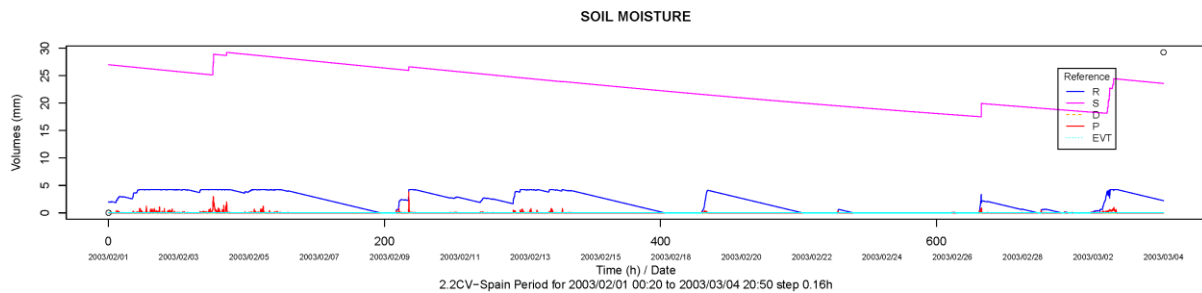


Figura 19.- Humedad antecedente y variación del almacenamiento en superficie y de la humedad del suelo.

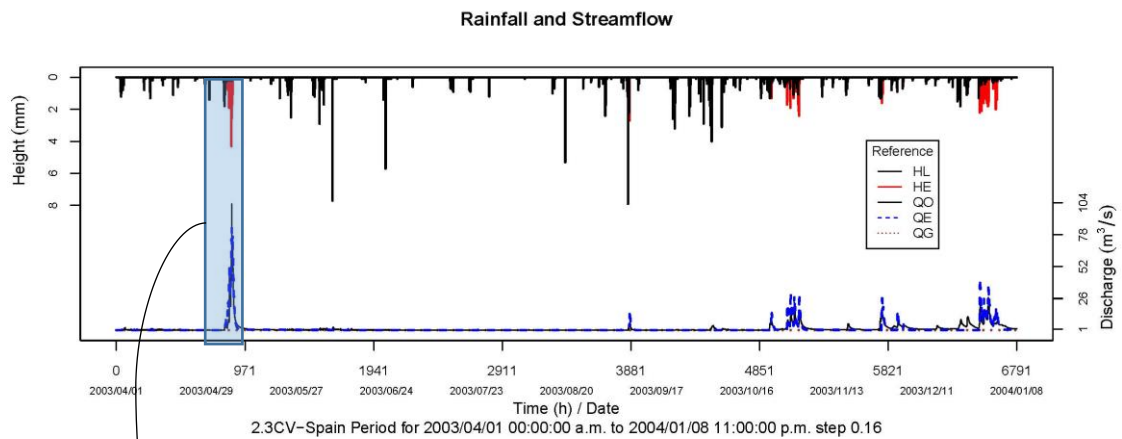


Figura 20.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Artibai. Validación desde 2003/04/01 al 2004/01/08

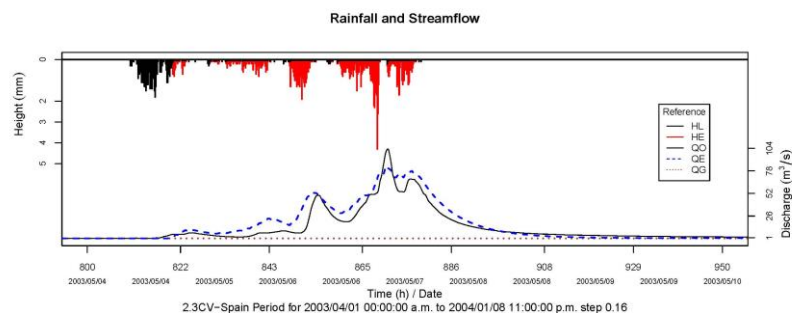


Figura 21.- Ampliación de la Figura 20 desde 2003/05/04 al 2004/01/08.

3. Sub-cuenca del Río San Antonio, estación Loop 410, Texas, USA (323,7 km², $\Delta t=15\text{min}$).

La morfometría de la sub-cuenca del Río San Antonio, con la cuenca de aporte hasta la estación Loop 410, Texas, USA, ha sido extraída del United State Geological Survey (USGS) al igual que una parte de los datos, también se obtuvo información hidrometeorológica de la WebUSGS. Posee un área de drenaje igual a 323,75km², pendiente promedio de 0.2%, posee un clima que se alterna entre seco y húmedo, los veranos son calurosos y los inviernos varían de suaves a fríos, la media de precipitación anual es de 738 mm. El esquema de la cuenca puede verse en la Figura 22 y corresponde a una cuenca sub-urbana y urbana. Para la calibración se utilizó previos períodos secos y a posterior dos eventos continuos que generaron dos picos de crecientes, correspondiendo 500 registros del total de 94.538 registros que incluyeron dos series de datos para validación. Aunque el río está regulado en la parte media de la cuenca por dos obras antes de pasar por la ciudad, una represa (Olmos Dam) y un túnel fluvial por debajo de la ciudad, para el test se lo consideró como no regulado. Las fechas utilizadas para el rango de calibración comprendieron desde 2010/11/15 al 2010/11/18 (Figura 23) siendo $\Delta t = 15\text{minutos}$. Las series de validaciones comprendieron los períodos desde el 2009/11/17 al 2012/07/26 (Figuras 24 y 25) y desde 2013/06/04 al 2016/03/24 (Figura 26), ambos con $\Delta t = 15\text{minutos}$.



Figura 22.- Sub-cuenca Alta del Río San Antonio, Cuenca sub-urbana y urbana.

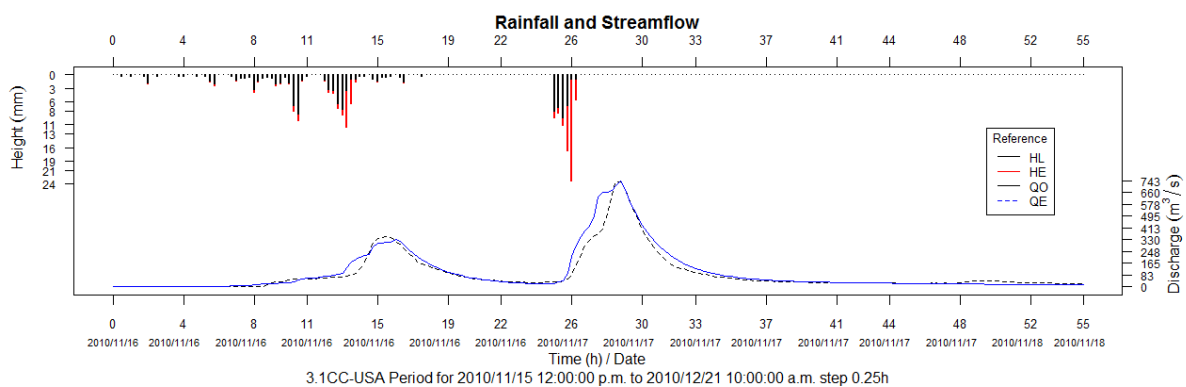


Figura 23.- Hietograma e Hidrograma de la Sub-cuenca Alta del Río San Antonio. Calibración desde 2010/11/16 al 2010/11/18.

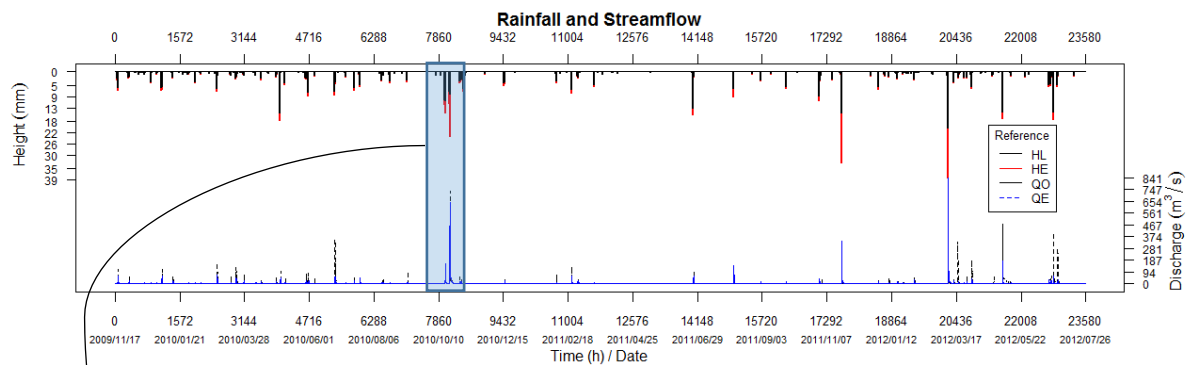


Figura 24.- Hietograma e Hidrograma de la Sub-cuenca Alta del Río San Antonio
Validación desde 2009/11/17 al 2012/07/26

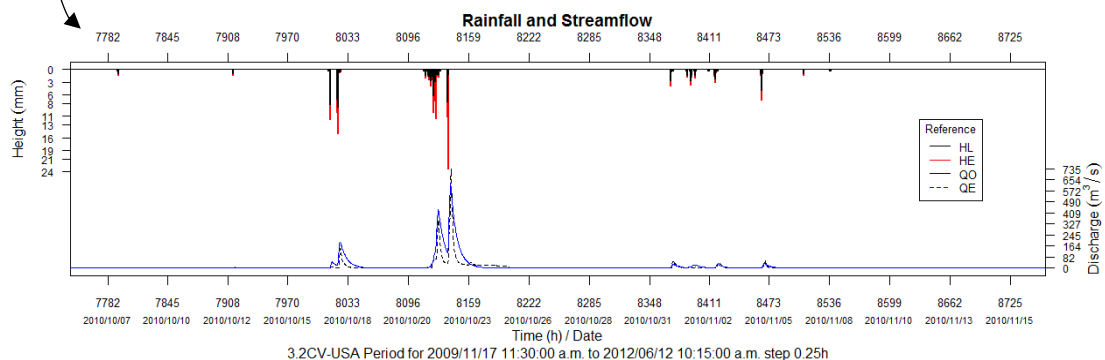


Figura 25.- Ampliación de la Figura 23 desde 2010/10/07 al 2010/11/15.

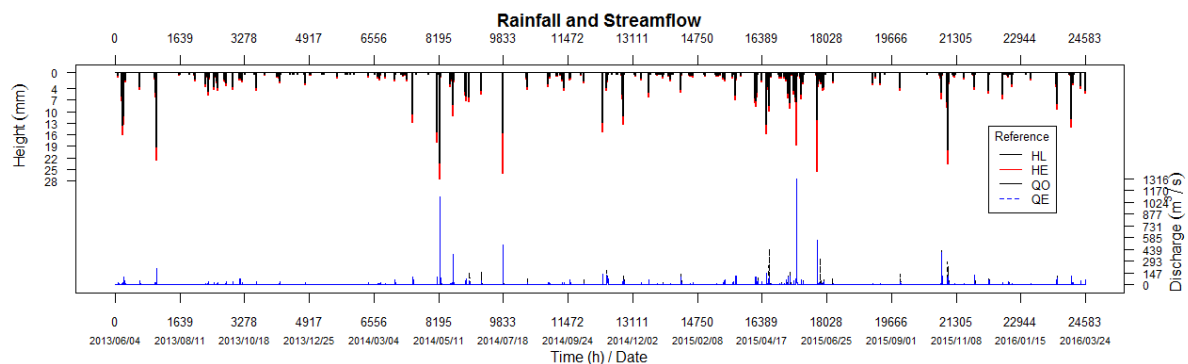


Figura 26.- Hietograma e Hidrograma de la Sub-cuenca Alta del Río San Antonio
Validación desde 2013/06/04 al 2016/03/24

4. San Antonio, Cuenca Alta, estación Goliad, Texas, USA (10.000km², $\Delta t=24h$);

La morfometría de la cuenca del Río San Antonio, que incluye el aporte hasta la estación Goliad se muestra en la Figura 27. A la cuenca la hemos considerado regional como unidad única de área de drenaje, siendo permeable la mayoría de su superficie, posee pendientes entre 0.2% a 3%, tiene una forma alargada de noroeste a sureste, el clima es variado, alterna entre húmedo y predominantemente seco. Los datos hidrometeorológicos con $\Delta t = 24,0$ horas fueron obtenidos de USGS y WebUSGS. Cada test corresponde a un solo evento, comprendiendo las tormentas más severas que se desarrollaron en la región hasta la fecha considerada en estudio. Al ser un área de drenaje extensa del tipo regional, el área de

incidencia de las tormentas se la ha distribuidas espacialmente. Los hietogramas e hidrogramas se aprecian en las Figuras 28, 29 y 30.



Figura27.- Cuenca Alta del Río San Antonio, influencia de aportes en estación Goliad.

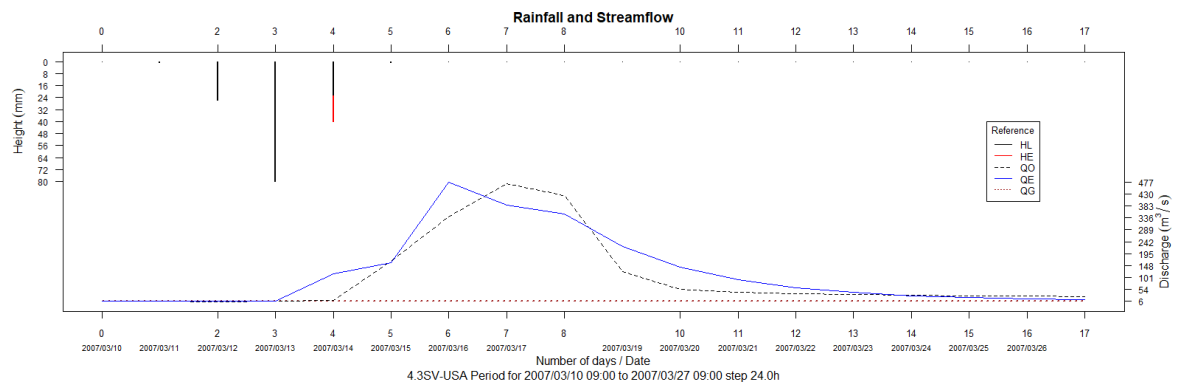


Figura 28.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca Alta del Río San Antonio
Calibración desde 2007/03/09 al 2007/03/27

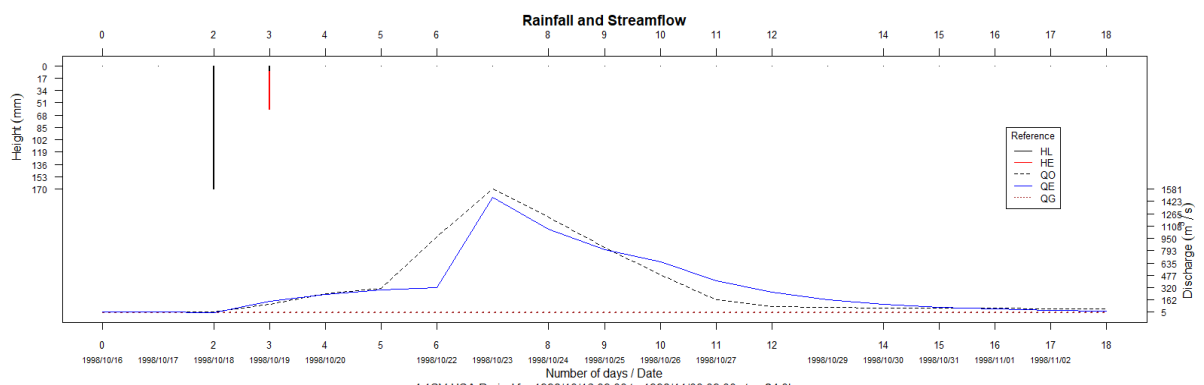


Figura 29.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca Alta del Río San Antonio
Validación desde 1998/10/15 al 1998/11/03

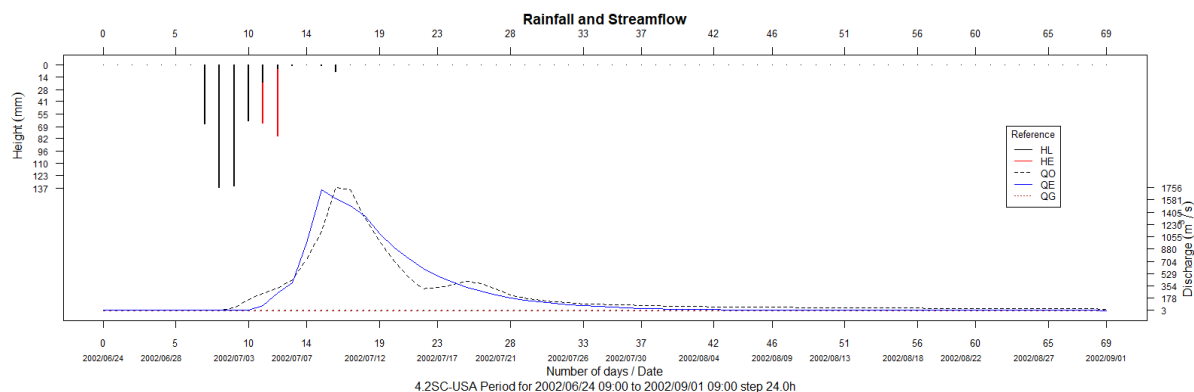


Figura 30.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca Alta del Río San Antonio
Validación desde 2002/06/23 al 2002/08/31

Trabajar con estos eventos simples requirió que se hagan varios intentos para elegir cuál de ellos se debería utilizar para la calibración y cuales para la validación. Finalmente, armado de esta manera se consiguieron los parámetros aceptables para las estimaciones.

5. Sub-cuenca del Río Juquiá en Estación 4F-018R, Ribeira Do Iguapé, São Pablo, Brasil (4.360km², $\Delta t=1,0$ hora y $\Delta t=15$ minutos).

Los test pertenecientes a la sub-cuenca del Río Juquiá en la estación hidrometeorológica 4F-018R, comprende un área de drenaje igual a 4.360,0km², código 81679000, cuenca del Río Ribeira Do Iguapé, São Pablo, Región Hidrográfica del Atlántico Sudeste, Brasil catalogada por la Agência Nacional de Aguas (ANA), Brasil. La Figura 31 da cuenta de su ubicación y forma. La topografía es montañosa con características de río algo caudaloso y turbulento. La región presenta un clima tropical caliente, con altas temperaturas en verano. La temporada de alta intensidad de lluvias se produce en invierno con temperaturas suaves. Existen dos represas hidroeléctricas pequeñas en el curso alto del río, sin embargo, se ha considerado a los test como río no regulado. Se extrajeron los datos de la WebANA <http://www.mapas-hidro.ana.gov.br>, debido a la discontinuidad temporal de los datos y a la diferencia de tiempo entre series de registros, fraccionamos el test de la sub-cuenca Juquiá en cuatro partes, dos para los períodos con $\Delta t = 1,0$ hora y dos para los periodos $\Delta t = 15$ minutos. Es importante remarcar que se calibró con una escala de tiempo de 1 hora para un período muy extenso de 2.400 horas continuas, incluyendo varios eventos y se validaron con escalas de tiempos diferentes, de 1 hora y 15 minutos manteniendo un único juego de parámetros. Para este test no se consideró un caudal de salida de napas. Resultados en las Figuras 32, 33, 34 y 35.



Figura 31.- Sub-cuenca del Río Juquiá en Estación 4F-018R, Ribeira Do Iguapé, Sao Pablo, Brasil.

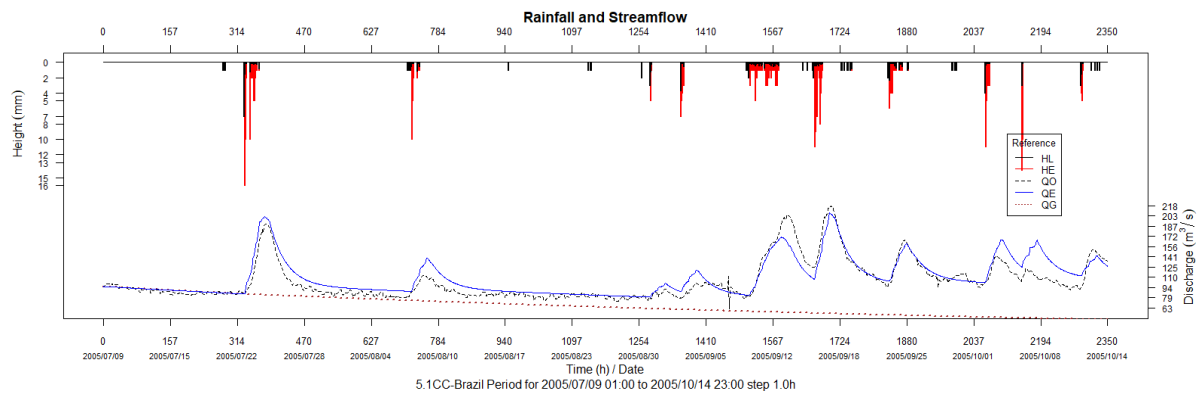


Figura 32.- Hietograma e Hidrograma de Sub-cuenca del Río Jiquíá en Estación 4F-018R
Calibración desde 2005/07/09 al 2005/10/14 - $\Delta t = 1,0$ hora

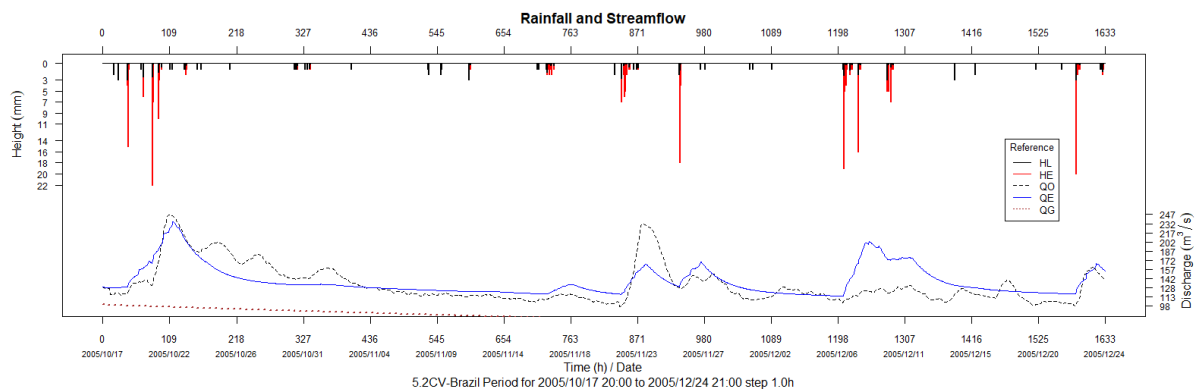


Figura 33.- Hietograma e Hidrograma de Sub-cuenca del Río Jiquíá en Estación 4F-018R
Validación desde 2005/10/17 al 2005/12/24 - $\Delta t = 1,0$ hora.

La tercera serie representada en la Figura 34 se cuenta con una de las intensidades de lluvias más bajas al igual que los valores de los caudales.

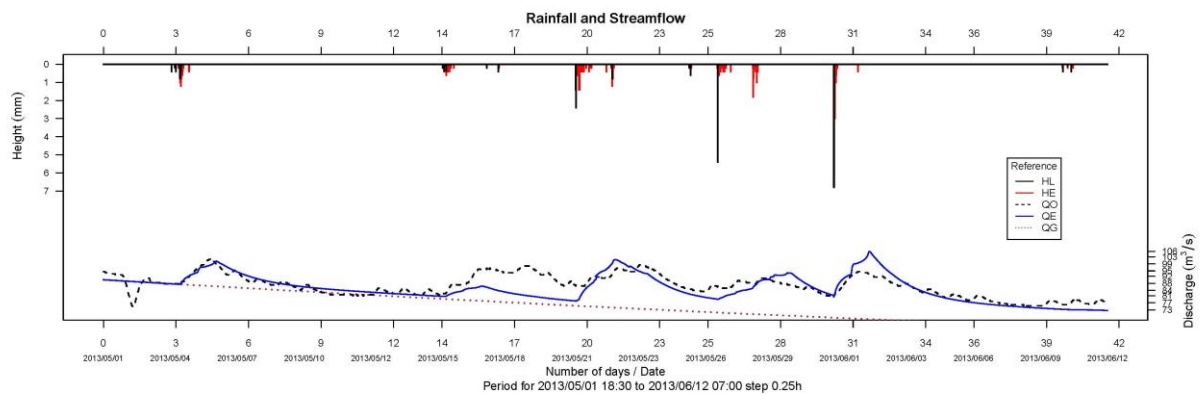


Figura 34.- Hietograma e Hidrograma de Sub-cuenca del Río Jiquíá en Estación 4F-018R
Validación desde 2013/05/01 al 2013/06/12 - $\Delta t = 15$ minutos.

En la Figura 35 se observa claramente que se parte con humedad antecedente y con un caudal inicial. Además, recordando que la calibración se hizo con una serie teniendo $\Delta t=1$ hora y en esta serie se utilizaron los mismos parámetros para $\Delta t=15$ minutos. Se recuerda que existen aguas arriba a la salida dos represas hidroeléctricas, en la Figura 33 existe falta de ajuste cuando hay precipitaciones que puede deberse a la retención de un volumen en el embalse.

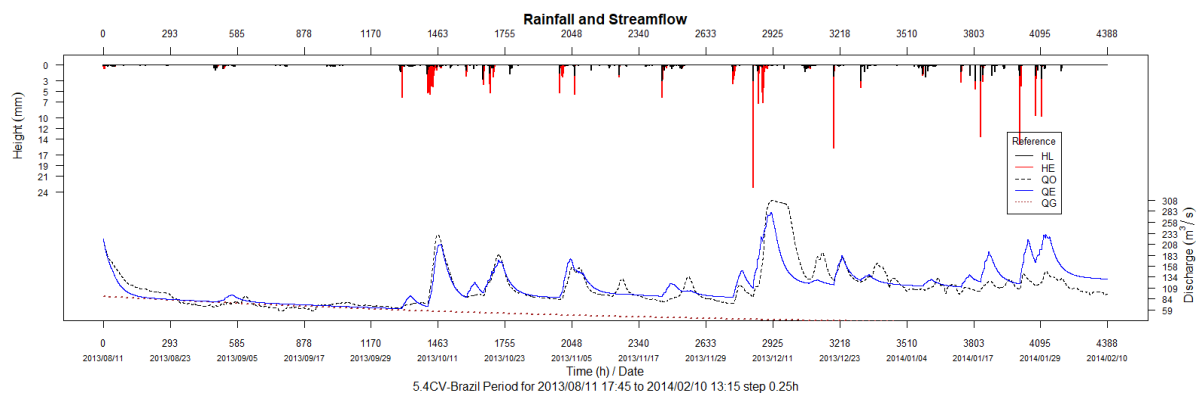


Figura 35.- Hietograma e Hidrograma de Sub-cuenca del Río Juquía en Estación 4F-018R
Validación desde 2013/08/11 al 2014/02/10 - $\Delta t = 15$ minutos

6. Río Salado Santafesino, República Argentina, aforo RP N°70 (41.531km², $\Delta t=24$ h).

La cuenca inferior del Río Salado adopta las características generales de un río de llanura del tipo aluvial. El valle de inundación del río se caracteriza por presentar muy baja energía de relieve con pendientes entre el 0,01% al 0,04%. La cuenca presenta grandes depresiones, paleocauces, y lagunas permanentes. En verano persisten masas de aire tropical cálido y húmedo con vientos del norte con altas temperaturas, mientras que en invierno una masa de aire polar enfría la región. Para este test se intentó reproducir los eventos incluidos en el estudio realizado por Bacchiaga, J.C.Bertoni y J.A.Maza (2003). La Figura 36 muestra la composición en sub-cuencas pero a fines del presente se la ha considerado como una macro cuenca.



Figura 36.- Cuenca Baja del Río Salado Santafesino, Santa Fe, República Argentina.
Fuente: Bacchiaga, J.C.Bertoni y J.A.Maza (2003)

En las Figuras 37, 38 y 39 se reprodujeron los hidrogramas para eventos simples considerando el aporte de un caudal de napas o de capa profunda QG, notándose en este un crecimiento progresivo, un pico y recesión. Entre los picos del hidrograma de superficie observado QO y el pico del QG oscilan en 700 horas promedio.

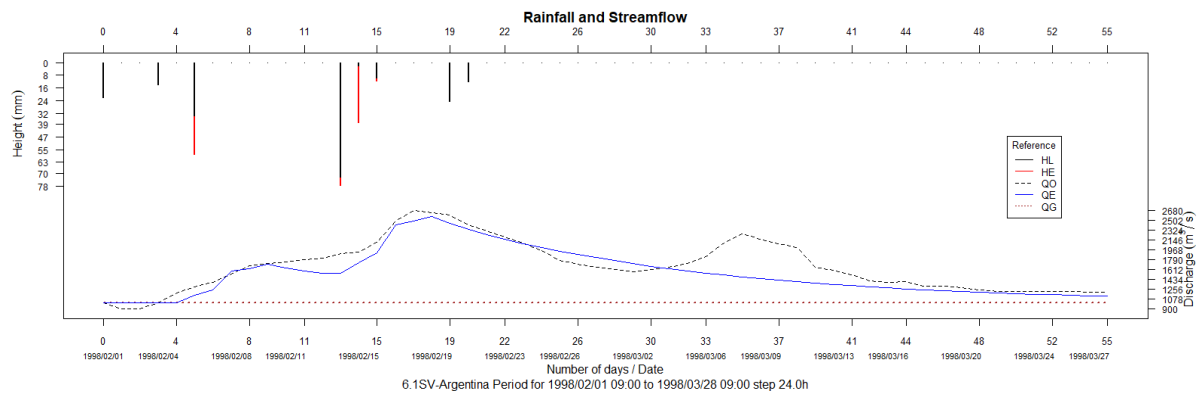


Figura 37.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Salado Santafesino
Calibración desde 1998/01/31 al 1998/03/26 - $\Delta t = 24,0$ horas

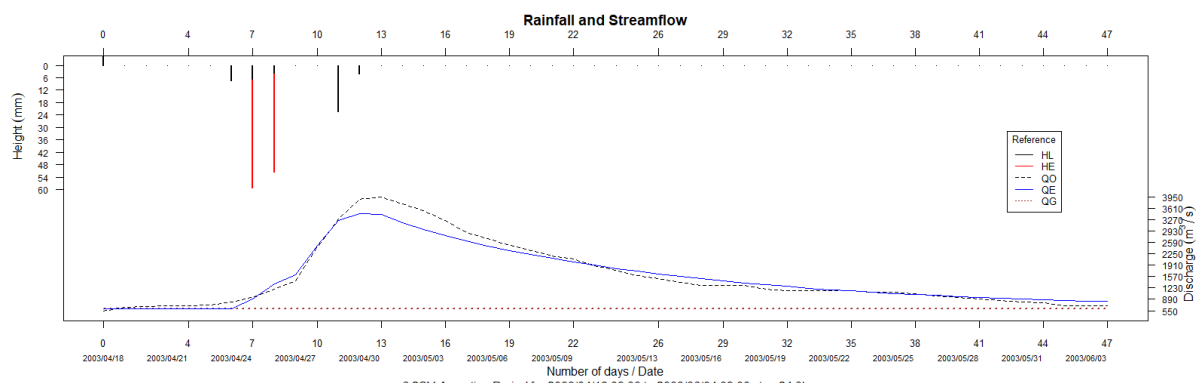


Figura 38.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Salado Santafesino
Validación desde 2003/04/17 al 2003/06/02 - $\Delta t = 24,0$ horas

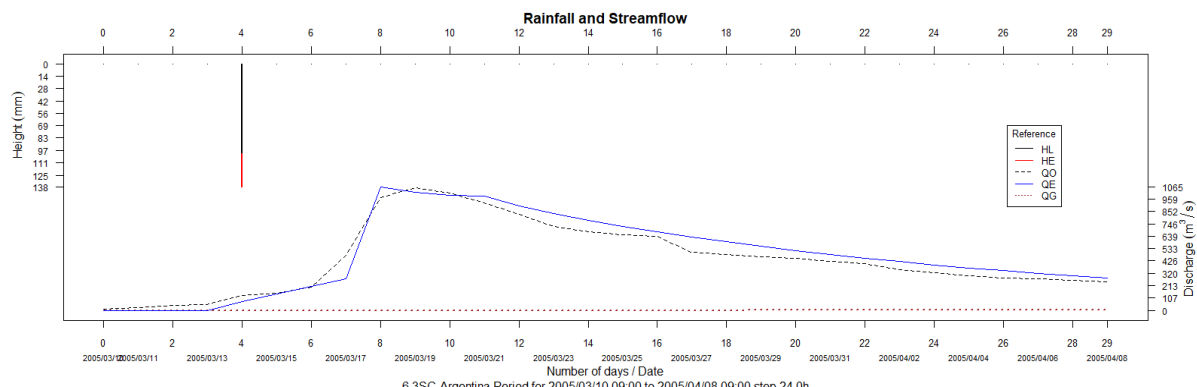


Figura 39.- Hietograma e Hidrograma de la Cuenca del Río Salado Santafesino
Validación desde 2005/03/08 al 2005/04/07 - $\Delta t = 24,0$ horas

7. Cuenca Alta del Río Bermejo, Est. Balapuca, Argentina-Bolivia (4.398,8km², $\Delta t=24h$).

La cuenca se ubica en el norte argentino, provincia de Salta compartiendo una parte con Bolivia. La sub-cuenca pertenece a la Cuenca del Río Bermejo. Tiene el ecosistema montañoso de la Cordillera de los Andes con una pendiente media del 35%. El régimen hidrológico de los ríos es netamente pluvial con una variedad estacional bien definida, caracterizado por un período de importantes caudales en la época lluviosa. Fuente: Comisión Nacional del Río Bermejo (COREBE). Red Hidrometeorológica de Monitoreo. La ubicación y la forma de la cuenca se la puede observar en la Figura 40.

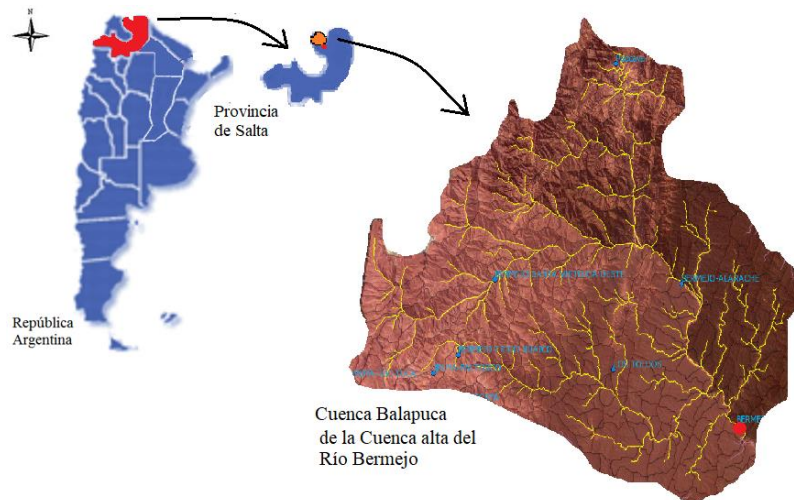


Figura 40.- Cuenca Alta del Río Bermejo, Estación Balapuca, Argentina-Bolivia.
Fuente: Comisión Nacional del Río Bermejo (COREBE).

Para la calibración se utilizó un período de varios eventos entre 1971/12/02 y el 1972/01/01 comprendiendo 412 días, Figura 41. Para la validación se utilizó una de las series continuas más prolongada en este estudio, con fechas desde 1972/01/02 al 2015/09/01 incluyendo 15.766 registros. Acumulando un volumen total precipitado de 56.902mm. La Figura 42 representa para dicho período el Hietograma y los Hidrogramas con ampliaciones en dos sectores Figuras 43 y 44.

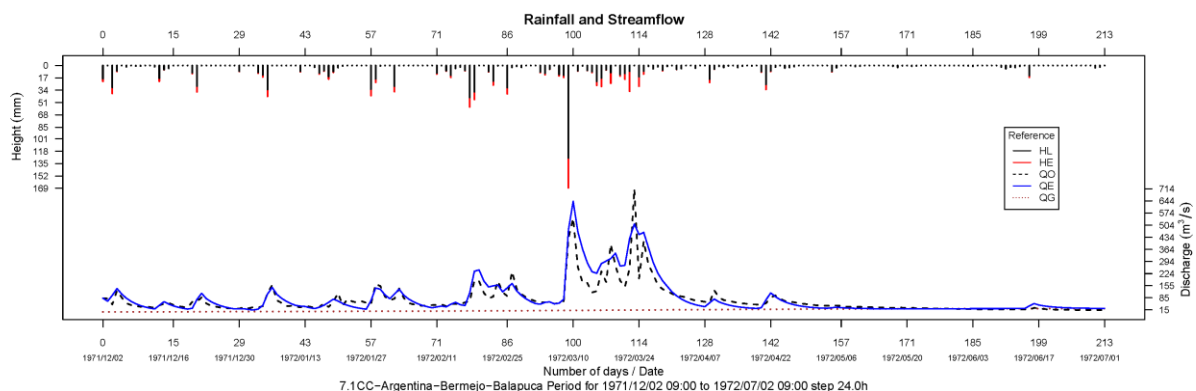


Figura 41.- Hietograma e Hidrograma de la Sub-cuenca del Río Bermejo, estación Balapuca
Calibración desde 1971/12/02 y 1972/01/01 - $\Delta t = 24,0$ horas

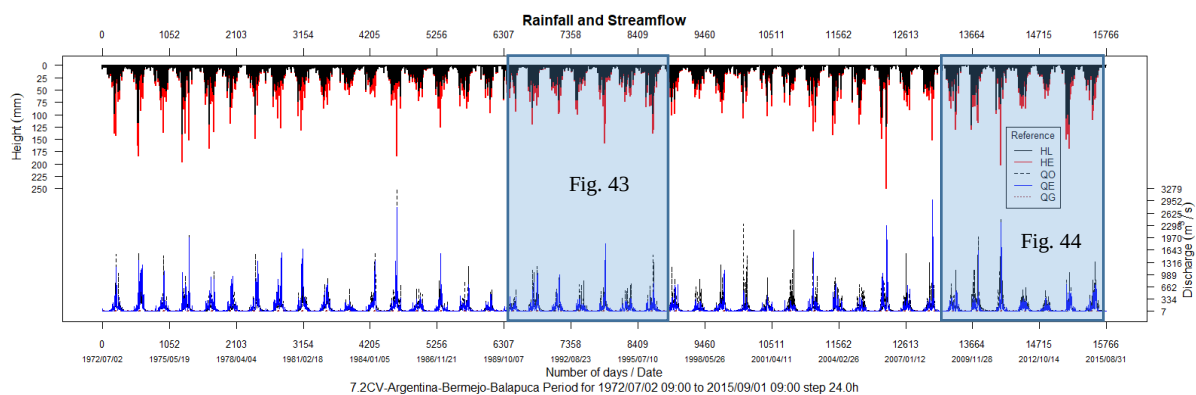


Figura 42.- Hietograma e Hidrograma de la Sub-cuenca del Río Bermejo, estación Balapuca
Validación desde 1972/07/02 al 2015/08/31 - $\Delta t = 24,0$ horas

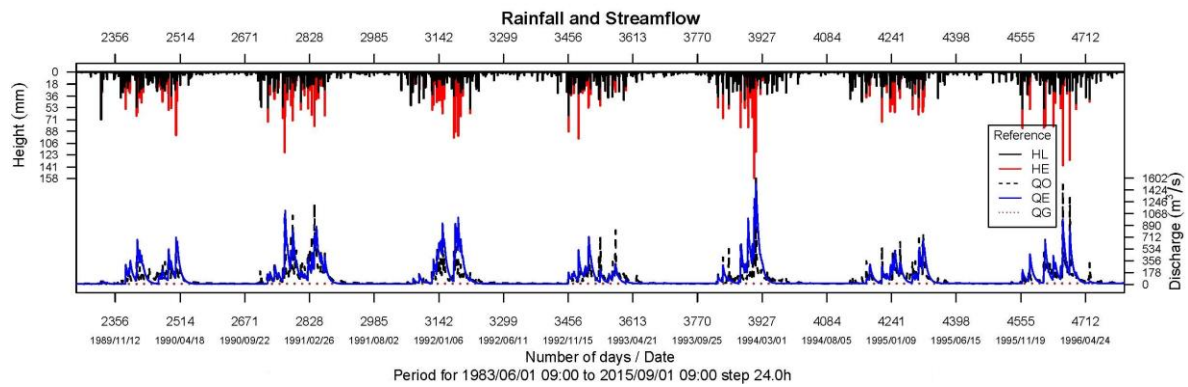


Figura 43.- Zoom de la Figura 42 entre el 1989/11/12 al 1996/04/24

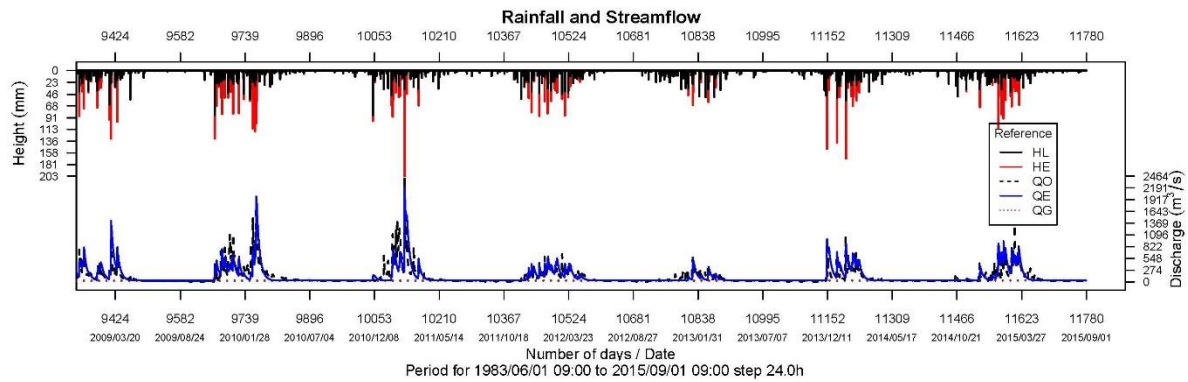


Figura 44.- Zoom de la Figura 42 entre el 2009/09/20 al 2015/09/01

La Curva de Duración de los caudales Observados y Estimados es otra manera de valorar el comportamiento del modelo de simulación y de los parámetros, permitiendo apreciar para que grupos de caudales se obtuvieron mejores ajustes, Figura 45. En esta figura se aprecia buena concordancia de los caudales comparados.

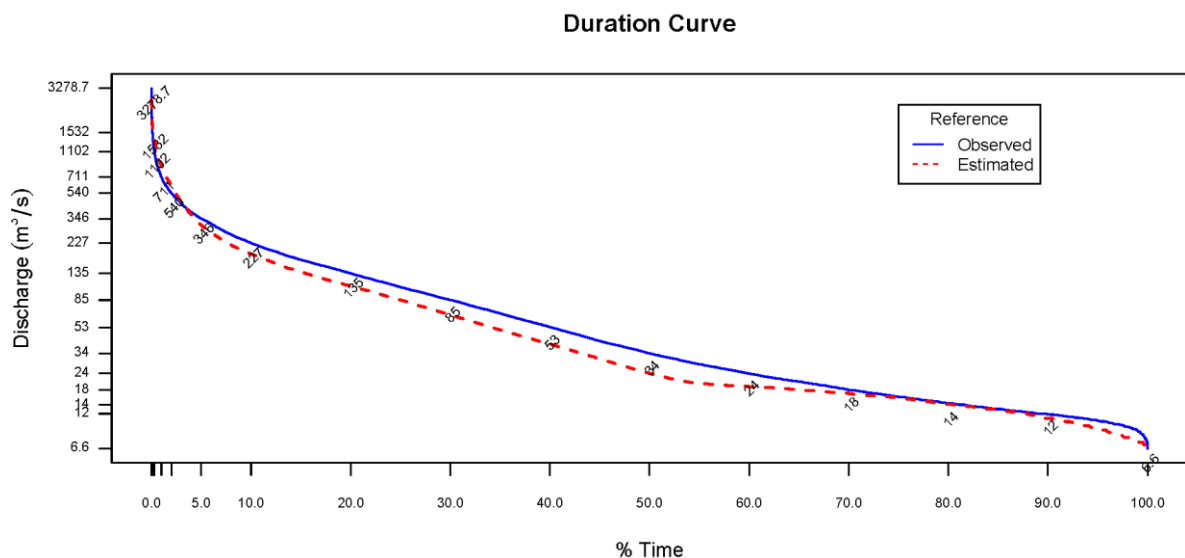


Figura 45.- Curva de Duración de los caudales observados y estimados para la serie de validación desde 1972/07/02 al 2015/08/31 Sub-cuenca del Río Bermejo, estación Balapuca.

8. Cuenca Baja del Río Negro, Provincia del Chaco, Argentina ($338,2\text{km}^2$, $\Delta t=1\text{h}$).

Es difícil determinar el área efectiva de la cuenca por la escasa pendiente del terreno, que en épocas de lluvias se producen transfluencias entre sub-cuencas. Atraviesa varias zonas urbanas, entre ellas Resistencia la capital de la provincia. El mayor aporte hídrico proviene de las lluvias locales, caracterizadas por una alta variabilidad. Los meandros abandonados de la planicie, constituyen numerosas lagunas que funcionan como reservorios de agua. El Río Negro se encuentra regulado en el inicio de la cuenca y a la salida, tiene una fuerte incidencia del Río Paraná, que es donde desemboca. Fuente: Asociación de Apoyo a la Facultad de Ingeniería (AFIN), Universidad Nacional del Nordeste (UNNE) y Administración Provincial del Agua, Chaco (APA) Figura 46.

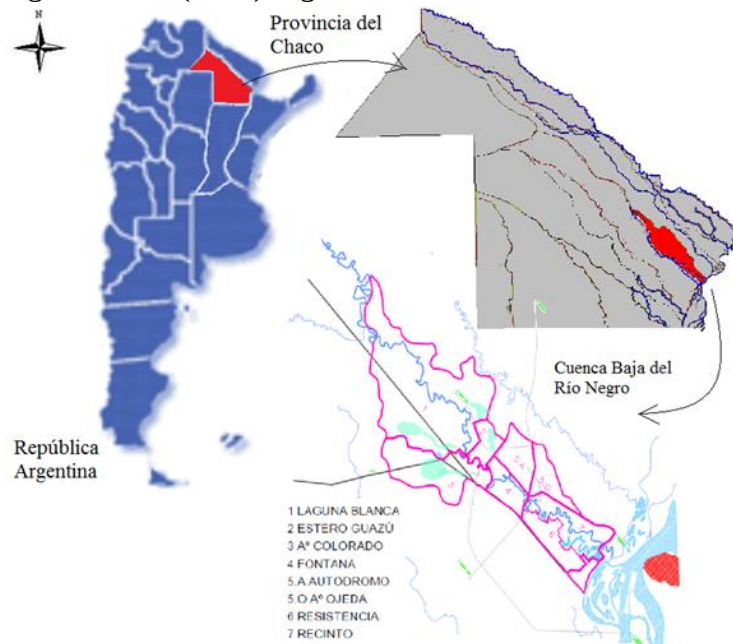


Figura 46.- Cuenca Baja del Río Negro, Chaco, Argentina.
Fuente: Administración Provincial del Agua, Chaco.

En este test a diferencia de los anteriores, se buscó replicar los hidrogramas que dieron origen a los proyectos finales de las obras hidráulicas construidas en la provincia. Los hidrogramas que aparecen como observados no son tales, son producto de aplicar modelos numéricos y de estimaciones corroborados con niveles y aforos discontinuos. En este trabajo se buscó un juego de parámetros para la cuenca de aporte en Puerto Tirol (Laguna Blanca 157.5km^2) y otro juego de parámetros por incorporar topografía distinta abarcando la cuenca de aporte completa en $338,2\text{km}^2$ (hasta la localidad de Pto. Barranqueras).

En *AFIN-SUPCE (1999)* se utilizó el modelo ARHYMO para simular la esorrentía directa de la cuenca de aporte en Puerto Tirol. Se consideraron dos eventos por separado, el primero para determinar la humedad antecedente del segundo evento. El mismo problema se resolvió simplificando considerablemente el sistema, con una única cuenca se definió el caudal de esorrentía superficial y el de napa con los dos eventos continuos, ver Figura 47.

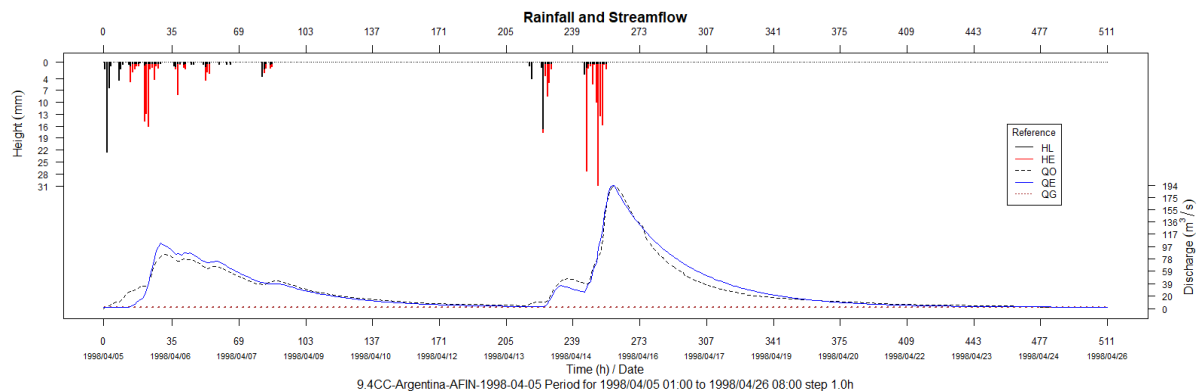


Figura 47.- Sub-Cuenca Baja del Río Negro, Laguna Blanca 157.5km², estación Puerto Tirol, Chaco, Argentina.
Calibración desde 1998/04/05 al 1998/04/26 - $\Delta t = 1,0$ hora

En la Figura 48, se muestra el hietograma e hidrograma sobre la cuenca de aporte de 338,2km² para dos meses de registros con $\Delta t = 15$ minutos, en donde se produjeron copiosas lluvias y varios eventos para un estado previo seco. El hidrograma no tiene caudales observados, es decir, no hay datos de aforos continuos. Sin embargo, se aforó un caudal medio de 81,5m³/s en la estación de bombeo ubicada en Pto. Barranqueras el día 01/12/2009 que coincide con el hidrograma estimado en la etapa de recesión, estimándose un caudal pico de 132m³/s. En la Figura 48 solo se presentan los caudales que estimó Qom. Fuente: Sistema Automático de Telemedición (SAT), Dirección de Estudios Básicos, APA.

Con los parámetros hallados se modeló el sistema hidrológico de la cuenca de aporte sin regulación para comparar con el hidrograma desarrollado por *INCONAS (2001)* para el proyecto y diseño de la obra de regulación y control en Pto. Barranqueras. *INCONAS* utilizó el software *HEC-HMS* optando por una cuenca semi-distribuida (dividida en sub-cuencas), método CN para pérdidas y tormentas de diseño con tiempo de recurrencia de 100 años a eventos continuos. En este estudio, se simplificó el problema replicando las mismas tormentas de diseño sobre una única cuenca considerada como concentrada. Se solaparon los resultados en la Figura 49, en donde puede observarse similares comportamientos, aunque para los tiempos de recesión para Qom son más prolongados y generan más volúmenes.

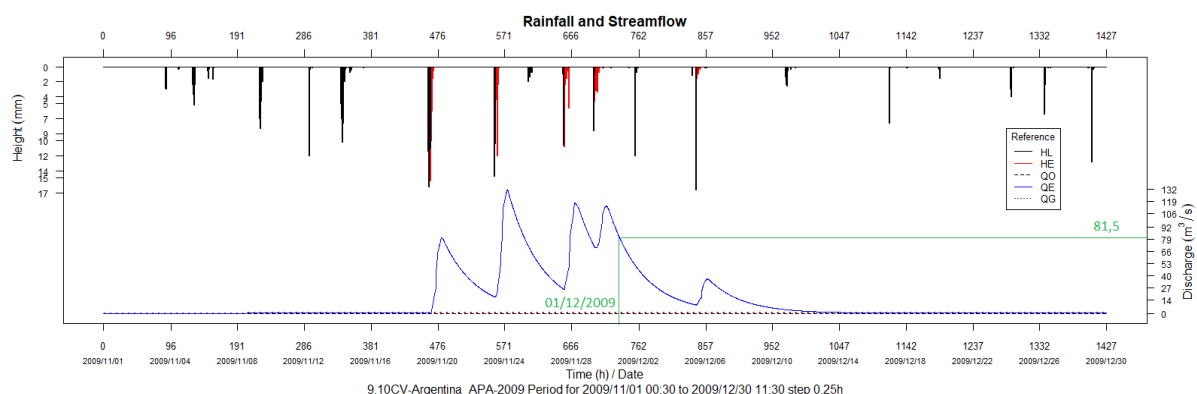


Figura 48.- Cuenca Baja del Río Negro, 338,2km², Pto. Barranqueras, Chaco, Argentina.
Tormentas registradas desde 2009/11/01 al 2009/12/30 - $\Delta t = 15$ minutos

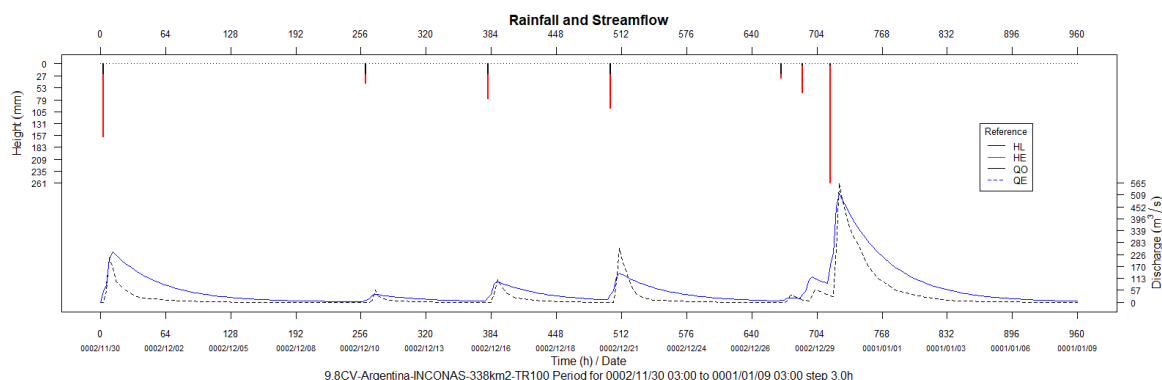


Figura 49.- Cuenca Baja del Río Negro, 338,2km², Pto. Barranqueras, Chaco, Argentina.
Validación con hidrograma INCONAS TR 100 años - $\Delta t = 1,0$ hora

EVALUACIÓN DE RESULTADOS

En la **Tabla 8** se muestran los valores de los parámetros elegidos para cada cuenca luego de los procesos de calibración y validación. No son únicos, puede haber otros juegos de parámetros con mejores o peores resultados pero aceptables.

Tabla 8.- Valores elegidos para los parámetros.

Cuenca del Río	Rmáx (mm)	Smáx (mm)	VC (mm/h)	Ki (h)	Kp (h)	Kg (h)
1. Asua	16,0	131,0	0,09	8.613,0	6,6	20.446
2. Artibai	12,7	54,0	0,07	653,0	7,6	75.596
3. San Antonio, Loop 410	13,7	46,0	0,29	132,0	1,1	3.0e6
4. San Antonio, Goliad	218,0	435,0	0,29	107,0	50,0	16.150
5. Jucuiá, 4F-018R	7,0	10,0	0,01	50,0	4.500,0	3.000
6. Salado Sanafesino	100,0	423,5	0,005	31,0	350,0	1.200
7. Bermejo, Balapuca	5,6	352,0	0,27	20,0	300,0	2,0e6
8. Baja del Río Negro -Tirol	4,0	37,0	0,14	7,5	36,0	1,6e4
- Barranqueras	22,0	220,0	0,50	35,0	50,0	1,6e4

Estos parámetros fueron elegidos utilizando el análisis como el de la Figura 14, y el de la Figura 50. En esta última muestra a través del diagrama de cajas la variación que podría haber para escoger los parámetros del problema 2, cuenca del Río Artibai. Se observa poca dispersión entre los valores extremos mínimos y máximos, se estampa el valor de la mediana para cada parámetro y tal vez el entorno alrededor de estos valores podría escogerse los valores de los parámetros.

Si se contara con escasa información acerca de las características de la cuenca o se dificulte la calibración con seis parámetros, se puede adicionar parámetros calibrables como variables de decisión optativas, siendo estas el coeficiente de forma de la cuenca (**CF**), valor numérico adimensional; el tiempo de concentración (**CT** en hora) y; el valor del exponente **Eq**, que es la base exponencial correspondiente a la ecuación del modelo de Reservorio Lineal Simple. El incremento de parámetros es optativo y no siempre se mejoran los ajustes. Esta posibilidad de cambiar el valor de la base exponencial se debe a que "... el modelo de respuesta Clark tiene un solo parámetro por respuesta con la dificultad de representar cuencas con mayor retardo" (extraído de Tucci C.E.M. 2005. Modelos Hidrológicos 2da edición. Edit. UFRGS. ABRH Pág. 115). Entonces, aumentando o reduciendo la base exponencial los picos de los hidrogramas crecen o decrecen sin aumentar o reducir considerablemente los volúmenes escurridos.

La **Tabla 9** da cuenta de la calidad de los ajustes *Duda et al (2012)* y del funcionamiento en las estimaciones de Qom. Las columnas tienen números que significan: 1) las cuencas estudiadas identificadas con números; 2) las series de datos con el número de la serie y dos letras que

significan, la primera el significado de evento continuo con C y S para evento simple y la segunda letra C calibración y V de validación. En la fila de abajo, el espaciado de tiempo de los registros; 3) períodos de estudios con formato de año, mes y día (aaaammdd); 4) la cantidad de registros por series; 5) el volumen de precipitación total en ese periodo; 6) el Error relativo del Balance de Masa aplicando Qom; 7) el Error Relativo entre los Q^p observados y estimados aplicando Qom-Clark; y desde el 8) al 12), los valores de los indicadores de ajustes que son comparables con los valores expuestos en la sección Calibración y Validación.

En la Tablas 6, los calificativos de ajustes se clasificaron para períodos de registros mensuales y diarios siendo para estos últimos más tolerantes para los errores de ajustes. En este estudio se ha considerado la misma clasificación pese a que se modelaron algunos datos de cuencas con registros de tiempos más cortos de 10, 15 y 60 minutos cuyos ajustes son más complejos de conseguir en períodos continuos. Bajo estas condiciones siguiendo con la idea que ajustes con períodos más cortos debería tener límites más tolerantes, tal vez se podría decir que ajustes buenos podría ser muy buenos o excelentes y ajustes aceptables o justos podrían ser buenos.

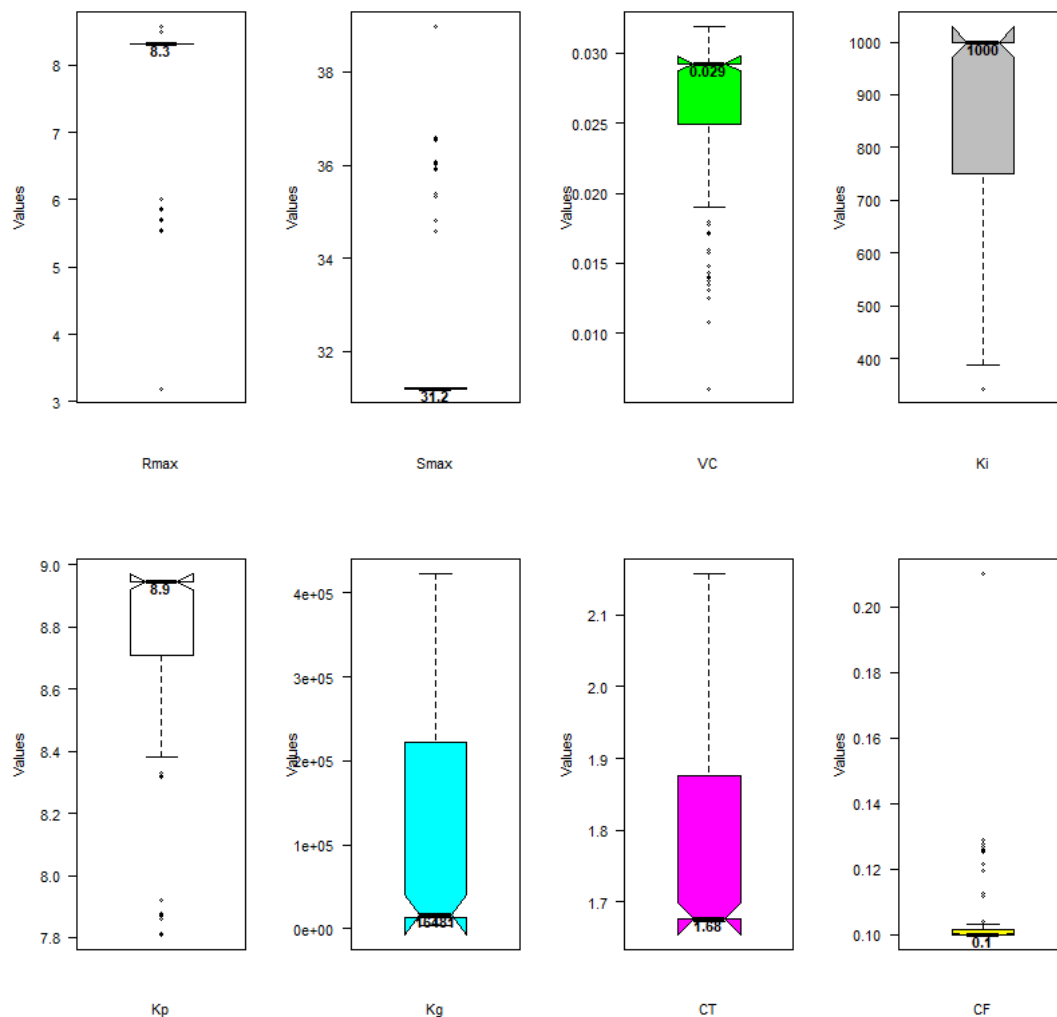


Figura 50.- Diagrama de cajas para el análisis de parámetros del Problema 2.

Tabla 9. – Series, períodos e indicadores de ajustes.

1 Cu- en- ca	2 Series	3 Periodo	4 Re- gis- tros	5 P (mm)	6 RE% MB Qom	7 RE% Q ^p	8 R ²	9 ENS	10 PBIAS	11 ERQQ	12 RSR
1	1CC Δt=24h	20070205 20070810	187	578	0,0	0,5	0,84	0,82	8,7	0,35	0,42
	2CV Δt=24h	20050606 20070108	582	1.619	0,0	-20,9	0,58	0,56	9,4	0,62	0,66
	3CV Δt=24h	20070909 20090411	581	2.217	0,0	-37,7	0,75	0,75	9,4	0,37	0,49
	4SV Δt=24h	20090608 20090930	115	314	0,0	37,4	0,95	0,82	18,0	0,37	0,42
2	1CV Δt=10min	20020617 20021231	29.224	819,4	0,0	18,2	0,80	0,71	1,7	0,44	0,54
	2CV Δt=10mm	20030201 20030304	4.588	146,8	0,6	-2,6	0,85	0,83	19,9	0,02	0,41
	3CV Δt=10min	20030401 20040108	40.747	935	0,0	-12,4	0,81	0,63	14,5	0,19	0,60
	4CC Δt=10min	20020617 20020621	637	81,7	7,4	-3,8	0,94	0,84	22,6	0,06	0,39
3	1CC Δt=15min	20101115 20101221	300	171,5	0,0	6,1	0,87	0,86	20,1	0,13	0,38
	2CV Δt=15min	20091117 20120612	94.315	1.924	0,5	-19,6	0,56	0,54	9,3	0,41	0,67
	3CV Δt=15min	20130604 20160324	98.328	2.209	0,2	-0,7	0,71	0,69	85,3	0,18	0,56
4	1SV Δt=24h	19981015 19981102	19	230	0,9	-6,7	0,85	0,85	4,3	0,06	0,38
	2SV Δt=24h	20020623 20020831	70	554	0,0	-1,8	0,93	0,91	4,5	0,09	0,29
	3SV Δt=24h	20070309 20070309	18	147	-10,0	3,6	0,85	0,84	6,2	0,17	0,40
5	1CC Δt=1h	20050709 20050709	2.351	435	0,0	-4,6	0,83	0,79	5,0	0,06	0,45
	2CV Δt=1h	20051017 20060104	1.634	306	0,2	-4,5	0,43	0,40	3,7	0,09	0,77
	3CV Δt=15m	20130501 20130613	3.987	71	0,0	20,2	0,22	-1,0	6,6	0,04	1,4
	4CV Δt=15m	20130811 20131222	17.551	858	0,0	-8,0	0,61	0,60	1,05	0,19	0,57
6	1SV Δt=24h	19980131 19980327	56	258	0,0	-3,9	0,73	0,67	3,11	0,0	0,53
	2SV Δt=24h	20030417 20030603	48	145	1,08	0,1	0,97	0,96	2,31	0,12	0,20
	3.SC Δt=24h	20050309 20050407	192	1.240	0,0	0,6	0,98	0,96	7,5	0,0	0,25
7	1CV Δt=24h	19711201 19720701	214	24.886	0,0	-8,7	0,80	0,67	5,8	0,28	0,66
	2CV Δt=24h	19720702 20150831	15.766	80.544	0,0	-9,2	0,49	0,34	4,9	0,34	0,81
8	1CC Δt=1h	19980405 19980521	512	290	0,0	0,29	0,97	0,96	2,62	0,00	0,19
	2CV Δt=1h	T. diseño TR=100	321	733	0,0	-8,5	0,81	0,50	125,0	0,08	0,72
	3CV Δt=1h	20091101 20091230	5.709	727	0,0						

Referencias

Muy bueno	Bueno	Satisfactorio	Pobre
-----------	-------	---------------	-------

CONCLUSIONES

El Balance de Masa aplicando Qom, arrojó excelentes valores con errores relativos menores al 10% en todas las series de datos, tanto en las de calibraciones como en las de validaciones.

Respecto a la comparativa entre los hidrogramas observados y estimados aplicando Qom-Clark han sido favorables, los valores de los indicadores en su mayoría se calificaron de satisfactorios a excelentes. Si se considerara que debería extenderse los límites inferiores de los indicadores para los registros de una hora, 10 y 15 minutos, tal como sucede para la clasificación de registros de un mes y un día expuesto en Moriasi et al (2007), se estaría todavía en mejores condiciones. La clasificación adoptada no aclara ni aporta algún plus por la complejidad que implica una extendida continuidad de los datos en el tiempo como son las series presentadas en este trabajo.

Se calificaron los ajustes a través de cinco funciones que consideran distintos aspectos como el balance de masa, los valores de los caudales, máximos, medios y mínimos y los errores relativos a los volúmenes de escurrimiento que generan los caudales. Permiten entender a través de números, cuanto de efectivos son los parámetros elegidos para modelar la cuenca. Lo ideal sería que todos los indicadores de ajustes dieran excelentes resultados o que algunos dieran muy buenos y otros buenos. En este estudio ha sucedido que entre los parámetros elegidos para el problema 3-USA en la serie de validación 3.3CV-USA, correspondiéndole un período que va desde el 2003/06/04 al 2006/03/24 con Δt cada 15 minutos para un total de 98.328 registros, arrojó excelente resultado en MB (aplicando Qom), bueno en la NSE e insuficiente en PBIAS (aplicando Qom-Clark). En la literatura no se ha encontrado una regla para decidir si al fallar algunos ajustes debe descartarse el juego de parámetros elegidos o llegar al extremo de descartar el modelo hidrológico porque no responde como lo esperado o si se tiene alguna aceptación al utilizar una prolongada serie de datos. Para debatir este dilema, se recurre al diagrama de la Curva de Duración Figura 51, en ella se observa que los caudales inferiores a $17\text{m}^3/\text{s}$ permanecen más del 95% del tiempo, es así que para este sector la falta de ajuste se refleja en PBIAS, sin embargo, afecta poco para el ajuste según la ENS. La falta de ajuste en PBIAS coincide con períodos largos de poca precipitación que no sobrepasan caudales con diferencias absolutas de $10\text{m}^3/\text{s}$ y menos también. En el sentido opuesto, correspondientemente con el ajuste de la ENS, se manifiestan las lluvias y los caudales importantes con el menor tiempo de permanencia, se captan los picos de los caudales de incidencia o importantes. Un ejemplo de esto se plasma en la Figura 52, que es una ampliación en escala visual de la Figura 26. Entonces, podría decirse que mientras más indicadores se utilicen para calificar las calibraciones y validaciones acompañados de sus respectivos análisis se logra entender mejor el comportamiento del modelo y los alcances de sus resultados, y tal vez, pudiendo dar algún crédito a las soluciones encontradas.

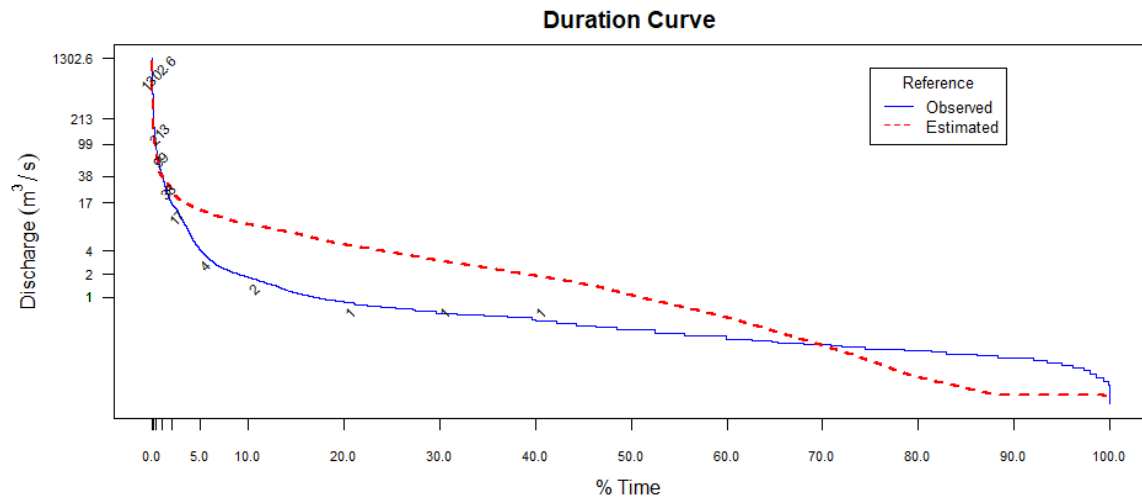


Figura 51.- Diagrama de Duración de Caudales de la serie 3.3CV-USA

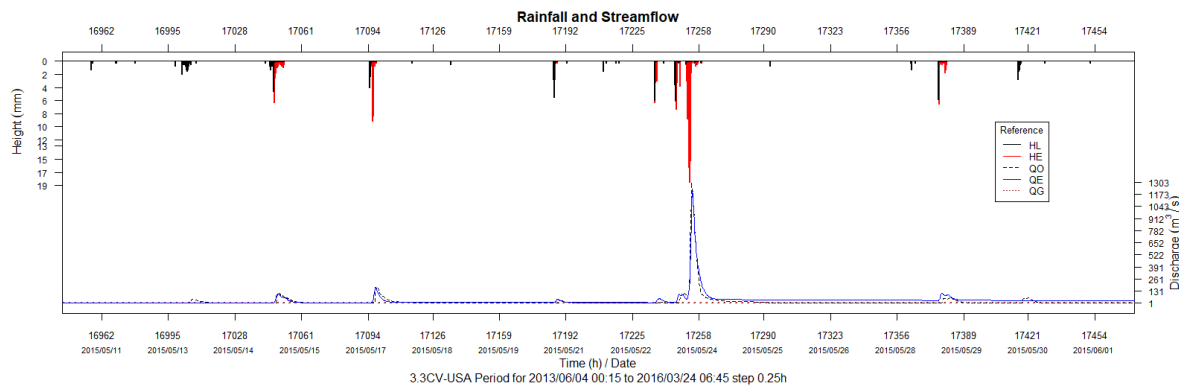


Figura 52.- Ampliación del Hietograma e Hidrograma de la serie 3.3CV-USA (del 2015/05/11 al 2015/06/01)

Para el proceso de calibración, se puede decir que ha sido altamente aprovechable la utilización de algoritmos con las técnicas de optimización multi-objetivo, porque se ha ahorrado tiempo en la toma de decisiones del juego probable de parámetros. La elección final de los parámetros se hizo considerando la Curva de Duración contrastando los valores observados y estimados. Elegir la serie adecuada para calibrar una cuenca no es tema menor, debe tomarse una serie de datos representativa no muy larga para que no haga lento el proceso de cálculo, pero que, a su vez, contenga implícitamente los procesos hidrológicos necesarios para caracterizar a la cuenca.

Qom no es muy sensible ante la variabilidad de cada uno de los parámetros para determinados rangos, lo que implicaría una cualidad de robustez. Sin embargo, aumentando o reduciendo los parámetros que intervienen en la escorrentía directa claramente se reflejan en los hidrogramas.

Finalmente, las evaluaciones exigentes a las cuales han sido sometidas las series de resultados estimados del grupo de problemas de ejemplo, a través de varios indicadores que representan distintas propiedades de ajustes y calificativos, dan indicios de que el modelo presentado en este trabajo puede convertirse en una herramienta apropiada para ser utilizada en cuencas morfométricamente distintas, de diversos tamaños, ubicadas sin preferencias de climas y con suelos de permeabilidad variada.

TRABAJOS FUTUROS

1. Probar el modelo de pérdidas **Qom** con otros modelos alternativos de traslación y atenuación como el de Nash.
2. Incorporar proceso de deshielo.
3. Utilizar **Qom** dentro de un modelo numérico hidráulico distribuido.
4. Desarrollar y vincular un sistema que permita interpretar los volúmenes de agua y la distribución espacial desde emagrama (radio sondeo), las imágenes satelitales y de los radares meteorológico.
5. Considerando los datos de las precipitaciones tomados desde un sistema SCADA (Supervisory Control And Data Acquisition), predecir los caudales de salida y monitorear su desarrollo mientras se desarrolla la tormenta.

LISTA DE SÍMBOLOS

Area (km²): área de la cuenca de aporte.

CT: tiempo de concentración de la cuenca.

CF: coeficiente de forma de la cuenca.

Eq: valor base exponencial de la ecuación de traslación.

D[i] (mm): volumen de agua que escurriría hacia la salida o almacenamiento de agua en suelo como 2da capa para un registro indexado.

Dp (mm): volumen potencial de agua que se desplaza en el suelo.

Δt (h): paso de tiempo en horas entre registros de la serie de datos observados.

i: número del registro de los datos o índice.

Ki (h): tiempo medio de vaciamiento del reservorio en suelo impermeable.

Kp (h): tiempo medio de vaciamiento del reservorio en suelo permeable.

Kg (h): tiempo medio de vaciamiento del reservorio de napa o capa profunda de suelo.

N: cantidad de registros de datos.

P[i] (mm): volumen precipitado para un registro indexado.

Qo (m³/s): caudal de observado.

Qe (m³/s): caudal de estimado, de aplicar el modelo numérico.

Q^p (m³/s): caudal pico

Qp (m³/s): caudal de escurrimiento superficial directo en la porción de suelo permeable.

Qi (m³/s): caudal de escurrimiento superficial directo en la porción de suelo impermeable.

Qg (m³/s): caudal de escurrimiento de napa indirecto en el suelo.

R[i] (mm): volumen de almacenamiento superficial para un registro indexado.

Rmáx (mm): almacenamiento máximo de agua en la superficie del suelo (por depresiones, etc.)

S[i] (mm): volumen de agua almacenado en el suelo para un registro indexado.

Smáx: (mm) almacenamiento máximo de agua en el seno del suelo como 1era capa.

Sp (mm): agua potencialmente infiltrada

Reg Ini: registro de inicio.

Reg End: último registro.

Ro (mm): almacenamiento superficial inicial.

So (mm): almacenamiento inicial en el suelo.

T[i] (h): tiempo transcurrido en el registro **i** en el cual se tomaron los datos siendo $T = \Delta t \cdot i$

Vi (mm): volumen de escurrimiento directo en suelos impermeables.

Vp (mm): volumen de escurrimiento directo en suelos permeables.

Vg (mm): volumen de escurrimiento de napas.

VC(mm/s): coeficiente de conductibilidad volumétrico, representa espacialmente la máxima cantidad de agua por unidad de tiempo que se desplazaría en el suelo hacia capas inferiores o la

salida, expresado en volumen por unidad de superficie por unidad de tiempo.

% permeable: porcentaje de suelo permeable en valor decimal.

NOMENCLATURAS

AFIN-SUPCE. Plan de Manejo Pluvial para la Cuenca Inferior del Río Negro Dentro del Área Metropolitana del Gran Resistencia – Etapa II. Asociación de Apoyo a la Facultad de Ingeniería de la UNNE (AFIN) - Sub Unidad Provincial de Coordinación para la Emergencia (SUPCE). Junio 1999.

ARHYMO. Maza, J.A.; L.A.T. Fornero; C.J. Litwin; P.C.O. Fernández (1996). Software para hidrología distribuido por el Instituto Nacional del Agua (INA).

ATV. Association Allemande des Ingénieurs du Génie Sanitaire.

BFA-DFB. Bizkaiko Foru Aldundia, Diputación Foral de Bizkaia, España.

COREBE. Comisión Nacional del Río Bermejo.

HEC-HMS: USACE. Hydrologic modeling system – HEC-HMS, applications guide. US Army Corps of Engineers, hydrologic engineering center, Washington, DC.

INCONAS. Proyecto Ejecutivo. Sección 10, Memorias Técnicas. Estudios Hidrológicos e Hidráulicos. Volumen I: Modelación del Sistema Hidrológico de la Cuenca de Aporte al Río Negro. INCONAS S.A. Consultora (2001).

SCS. Soil Conservation Service. Soil taxonomy. Soil Survey Staff, USDA, Agriculture Handbook No. 436. (1975)

USGS: United States Geological Survey

WebANA: <http://www.mapas-hidro.ana.gov.br>

WebBFA-DFB: <http://web:bizkaia.net>

WebUSGS: National Water Information System (<http://nwis.waterdata.usgs.gov/nwis>)
ANA: Agencia Nacional de Aguas (ANA), Brasil

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bacchiega, J.C.Bertoni y J.A.Maza (2003). Pericia hidráulica correspondiente al Expediente N° 1341/2003. Poder Judicial de la Provincia de Santa Fe.

Beume et al. (2007). Beume, N., Naujoks, B. and Emmerich, M. (2007) Sms-emoa: Multiobjective selection based on dominated hypervolume. Eur. J. Operat. Res., 181, 1653–1669.

Boersma et.al. (1971) Boersma, L. L. and Kirkham, D. and Norum, D and Ziemer, R. and Guitjens, J. C. and Davidson, J. and Luthin, J. N. Soil moisture, Eos, Transactions American Geophysical Union. Vol. 52, N° 6, issn 2324-9250, pag. 279-285.

Clark C.O. (1945). Storage and the unit hydrograph. Transactions of the American Society of Civil Engineers, 671 110:1419-1446.

Darcy H. (1856). Détermination des lois d'écoulement de l'eau á travers le sable, Apéndice D. Les Fontaines Publique de la Ville de Dijon.

Deb et al (2002). Deb, K., Pratap, A., Agarwal, S. and Meyarivan, T. A fast and elitist multiobjective genetic algorithm: NSGA-II. IEEE Trans. Evolution. Comput., 6, 182–197.

Docampo L. et.al (1986). Morfometra de las cuencas de la red hidrograca de bizkaia (Pais Vasco, Spain). Limnetica, Asociacin Española de Limnologia, Madrid, Spain 5 (1986) 51-67.

Donigian y Rao (1990). Selection, Application, and Validation of Environmental Models. Proceedings of International Symposium on Water Quality Modeling of Agricultural Nonpoint Sources. Part 2. June 19-23, 1988. Logan, UT. USDAARS Report No. ARS-81. D. G. Decoursey (ed), pp 577- 604.

Duda P.B. et al (2012). American Society of Agricultural and Biological Engineers ISSN 2151-0032. Transactions of the ASABE Vol. 55(4): 1523-1547.

Durillo y Nebro (2011). jMetal: A Java framework for multi-objective optimization, Advances in Engineering Software 42 (10), 760-77 1970 Gupta H.V et al (1999)., Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration.

Efstratiadis A. & D.Koutsoyiannis D. (2010) One decade of multi-objective calibration approaches in hydrological modelling: a review. Hydrological Sciences Journal, 55:1, 58-78

Gupta H.V et al (1999), Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration.

Hidalgo (1993). Tratado de viticultura, Ediciones Mundi-prensa, Madrid.

Israelson, O.W. and West, F.L. (1922). "Water holding capacity of irrigated soils". Utah State Agricultural Experiment Station Bull 183: 1–24

Legates y McCabe (1999). D.R. Legates y G.J. McCabe. WATER RESOURCES RESEARCH, VOL. 35, NO. 1, PAGES 233-241.

Moriasi D.N. et al (2007) Model Evaluation Guidelines For Systematic Quantification Of Accuracy In Watershed Simulations.

Nash y Sutcliffe (1970). J. Nash y J. Sutcliffe. River flow forecasting through conceptual models part I: a discussion of principles. Journal of Hydrology 10 (1970) 282-290.

Nebro et al (2009). Nebro, A.J., Durillo, J.J., Luna, F., Dorronsoro, B. and Alba, E. (2009) Mocell: A cellular genetic algorithm for multiobjective optimization. *Int. J. Intell. Syst.*, 24, 723–725.

Nebro et al (2009B). Nebro, A.J., Durillo, J.J., García-Nieto, J.M., Coello, C.A.C., Luna, F. and Alba, E. (2009) SMPSO: A new PSO-based metaheuristic for multi-objective optimization. 2009 IEEE Symposium on Computational Intelligence in Multicriteria Decision-Making, Nashville, TN, March 30–April 2, pp. 66–73. IEEE.

Rawls et al (1982). Estimations of soil water properties, ASAE Paper N°81-2510. USDA-ARS Hydrology Labaoatory.

Reed P. et al (2013) Evolutionary multiob-jective optimization in water resources: The past, present, and future. *Advances in Water Resources* 51, 438-456

Smith et.al. (1999). Calibration of Watershed Models. *Water Science and Application*. Vol 6. American Geophysical Union 10/1029/00WS10.

Torres Abello A.E. (2004). Apuntes de clases sobre hidrología urbana. Editorial Pontificia Universidad Javeriana, Bogotá. ISBC 958-683-713-0

Yapo P.O. et al (1998). Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* 204. pag 83-97.

Zitzler et al (2001). E. Zitzler, M. Laumanns, and L. Thiele. SPEA2: Improving the strength Pareto evolutionary algorithm. Technical Report 103, Computer Engineering and Networks Laboratory (TIK), Swiss Federal Institute of Technology (ETH), Zurich, Switzerland, 2001.