



# UNIVERSIDAD AUTÓNOMA CHAPINGO

## POSGRADO EN INGENIERÍA AGRÍCOLA Y USO INTEGRAL DEL AGUA

### MODELACIÓN HIDROLÓGICA HORARIA EN LA CUENCA DEL RÍO FUERTE

TESIS DE GRADO

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:  
**MAESTRO EN INGENIERÍA AGRÍCOLA Y USO INTEGRAL DEL AGUA**

PRESENTA:  
**EDGAR MERINO JIMÉNEZ**

BAJO LA SUPERVISIÓN DE:  
**DRA. LAURA ALICIA IBÁÑEZ CASTILLO**



DIRECCIÓN GENERAL ACADÉMICA  
DEPTO. DE SERVICIOS ESCOLARES  
OFICINA DE EXÁMENES PROFESIONALES



Chapingo, Estado de México, noviembre de 2020

MODELACIÓN HIDROLÓGICA HORARIA EN LA CUENCA DEL RÍO  
FUERTE

Tesis realizada por **Edgar Merino Jiménez** bajo la supervisión del comité Asesor indicado, aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

**MAESTRO EN INGENIERÍA AGRÍCOLA Y USO INTEGRAL DEL  
AGUA**

DIRECTOR:

  
\_\_\_\_\_  
DRA. LAURA ALICIA IBÁÑEZ CASTILLO

ASESOR:

  
\_\_\_\_\_  
DR. RAMÓN ARTEAGA RAMÍREZ

ASESOR:

  
\_\_\_\_\_  
DR. MARIO ALBERTO VÁZQUEZ PEÑA

## CONTENIDO

ÍNDICE DE CUADROS .....	vi
ÍNDICE DE FIGURAS .....	viii
DEDICATORIAS .....	ix
AGRADECIMIENTOS .....	x
DATOS BIOGRÁFICOS .....	xi
1 INTRODUCCIÓN GENERAL .....	1
1.1 Literatura citada .....	4
2 REVISIÓN DE LITERATURA .....	6
2.1 El ciclo hidrológico .....	6
2.2 Hidrología de aguas superficiales .....	7
2.2.1 Precipitación.....	7
2.2.2 Intercepción y almacenamiento en depresiones .....	9
2.2.3 Infiltración.....	10
2.2.4 Evaporación y evapotranspiración.....	10
2.2.5 Escurrimiento .....	10
2.2.6 Medición de datos hidrometeorológicos .....	11
2.3 Análisis hidrológico .....	16
2.3.1 La cuenca hidrológica .....	16
2.3.2 Número de curva.....	18
2.3.3 Teoría del hidrograma unitario .....	23
2.3.4 Hidrograma unitario sintético .....	24

2.4	Tránsito en cauces .....	26
2.5	Modelación hidrológica .....	27
2.5.1	Modelos hidrológicos en México.....	33
2.5.2	Modelos hidrológicos en la zona de estudio .....	35
2.6	Literatura citada .....	35
3	MODELACIÓN HIDROLÓGICA HORARIA EN LA CUENCA DEL RÍO FUERTE .....	44
3.1	Resumen .....	44
3.2	Abstract .....	45
3.3	Introducción .....	46
3.4	Materiales y métodos.....	47
3.4.1	Zona de estudio .....	47
3.4.2	Información hidrometeorológica .....	48
3.4.3	Modelación hidrológica.....	50
3.5	Resultados y discusión .....	57
3.6	Conclusiones .....	66
3.7	Agradecimientos .....	66
3.8	Literatura citada .....	67
4	ANEXOS .....	72
4.1	Referencias de equivalencia edafológicas y de uso de suelo y vegetación para las clasificaciones del USDA. ....	72
4.2	Raíz del cuadrado medio del error (RMSE) en m <sup>3</sup> /s, para el modelo hidrológico del Río Fuerte con diferentes tiempos de concentración .....	79

4.3	Hidrogramas modelados para el evento 2009.....	80
4.4	Hidrogramas modelados para el evento 2011.....	82
4.5	Hidrogramas modelados para el evento 2015.....	84
4.6	Hidrogramas modelados para el evento 2016.....	85
4.7	Hidrogramas modelados para el evento 2017.....	87

## ÍNDICE DE CUADROS

### CAPÍTULO 2

Cuadro 1. Áreas recomendadas por estación, en km <sup>2</sup> , para la medición de precipitación. ....	14
Cuadro 2. Grupos hidrológicos de suelo. ....	19
Cuadro 3. Número de curva para diferentes usos y tipos de suelo. ....	20
Cuadro 4. Grupos hidrológicos de suelo. ....	23
Cuadro 5. Resumen de algunos métodos de estimación del tiempo de concentración (en horas) empíricos y semi empíricos. ....	29
Cuadro 6. Modelos de escurrimiento-volumen, escurrimiento directo, flujo base y tránsito en cauces disponibles en el modelo HMS. ....	30

### CAPÍTULO 3

Cuadro 1. Estaciones hidrometeorológicas en la cuenca del río Fuerte hasta la estación Tubares. ....	49
Cuadro 2. Eventos hidrometeorológicos seleccionados para modelar la cuenca del río Fuerte. ....	50
Cuadro 3. Grupos hidrológicos de suelo. ....	51
Cuadro 4. Correcciones por humedad antecedente.....	52
Cuadro 5. Resumen de algunos métodos de estimación del tiempo de concentración (en horas) empíricos y semi empíricos. ....	53
Cuadro 6. Características de las subcuencas del área de estudio. ....	57
Cuadro 7. Tiempos de concentración en horas.....	58
Cuadro 8. Coeficientes de Nash con diferentes tiempos de concentración. ....	59
Cuadro 9. Resultados de la auto calibración del evento 2009.....	60
Cuadro 10. Número de curva ajustado para cada evento. ....	61

Cuadro 11. Coeficientes de Nash-Sutcliffe para el modelo hidrológico río Fuerte.  
.....62

Cuadro 12. Raíz del cuadrado medio del error (RSME) en m<sup>3</sup>/s, en el modelo hidrológico del río Fuerte. ....62

Cuadro 13. Caudales observados y modelados en la cuenca del Río Fuerte. ..62

## ÍNDICE DE FIGURAS

### CAPÍTULO 2

Figura 1. Ciclo hidrológico con un balance de agua promedio global anual de 100 unidades para la tasa de precipitación terrestre.....	6
Figura 2. Proceso de formación de precipitación. ....	8
Figura 3. Hietograma con sus principales elementos, además de la precipitación acumulada $P(t)$ y escurrimiento acumulado. ....	9
Figura 4. Hidrograma típico y flujo base.....	11
Figura 5. Tipos de estructura de EMA's. ....	12
Figura 6. Esquema de polígonos de Thiessen e Isoyetas. ....	16
Figura 7. Típico esquema de una cuenca hidrológica. ....	17
Figura 8. Principales elementos de un hidrograma unitario.....	23
Figura 9. Esquema de clasificación de modelos hidrológicos. ....	28
Figura 10. Esquema del procedimiento de calibración. ....	32

### CAPÍTULO 3

Figura 1. Ubicación de la cuenca Río Fuerte y estaciones hidrometeorológicas. ....	48
Figura 2. Esquema del procedimiento de calibración.....	56
Figura 3. Cuenca del río Fuerte y ubicación de sus estaciones hidrométricas. .	58
Figura 4. Hidrogramas en la estación Tubares, evento 2016. ....	63
Figura 5. Hidrogramas en la estación Tubares, evento 2015. ....	63

## **DEDICATORIAS**

A mi madre, Anastasia Jiménez Hernández.

A mis hermanos y hermanas: Maria, Eleazar, Noel, Neftalí, Eloina, Dalila (+),  
Nereidas, Xicotencal y Everardo.

A la memoria de mi padre, Norberto Artemio Merino López.

A mis sobrinos y sobrinas.

## **AGRADECIMIENTOS**

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por el apoyo económico brindado para desarrollar mis estudios de maestría.

A la Universidad Autónoma Chapingo y al Posgrado de Ingeniería Agrícola y Uso Integral del Agua, por la oportunidad brindada para la realización de mis estudios de posgrado.

A la Dra. Laura por la guía y el tiempo dedicado a mi investigación. Así mismo, al Dr. Mario Alberto Vázquez Peña y al Dr. Ramón Arteaga Ramírez.

## **DATOS BIOGRÁFICOS**



### **Datos personales**

Nombre: Edgar Merino Jiménez

Fecha de nacimiento: 26 de agosto de 1992

Lugar de nacimiento: Santa Cruz Zenzontepec, Sola de Vega, Oaxaca.

No. de Cartilla militar: D-2197027

CURP: MEJE920826HOCRMD08

Profesión: Ingeniero en Irrigación

Cédula profesional: 11400850

### **Desarrollo Académico**

Licenciatura: Ingeniería en Irrigación, Universidad Autónoma Chapingo, generación 2011-2016

# 1 INTRODUCCIÓN GENERAL

Los fenómenos hidrológicos son complejos y difíciles de entender, y en ausencia de un conocimiento exacto pueden representarse en una forma simplificada por medio del concepto de sistema (Weber, Jorquera, y Stehli, 2012). A su vez, un sistema se puede entender como un conjunto de elementos o componentes que se relacionan entre ellos por diferentes procesos (Rodríguez et al., 2006). De acuerdo con Karamouz, Nazif, y Falahi (2013), los sistemas ambientales son muy complejos y pueden simplificarse mediante el empleo de modelos. Chow, Maidment, y Mays (1994) señalan que un modelo de sistema hidrológico es una aproximación al sistema real; con sus entradas y salidas que son variables hidrológicas medibles, y su estructura es un conjunto de ecuaciones que relacionan las entradas y las salidas.

Ahora bien, los modelos hidrológicos pueden ser clasificados de acuerdo con la discretización de la cuenca. Los modelos agregados, los cuales agrupan los parámetros que definen la física del sistema, es decir, aquellos procesos físicos que se suponen constantes en el dominio o subdominios (Olivares, Sanz, Gómez, y Bladé, 2019); y los distribuidos, que toman en cuenta la variabilidad de las propiedades físicas y precipitación, dividiendo la cuenca en microcuencas o celdas (Méndez, Soto, Rivera, y Caetano, 2014).

A propósito, el USDA<sup>1</sup> (1986) menciona que los estudio hidrológicos deberían estar basados en registros históricos de caudales, pero estos rara vez están disponibles y el análisis estadístico se vuelve impreciso debido a los cambios de uso de suelo. Por esto mismo, Aparicio (2008) comenta que es necesario contar con métodos que permitan el cálculo del escurrimiento mediante las características de la cuenca y la precipitación, a los cuales se les conoce como métodos lluvia escurrimiento.

---

<sup>1</sup> United States Department of Agricultural (Departamento de Agricultura de Estados Unidos)

En lo que refiere a México, Vargas, Ibáñez, y Arteaga (2015) señalan que los modelos de lluvia escurrimiento más aplicados son el SWAT (Soil and Water Assesstment Tool) y el HEC-HMS (Hydrologic Modelling System); y que este último es más trabajado por evento meteorológico extremo.

En relación a lo anterior, Estrada y Pacheco (2012) mencionan que el HMS es un programa flexible que permite seleccionar diferentes métodos para el cálculo de pérdidas, hidrogramas y tránsito en cauces. En el manual de referencias técnicas, Feldman (2000) indica que, el HEC-HMS utiliza modelos separados para representar cada componente de los procesos de escurrimiento; modelos que calculan el volumen de escurrimiento, modelos de escurrimiento directo, modelos de flujo base y modelos de flujo en canales.

Es importante agregar que los modelos hidrológicos comúnmente requieren un parámetro asociado al tiempo, y el tiempo de concentración es el más utilizado (Campos, 2010). Grimaldi, Petroselli, Tauro, y Porfiri (2012), mencionan que, para estimar el tiempo de concentración, en la práctica son usadas fórmulas empíricas de acuerdo con el tamaño de la cuenca, como la propuesta por Giandotti (que es extensamente usada en Italia), Kirpich o el NRCS<sup>1</sup> (usadas en Estados Unidos).

Por otra parte, Korenfeld (2015), en el *“acuerdo por el que se da a conocer el resultado de los estudios técnicos de aguas nacionales superficiales de la Subregión Hidrológica Río Fuerte de la Región Hidrológica número 10 Sinaloa”* publicado en el Diario Oficial de la Federación el 11 de marzo de 2015, menciona que en la Subregión Hidrológica Río Fuerte se encuentra una gran infraestructura para el almacenamiento y abastecimiento de agua para distintos usos, para generación de electricidad y para brindar protección contra avenidas; y agrega que siempre existe el riesgo de que ocurran fenómenos extremos, como lo son huracanes y sequías, los cuales son impredecibles y causan daños económicos muy altos, afectan la capacidad de almacenamiento y reducen la vida útil de las

---

<sup>1</sup> Natural Resources Conservation Service (Servicio de conservación de recursos naturales)

presas, causan erosión hídrica y pérdida de suelo. En el estudio mencionado anteriormente se recomienda reforzar las acciones para la modernización de la infraestructura, las cuales, sin duda, requieren un análisis hidrológico basado en eventos actuales.

Dicho lo anterior, el presente trabajo tiene como objetivo realizar la modelación hidrológica y su calibración en subcuencas pertenecientes a la Región Hidrológica Río Fuerte, en México, para eventos en los años 2009, 2011, 2015, 2016 y 2017. Para llevarlo a cabo se utilizó el modelo HEC-HMS, ocupando el método del Servicio de Conservación de Suelo para calcular las pérdidas, el método del Hidrograma Unitario de Clark para los hidrogramas a las salidas de las subcuencas y el método de Muskingum para el tránsito en cauces. La calibración se realizó en cuatro estaciones hidrométricas con datos horarios, y los parámetros evaluados fueron los números de curva de escurrimiento y el tiempo de concentración. Se espera que el modelo integrado sea capaz de representar los fenómenos extremos en el área de estudio, y que este sea un elemento útil para la elaboración de estudios y proyectos futuros en dicha área.

Esta tesis es presentada en tres capítulos, el primero, y presente, es la introducción general, en la cual se dan a conocer los antecedentes, justificación, problema, hipótesis y objetivos del estudio. El segundo capítulo corresponde a revisión de literatura, donde se aborda la importancia de la modelación hidrológica, su desarrollo histórico, clasificación, características, conceptos y métodos que envuelve. El tercer capítulo es un artículo científico del tema de investigación, el cual es la modelación hidrológica a escala horaria de subcuencas pertenecientes a la Región Hidrológica Río Fuerte, calibrada con base a cuatro estaciones hidrométricas para eventos en los años 2009, 2011, 2015, 2016 y 2017.

## 1.1 Literatura citada

- Aparicio M., F. J. (2008). *Fundamentos de hidrología de la superficie*. México: LIMUSA.
- Campos A., D. F. (2010). *Introducción a la Hidrología Urbana*. Recuperado de <http://www.revista.unam.mx/vol.7/num7/art55/int55.htm>
- Chow, V., Maidment, D., y Mays, L. (1994). *Hidrología aplicada*. Bogotá: Mc Graw Hill.
- Estrada S., V., y Pacheco M., R. (2012). Modelación hidrológica con HEC-HMS en cuencas montañosas de la región oriental de Cuba. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, 33(1), pp. 71–80.
- Feldman, A. D. (ed). (2000). *Hydrologic Modeling System HEC-HSM Technical Reference Manual*. Davis, CA: U. S. Army Corps of Engineering, Hydrologic Engineering Center.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Tauro, F., y Porfiri, M. (2012). Temps de concentration: un paradoxe dans l'hydrologie moderne. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2), pp. 217–228. <https://doi.org/10.1080/02626667.2011.644244>
- Karamouz, M., Nazif, S., y Falahi, M. (2013). *Hydrology and Hydroclimatology*. Boca Ratón, Fla.: CRC Press
- Korenfeld F., D. (2015). *Acuerdo por el que se da a conocer el resultado de los estudios técnicos de aguas nacionales superficiales de la Subregión Hidrológica Río Fuerte de la Región Hidrológica número 10 Sinaloa*. Diario Oficial de la Federación.
- Méndez A., B., Soto C, G., Rivera T., G. y Caetano, E. (2014). Modelación hidrológica distribuida apoyada en radares meteorológicos. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 5(1), pp. 83–101.

- Olivares, G., Sanz R., M., Gómez, M. y Bladé, E. (2019). Modelización hidrológica agregada (Hec-HMS) y distribuida (Iber). Análisis conceptual de la respuesta hidrológica de la cuenca de La Muga. *VI Jornadas de Ingeniería del Agua*, pp. 108–110.
- Rodriguez, A., Pagot, M. R., Hillman, G. D., Pozzi, C. E., Plencovich, G. E., Caamaño, N. G., ... Bucher, E. H. (2006). Modelo de simulación hidrológica. En *Bañados del Río Dulce y Laguna Mar Chiquita (Córdoba, Argentina)* (pp. 57–77). Córdoba, Argentina: Bucher E. H.
- USDA. (1986). *Urban hydrology for small wathersheds TR-55* (2da ed.). United States Department of Agriculture, USDA.
- Vargas C., G., Ibáñez C., L. A., y Arteaga R., R. (2015). Development, classification and trends in rainfall-runoff modeling. *Ingeniería Agrícola y Biosistemas*, 7(1), pp. 5–21. <https://doi.org/10.5154/r.inagbi.2015.03.002>
- Weber, J. F., Jorquera, E., y Stehli, P. T. (2012). Simulación de la respuesta hidrológica de una cuenca ante el movimiento de una tormenta. *Mecánica Computacional*, 31, pp. 579–603.

## 2 REVISIÓN DE LITERATURA

La Hidrología, comúnmente es definida como la ciencia que se encarga de las propiedades físicas, la ocurrencia y movimiento de agua en la atmósfera, en la superficie y en la corteza exterior de la tierra (McCuen, Johnson, y Ragan, 2002); y sus aplicaciones prácticas están en el diseño y operación de estructuras hidráulicas, irrigación, drenaje, generación hidroeléctrica, control de inundaciones, entre otras (Chow, Maidment, y Mays, 1994).

### 2.1 El ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico es definido como un modelo conceptual que sirve para describir la acumulación y circulación del agua entra la hidrosfera, atmosfera, litosfera, y biosfera (Karamouz, Nazif, y Falahi, 2013).

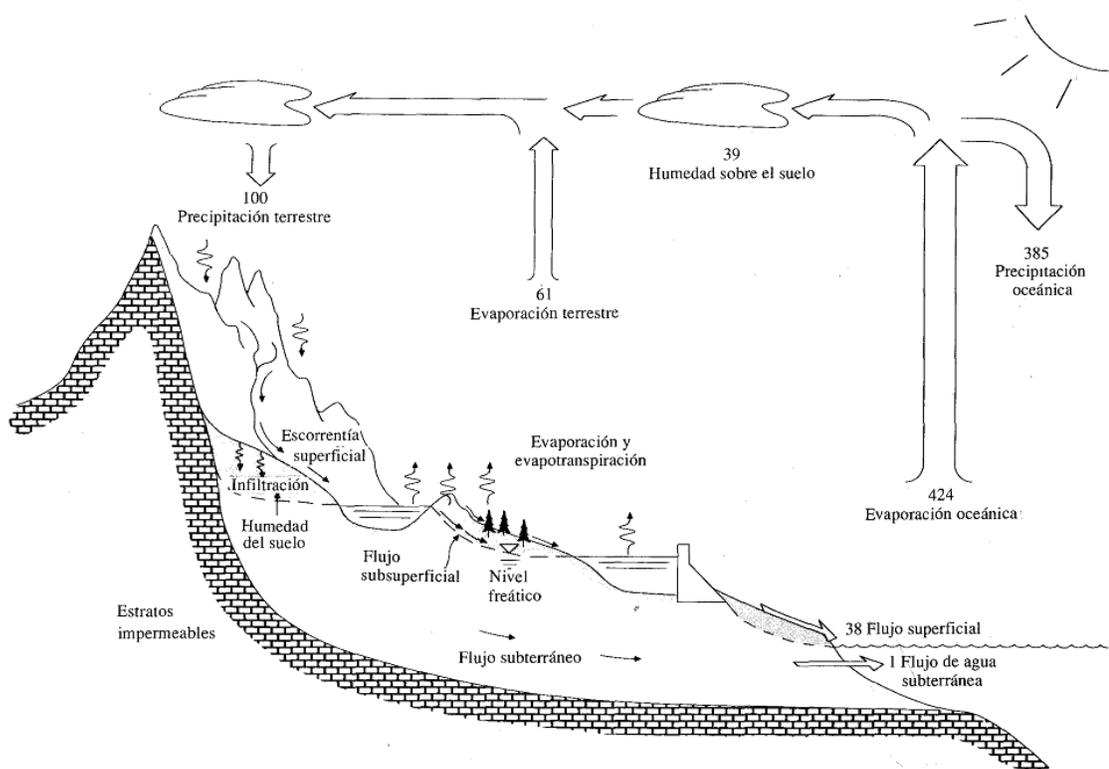


Figura 1. Ciclo hidrológico con un balance de agua promedio global anual de 100 unidades para la tasa de precipitación terrestre.

Nota: Tomada de *Hidrología aplicada* (p. 3), por Chow et al., 1994, Bogotá: Mc Graw Hill.

Además, así como muchos autores, Chow et al. (1994) indican que el ciclo hidrológico no tiene un inicio y un final, y basado en la Figura 1 indican los siguientes elementos que ocurren:

- La *evaporación* del agua desde los océanos y de la superficie terrestre.
- Transporte y elevación del vapor de agua en la atmósfera hasta que este se *precipita* sobre la superficie terrestre o los océanos.
- Y una vez que se da la precipitación, el agua puede ser *interceptada* por la vegetación, se puede convertir en *flujo superficial*, *infiltrarse* en el suelo, correr a través de él como *flujo subsuperficial* y descargar en ríos como *escorrentía superficial*.

El agua que se infiltra puede percolar para recargar el agua subterránea.

## **2.2 Hidrología de aguas superficiales**

### **2.2.1 Precipitación**

La precipitación es el resultado del enfriamiento y la condensación del vapor de agua (Knapp, 2002), y se refiere a todas las formas de agua, tales como nieve, granizo, aguanieve y lluvia (Davie y Quinn, 2019).

Ahora bien, Chang (2012) menciona que, para que se produzca la precipitación el vapor de agua se debe enfriar abajo del punto de rocío mediante mecanismos de enfriamiento de temperatura, lo que hará que este vapor se condense en estados líquidos o sólidos alrededor de los núcleos de condensación; y que las gotitas de agua formada suelen ser muy pequeñas y se desplazan por el aire, y solamente si estas crecen lo suficiente, para ser arrastradas por la gravedad, es cuando se precipitan. De manera similar, y resumida, en la Figura 2 se muestra el proceso de formación de precipitación.

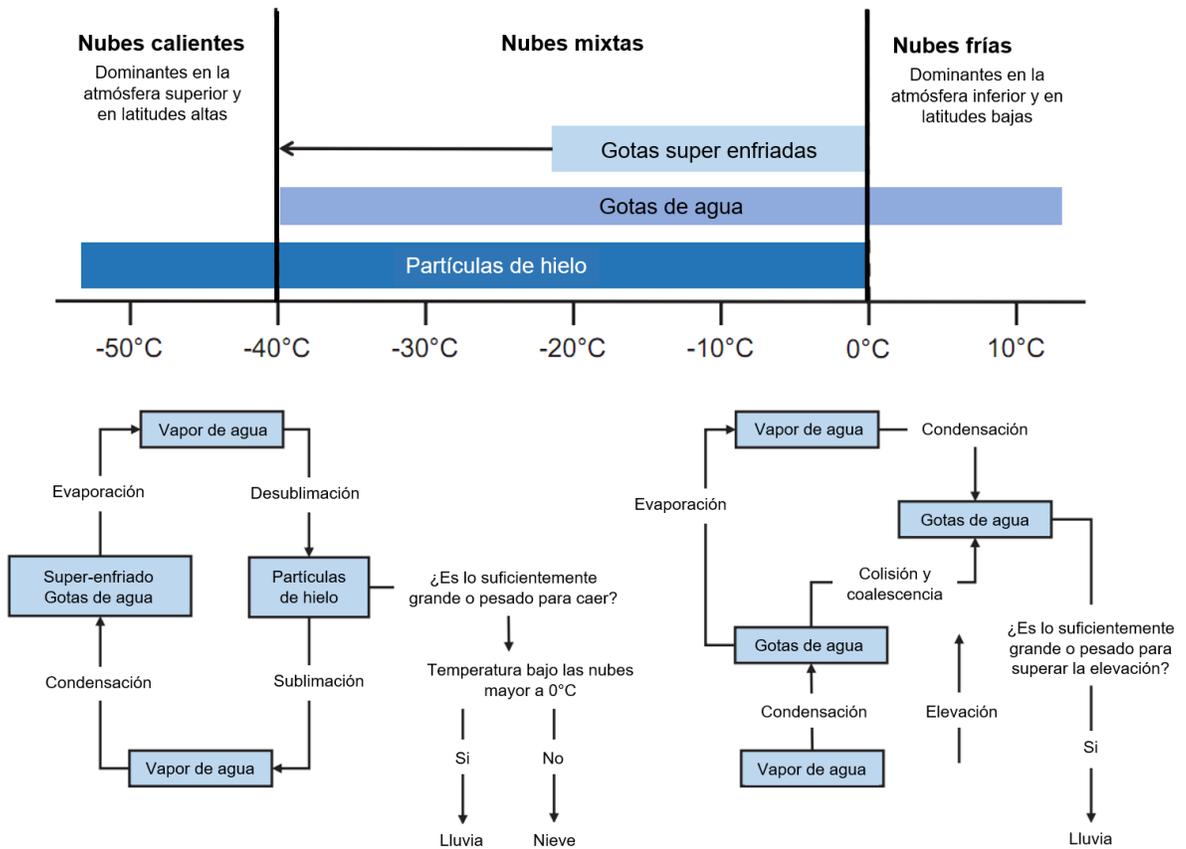


Figura 2. Proceso de formación de precipitación.

Nota: Tomada y adaptada de *Fundamentals of hydrology* (p. 24), por Davie y Quinn, 2019, New York: Routledge.

Así, para Teegavarapu (2012), la precipitación es la variable hidrológica más importante que une a la atmósfera y los procesos de la superficie terrestre, y ocupa un papel dominante en el sistema del clima terrestre.

Un vez que precipita, las partes de esta quedan atrapadas, se infiltran en el suelo y llenan las depresiones de la superficie son llamadas abstracciones o pérdidas, y al resto se le conoce como exceso de precipitación (Wang y Yang, 2014); por consiguiente, es la porción que escurre; los diferentes elementos mencionados se muestran en la Figura 3.

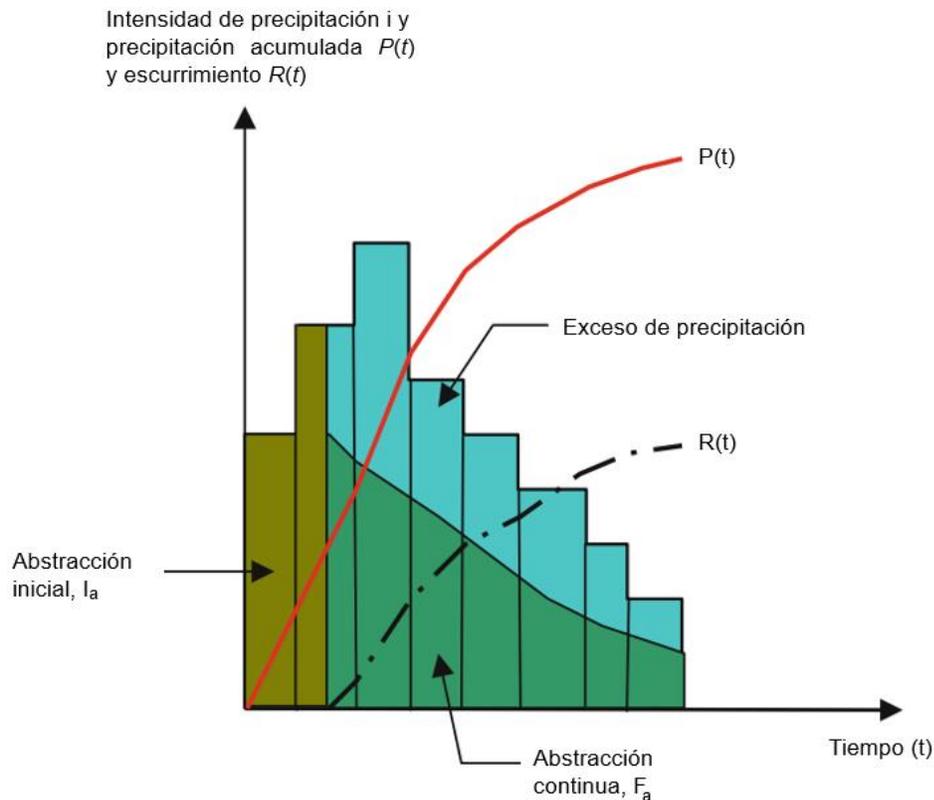


Figura 3. Hietograma con sus principales elementos, además de la precipitación acumulada  $P(t)$  y escurrimiento acumulado.

Nota: Tomada y adaptada de *Modern water resources engineering* (p. 12), por Wang y Yang (Eds.), 2014, New York: Humana Press.

### 2.2.2 Intercepción y almacenamiento en depresiones

De acuerdo con Wang y Yang (2014) la intercepción es la fracción de precipitación que es almacenada en la superficie terrestre, tal como la vegetación; estos autores mencionan que el agua que se intercepta se evapora, pero una parte de ella puede escurrir por la vegetación hasta llegar a la superficie.

Dos definiciones de pérdidas por intercepción son (Zinke, 1967; Aston, 1979):

- una la define como la cantidad de lluvia que es retenida en las partes aéreas de la vegetación (y posteriormente se evapora)
- la otra la considera como la porción de lluvia que es retenida en el dosel vegetal y que se es evaporada por encima de la que es transpirada normalmente si no hubiera intercepción de agua.

A la primera se le conoce como pérdida bruta y a la segunda pérdida neta de intercepción.

Así también, en el momento que la intensidad de lluvia es mayor que la velocidad de infiltración del suelo, el agua comenzará a acumularse en las depresiones de la superficie (excepto en zonas escarpadas) y a esto se le llama almacenamiento en depresiones (Horton, 1937).

### **2.2.3 Infiltración**

Se conoce como infiltración al agua que cruza la superficie del suelo hacia el interior de la tierra (Linsley, Kohler, y Paulus, 1977), y la percolación se da una vez que el agua se infiltra y se mueve a través del perfil de suelo, es decir, solo cuando el suelo está saturado (Arnell, 2014).

Además, se conoce como percolación profunda al movimiento de agua hacia abajo, mediante el suelo, por debajo del área de raíces en dirección a la formación geológica subyacente (Ward y Trimble, 2003).

### **2.2.4 Evaporación y evapotranspiración**

La porción de agua que se vaporiza en la atmósfera, a partir de la superficie libre del agua y áreas de tierra, es conocida como evaporación, y la porción que absorben las plantas para posteriormente descargar en la atmósfera es conocida como transpiración (Gupta, 2017); al efecto de ambas se le conoce como evapotranspiración.

### **2.2.5 Escurrimiento**

Una vez que la intensidad de la precipitación supera a la tasa de infiltración del suelo, o la precipitación es mayor que la capacidad de agua que el suelo puede retener, el exceso correrá sobre la superficie como flujo o escurrimiento superficial hasta que llegue a la corriente más cercana (Chang, 2012).

En este sentido, Gupta (2017) menciona existe otro escurrimiento, el subterráneo, que es el que se mueve bajo tierra y al final llega a una corriente o a la salida de la cuenca; e indica que se compone en dos partes: el flujo subterráneo de tormenta, que es el que se mueve lateralmente en los horizontes superiores del suelo, en la zona no saturada; y el flujo base, que es el que infiltra en la zona saturada para después descargar en alguna corriente.

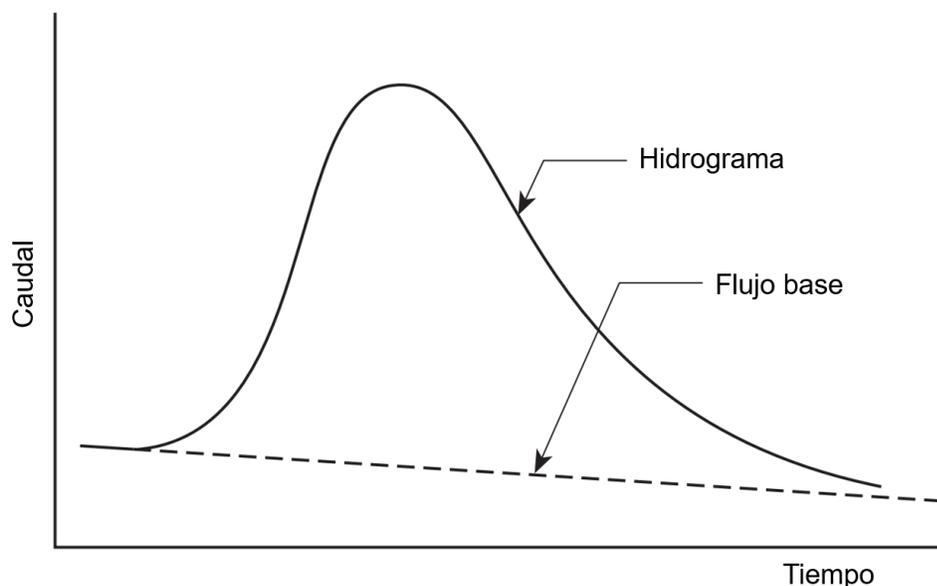


Figura 4. Hidrograma típico y flujo base.

Nota: Tomada de *Introduction to hydraulics and hydrology with applications for stormwater management* (p. 192), por Gribbin (2014), New York: DELMAR.

En relación a este apartado, es importante agregar el concepto de hidrograma, el cual es una gráfica del caudal de agua o profundidad contra el tiempo en que ocurre, y se puede referir al patrón de corriente que sucede en una temporada o año (Gordon, McMahon, Finlayson, Gippel, y Nathan, 2004); en la Figura 4 se muestra el ejemplo de un hidrograma, donde se puede ver el flujo base.

### 2.2.6 Medición de datos hidrometeorológicos

La información sobre los recursos hídricos comprende los siguientes elementos y estadísticas (WMO/UNESCO, 1991; WMO, 2008).

- Precipitación.
- Niveles de ríos y flujo, y niveles de lagos y embalses.
- Niveles de aguas subterráneas.
- Evapotranspiración.
- Concentración y cargas de sedimentos en ríos.
- Calidad de aguas superficiales y subterráneas.

Estadísticas:

- Valores medios anuales, mensuales y estacionales.
- Máximos, mínimos y percentiles.
- Medidas de variabilidad.

- Registros continuos (por ejemplo, un hidrograma)

Y los métodos para medir precipitación pueden ser terrestres, mediante radar y mediante satélites, y estas pueden ser propensas a errores sistemáticos y aleatorios (Teegavarapu, 2012).

En el caso del radar meteorológico, este puede medir la extensión espacial, ubicación y el movimiento de las tormentas, y además, la lluvia puede ser medida en amplias áreas con un buen grado de exactitud (Subramaya, 2008).

Con respecto a la información obtenida mediante satélites; Singh (2017) menciona que la precipitación se estima con base en imágenes térmicas y radiómetros de microondas, y añade que las observaciones se ven afectadas en zonas donde hay nieve o hay fenómenos localizados, tal como la formación de nubes debido a la orografía. También menciona que esta información es valiosa en países donde la medición de datos o cobertura de radares es baja, tales como México.

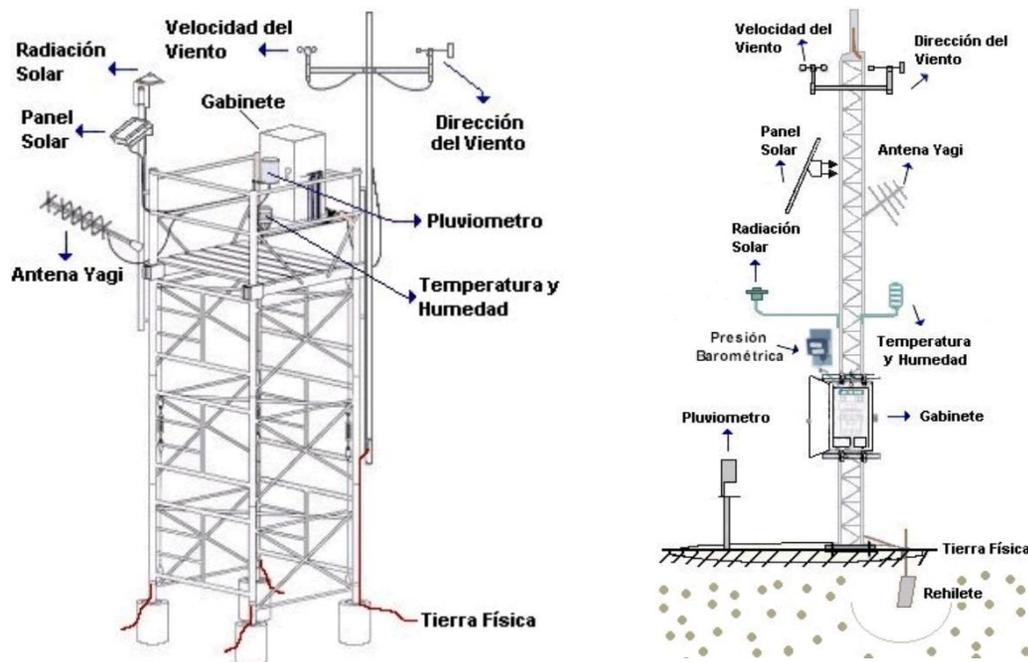


Figura 5. Tipos de estructura de EMA's.

*Nota:* A la izquierda una estructura tipo andamio y ala derecha una estructura tipo torre triangular. Tomada de la página electrónica del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), SMN-CONAGUA (s/f).

Ahora bien, una estación climatológica automática es aquella en la que las observaciones se realizan y registran automáticamente (WMO, 1992). Así mismo, una Estación Meteorológica Automática (EMA) está compuesta por diferentes sensores que registran y transmite información meteorológica de manera automática y genera archivos del promedio de cada diez minutos de todas las variables (SMN-CONAGUA, s/f-a). En la Figura 5 se muestran los tipos de estructuras de las EMA's y las variables que se miden en ellas.

En México, la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) también utiliza la Estación Sinóptica Meteorológica (ESIME), a la cual, SMN-CONAGUA (s/f-b) define como un conjunto de dispositivos eléctricos que toman realizan mediciones de variables meteorológicas de forma automática, generando información y un mensaje sinóptico cada tres horas.

A esto podemos agregar que, de acuerdo con Acosta (1990), las finalidades de las estaciones climatológicas es proteger las construcciones dentro de la cuenca, proyección de obras hidráulicas, planeación de calendarios de riego y conocer el clima de un lugar para efectuar diferentes estudios; y las estaciones hidrométricas tienen como objetivo principal atender la hidrología.

Comúnmente, en las series de datos hidrometeorológicos de un evento, se suele encontrar estaciones con datos no registrados; Thompson (1999) menciona a la media aritmética, el método del radio normal y el inverso del cuadrado de la distancia, como métodos de estimación de datos perdidos.

El método del inverso del cuadrado de la distancia, de acuerdo con Campos (1998), consiste en ponderar los valores que fueron observados en una cantidad  $W$ , el cual es igual al recíproco del cuadrado de la distancia ( $D$ ) entre cada una de las estaciones vecinas y la estación con datos a estimar.  $P_x$  será el dato buscado, igual a:

$$P_x = \frac{\sum(P_i W_i)}{\sum W_i} \quad (1)$$

Donde  $P_i$  es el dato observado para la fecha faltante en cada una de las estaciones vecinas auxiliares; y  $W_i = \frac{1}{D_i^2}$ , donde  $D_i$  es la distancia entre cada estación vecina y la estación a estimar datos faltantes.

Dicho método es un caso específico del método general del Inverso de la Distancia Ponderada (IDW por sus siglas en inglés), sobre el cual, Tuo, Duan, Disse, y Chiogna (2016) mencionan que es uno de los más simples, y que su sencillez y solides motivan a seguir utilizándolo en la práctica.

Ahora bien, la medición de lluvia en un punto dado solo representa una zona limitada, la cual se acota en función del tamaño del periodo de acumulación, homogeneidad fisiográfica de la región, topografía y de diferentes procesos que propician la precipitación (OMM, 2017). En el Cuadro 1 se muestran las recomendaciones realizadas por la Organización Mundial Meteorológica (WMO, por sus siglas en inglés).

Cuadro 1. Áreas recomendadas por estación, en km<sup>2</sup>, para la medición de precipitación.

<b>Región</b>	<b>Área mínima por estación</b>	<b>Área tolerada en condiciones especiales</b>
Regiones planas en zonas templadas	600-900	900-3000
Región montañosa en zonas templadas	100-250	250-1,000
Pequeñas islas de montañas con precipitación irregular	25	
Zonas polares y áridas	1,500-10,000	

Nota: Tomado y adaptado de *Casebook on hydrological networks* (p. I-1.2-10), por WMO, 1972, Ginebra, Suiza: WMO.

Debido a lo anterior se han desarrollado diferentes métodos para distribuir la lluvia en el espacio, como son la media aritmética, las isoyetas y los polígonos de Thiessen.

Los polígonos de Thiessen son áreas artificiales que se definen alrededor de un conjunto de puntos, y los dedujo el matemático Dirichlet, para después ser aclarados y renombrados por Voronoi en el año de 1908 (Boyle y Dunn, 1991).

De acuerdo con Brutsaert (2010), en este método cada estación de medición tiene un área de influencia, la cual está limitada por las bisectrices perpendiculares entre la estación y las estaciones vecinas, y por el parteaguas de la cuenca si es el caso; el valor medio para una cuenca se calcula ponderando las estaciones respecto a su área de influencia

$$\langle P \rangle = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^n A_i P_i \quad (2)$$

Donde  $n$  es el número de estaciones en el área de estudio,  $A_i$  es el área de los polígonos,  $A$  el área total de la cuenca y  $P_i$  es el valor de precipitación de la estación  $i$ .

El método de las isoyetas consiste en dibujar isolíneas con un valor de precipitación igual, dicho valor será calculado mediante interpolación entre los valores en las estaciones con mediciones (Brutsaert, 2010). La precisión de la interpolación dependerá del método (de interpolación) usado y de la situación de los datos observados y el punto donde se realiza la interpolación (WMO, 1972). En la Figura 6 se muestra la comparación entre los esquemas de polígonos de Thiessen e Isoyetas. Para calcular la precipitación media se utiliza la misma ecuación (2), y para este método  $A_i$  es el área entre dos isoyetas,  $A$  el área total de la cuenca y  $P_i$  el valor de precipitación promedio entre dos isoyetas que delimitan a la  $A_i$ .

Cabe agregar que, para el caso de las series de caudales, cuando se desconoce un dato mensual o anual se pueden utilizar diferentes metodologías basadas en estadística, pero, no existe una metodología para el relleno de datos para series hidrológicas horarias; sin embargo, Gordon, McMahon, Finlayson, Gippel, y Nathan (2004) mencionan que para periodos cortos se puede utilizar la interpolación lineal.

Por lo tanto, vale recordar que, considerando una recta  $y = a_0 + a_1x$  que pasa por los dos puntos  $(x_0, y_0)$  y  $(x_1, y_1)$ , donde las variables  $x$  se refieren a las abscisas en un eje cartesiano y las variables  $y$  a las ordenadas,  $a_0$  es la

intersección en el eje de las ordenadas y  $a_1$  la pendiente de la recta; por lo tanto, el valor intermedio  $y_p$ , al cual el valor correspondiente en las abscisas es  $x_p$ , se encuentra mediante la siguiente fórmula (Steiner, 2011):

$$y_p = y_0 + (x_p - x_0) \left( \frac{y_1 - y_0}{x_1 - x_0} \right) \quad (3)$$

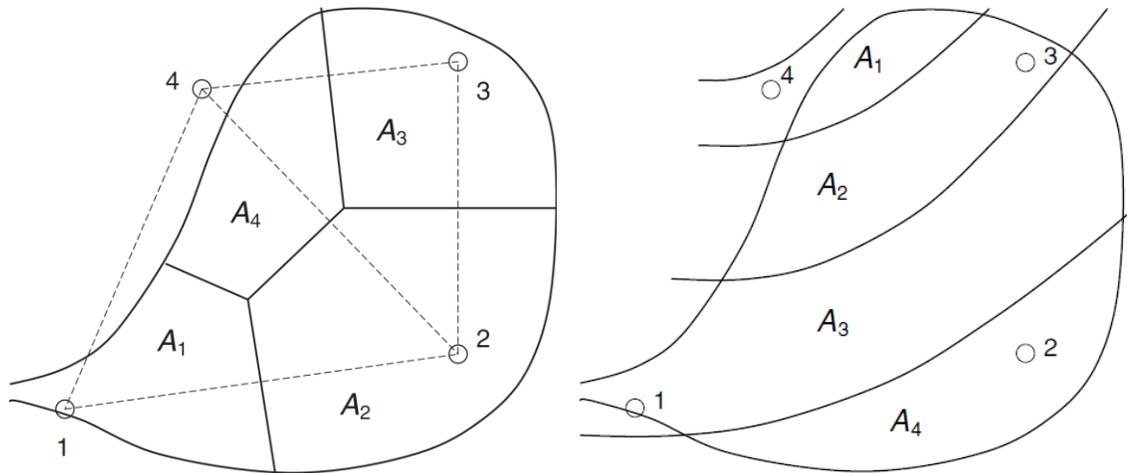


Figura 6. Esquema de polígonos de Thiessen e Isoyetas.

Nota: A la izquierda un esquema que ilustra las subáreas de influencia y sus límites utilizando polígonos de Thiessen, a la derecha el esquema utilizando el método de Isoyetas.

Tomadas y adaptadas de *Hydrology: An Introduction* (p. 92 y 94), por Brutsaert, 2010, New York: Cambridge University Press.

## 2.3 Análisis hidrológico

### 2.3.1 La cuenca hidrológica

McCuen (2016) define de dos formas a la cuenca:

- Con respecto al punto de salida, la cuenca es toda la superficie que vierte agua hacia ese punto durante una tormenta (suponiendo que la tormenta se da sobre toda esa superficie) y,
- tomando en cuenta que la dirección de la corriente de agua es pendiente abajo, la cuenca está definida por todos los puntos encerrados dentro de un área en la que la lluvia que cae en ellos contribuirá con agua a la salida.

En este mismo sentido, Aparicio (2008) menciona que la cuenca es una zona de la superficie, suponiendo que fuera impermeable, donde la lluvia que cae sobre

ella tiende a ser drenada por la red de corrientes hacia un mismo punto (de salida).

Conviene mencionar como componentes de una cuenca a la pendiente, la red de corrientes de agua, cuerpos de agua, humedales, pantanos, ciénegas, canales artificiales y vías de navegación, estructuras hidráulicas, planicies de inundación, riberas, arroyos y barrancos, tipo de vegetación, suelos, entre otros (Singh, 2017); en la Figura 7 se muestra el esquema de una cuenca.

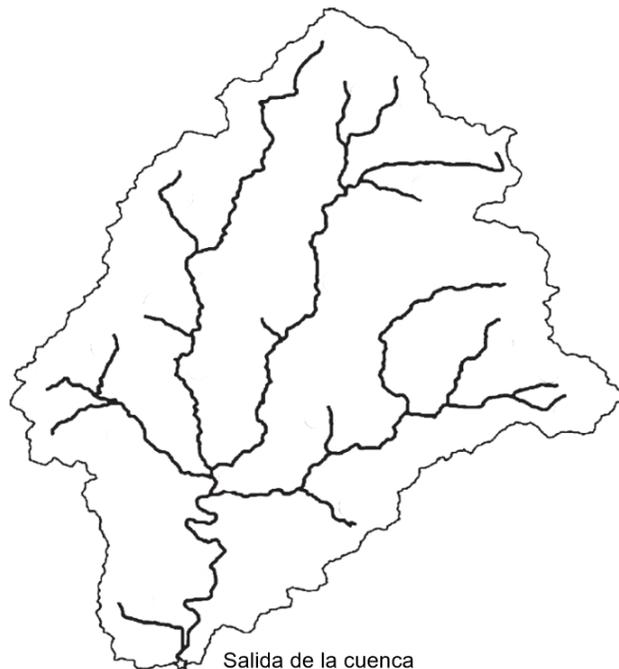


Figura 7. Típico esquema de una cuenca hidrológica.

Nota: Tomada y adaptada de *Handbook of applied hydrology* (p. 2-2), por Singh (Ed), 2017, USA: McGraw-Hill.

Un tema importante es la delimitación de una cuenca, lo que actualmente se realiza mediante herramientas digitales; dichas herramientas se basan en modelo de elevación digital (DEM's<sup>1</sup>), que es un mallado de la altura de la superficie terrestre que es contenido en archivos de datos, obtenidos de la recolección de reflexiones de radar mediante satélites (Dingman, 2015).

---

<sup>1</sup> Digital Elevation Models (MED's)

### 2.3.2 Número de curva

El USDA (1986) menciona que los estudios hidrológicos deberían estar basados en registros históricos de caudales, pero estos rara vez están disponibles y el análisis estadístico se vuelve impreciso debido a los cambios de uso de suelo. Por esto mismo, Aparicio (2008) comenta que es necesario contar con métodos que permitan el cálculo del escurrimiento mediante las características de la cuenca y la precipitación, a los cuales se les conoce como métodos lluvia escurrimiento.

En este sentido, el método de número de curva de escurrimiento es presentado por el SCS (1986) para calcular la lluvia exceso; la lluvia exceso es cuantificable usando un CN (Número de curva).

Hawkins, Ward, Woodward, y Van (2009), explican el proceso para llegar a la ecuación de escurrimiento ahora conocida; la ecuación inicial toma en cuenta la forma básica del balance hídrico.

$$P = Q + F \quad (4)$$

Donde P es la precipitación, Q el escurrimiento y F las pérdidas. Después, de la noción de una pérdida límite S.

$$S = \lim_{P \rightarrow Q} (P - Q) = \lim_{P \rightarrow Q} (F) \quad (5)$$

Se realizó la suposición de las pérdidas actuales, es decir

$$\frac{Q}{P} = \frac{F}{S} \quad (6)$$

Lo que permite obtener que  $Q = PF/S$ . Ahora, sustituyendo  $F = P - Q$  en la ecuación (6)

$$Q = \frac{P^2}{P + S} \quad (7)$$

Debido a la consideración de la lluvia que se requería antes de iniciar el escurrimiento, se agregó el concepto de abstracción inicial ( $I_a$ ), por lo tanto, P fue sustituido por  $P - I_a$ .

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (8)$$

Donde  $P \geq I_a$ ,  $Q = 0$  de otra manera.

Para llegar a una ecuación más simplificada, y en parámetros de  $S$ , agregando que varios estudios condujeron a que  $I_a = 0.2S$ , se obtuvo la siguiente ecuación:

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{P - 0.8S} \quad (9)$$

Para  $P \geq 0.2S$ , de otra manera,  $Q = 0$ . Además, el potencial máximo de retención se relaciona con el número de curva (CN) mediante la siguiente ecuación (McCuen, 2016):

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (10)$$

Además, de acuerdo con la publicación técnica 55 del (USDA, 1986), *Urban hydrology for small watersheds*, el número de curva de escurrimiento está, principalmente, en función del grupo hidrológico de suelo, tipo de cobertura, condición de escurrimiento antecedente, entre otros aspectos; además, de esta misma fuente se obtuvieron los valores de número de curva para las diferentes condiciones de la cuenca. La relación del grupo hidrológico de suelo y la textura de suelo se muestran en el Cuadro 2, y en el Cuadro 3 están los valores de número de curva en función del uso de suelo, tratamiento, condición hidrológica y grupo de suelo.

Cuadro 2. Grupos hidrológicos de suelo.

<b>Grupo Hidrológico de suelo</b>	<b>Textura de suelo</b>
A	Arenas con poco limo y arcilla; suelos muy permeables.
B	Arenas finas y limos.
C	Arenas muy finas y limos.
D	Arcilla en grandes cantidades; suelos poco profundos con subhorizontes de roca sana; suelos muy impermeables.

Nota: Tomado de *Fundamentos de hidrología de la superficie* (p. 189), por Aparicio, 2008, México: LIMUSA.

Cuadro 3. Número de curva para diferentes usos y tipos de suelo.

Descripción del uso de la tierra	Tratamiento o práctica	Condición hidrológica	Número de curva para el grupo de suelo hidrológico				
			A	B	C	D	
Tierras agrícolas cultivadas							
Barbecho	Fila recta o suelo descubierto		77	86	91	94	
	Labranza de conservación	Pobre	76	85	90	93	
	Labranza de conservación	Buena	74	83	88	90	
Cultivos en hileras	Fila recta	Pobre	72	81	88	91	
	Fila recta	Buena	67	78	85	89	
	Labranza de conservación	Pobre	71	80	7	90	
	Labranza de conservación	Buena	64	75	82	85	
	Contorno	Pobre	70	79	84	88	
	Contorno	Buena	65	75	82	86	
	Contorno y	Pobre	69	78	83	87	
	Labranza de conservación	Buena	64	74	81	85	
	Contorno y terrazas	Pobre	66	74	80	82	
	Contorno y terrazas	Buena	62	71	78	81	
	Contorno y terrazas	Pobre	65	73	79	81	
	y labranza de conservación	Buena	61	70	77	80	
	Grano pequeño	Fila recta	Pobre	65	76	84	88
		Fila recta	Buena	63	75	83	87
Labranza de conservación		Pobre	64	75	83	86	
Labranza de conservación		Buena	60	72	80	84	
Contorno		Pobre	63	74	82	85	
Contorno		Buena	61	73	81	84	
Contorno y		Pobre	62	73	81	84	
Labranza de conservación		Buena	60	72	8	83	
Contorno y terrazas		Pobre	61	72	79	82	
Contorno y terrazas		Buena	59	70	78	81	
Contorno y terrazas		Pobre	60	71	78	81	
y labranza de conservación		Buena	58	69	77	80	
Semillas cerradas		Fila recta	Pobre	66	77	85	89
Legumbres		Fila recta	Buena	58	72	81	85
rotaciones	Contorno	Pobre	64	75	83	85	
Praderas e	Contorno	Buena	55	69	78	83	
	Contorno y terrazas	Pobre	63	73	80	83	
	Contorno y terrazas	Buena	51	67	76	80	
Tierras agrícolas no cultivadas							
Pastizal o cordillera	Sin tratamiento mecánico	Pobre	68	79	86	89	
	Sin tratamiento mecánico	Favorable	49	69	79	84	
	Sin tratamiento mecánico	Buena	39	61	74	80	
	Contorno	Pobre	47	67	81	88	
	Contorno	Favorable	25	59	75	83	

Descripción del uso de la tierra	Tratamiento o práctica	Condición hidrológica	Número de curva para el grupo de suelo hidrológico			
			A	B	C	D
	Contorno	Buena	6	35	70	79
Pradera		-	30	58	71	78
Bosque y pasto o		Pobre	55	73	82	86
Huertos- perennes		Favorable	44	65	76	82
Caducifolio		Buena	32	58	72	79
Escobillas		Pobre	48	67	77	83
		Favorable	35	56	70	77
		Buena	0	48	65	73
		Pobre	45	66	77	83
bosque		Favorable	36	60	73	79
		Buena	25	55	70	77
Granjas		-	59	74	82	86
Zona forestal						
herbáceas		Pobre		80	87	93
		Favorable		71	81	89
		Buena		62	74	85
Roble-Álamo		Pobre		66	74	79

Nota: los números presentados consideran la condición  $I_a=0.2S$ .

Tomado de *Hydrologic Analysis and Design* (p. 157-158), por USDA, 1986, Pearson.

Para México, el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) tiene a disposición archivos raster que muestran la distribución de los tipos de suelo, así como algunas de sus características (física y químicas), de acuerdo con la referencia mundial del recurso suelo de la FAO (WRB por sus siglas en inglés); también cuenta con archivos que muestran la distribución del uso del suelo agrícola, vegetación natural e inducida, uso pecuario, forestal, entre otros. Para un mejor entendimiento, el INEGI cuenta con una *guía para la interpretación de cartografía*, para versiones de *edafología* y *Uso de Suelo y Vegetación*.

Si bien, la metodología del número de curva se desarrolló para clasificaciones de suelo, uso de suelo y vegetación de Estados Unidos, existen trabajos que hacen una equivalencia entre estas y las de México. Una de las referencias más usadas en estudios hidrológicos es el *Instructivo de Hidrología para determinar la avenida máxima ordinaria asociada a la delimitación de la zona federal* por la Comisión Nacional del Agua (1987).

También existen referencias como la *Asignación de grupo hidrológico del suelo a partir de clasificaciones edáficas de base morfométrica* por (Gómez y Roldan, 2013), o *La clasificación FAO-WRB y los suelos del Estado de México* por (Sotelo, González, Cruz, Moreno, y Ochoa, 2010). En este sentido, Hernández (2014) realizó una equivalencia más detallada en una tesis de licenciatura denominada “*Obtención del número de curva (NC) para la República Mexicana mediante el uso de sistemas de información geográfica, aplicando la metodología del TR-55*”. Las referencias mencionadas se anexan al final del presente trabajo.

Además, el escurrimiento se ve afectado también por la pendiente, por lo tanto, Fleming y Doan (2013) indican que una vez que se calcularon los números de curva, se realiza la corrección por pendiente de acuerdo con Neitsch, Arnold, Kiniry, y Williams (2011).

$$CN_{2s} = \frac{CN_3 - CN_2}{3} * (1 - 2 * \exp(-13.86 * slp)) + CN_2 \quad (11)$$

$$CN_3 = CN_2 * \exp(0.00673 * (100 - CN_2)) \quad (12)$$

Donde *slp* es la pendiente media de la cuenca en porcentaje, y  $CN_{2s}$  es el número de curva para la condición II ( $CN_2$ ) ajustado por pendiente, es decir, la condición cuando el contenido de humedad se considera promedio.

En el mismo sentido, el escurrimiento se ve afectado por la humedad antecedente provocada por la lluvia previa; ante esto, de acuerdo con Aparicio (2008), se debe realizar una corrección por lluvia antecedente acumulada cinco días antes, la cual se muestra en el Cuadro 4 y se realiza en las siguientes condiciones:

- a) Corrección A: cuando la lluvia antecedente es menor a 25 milímetros.
- b) Sin corrección: cuando la lluvia antecedente es mayor a 25 y menor a 50 milímetros.
- c) Corrección B: cuando la lluvia antecedente es mayor a 50 milímetros.

Cuadro 4. Grupos hidrológicos de suelo.

CN sin corrección	CN con corrección A	CN con corrección B
0	0	0
10	4	22
20	9	37
30	15	50
40	22	60
50	31	70
60	40	78
70	51	85
80	63	91
90	78	96
100	100	100

Nota: Tomado de *Fundamentos de hidrología de la superficie* (p. 190), por Aparicio, 2008, México: LIMUSA.

### 2.3.3 Teoría del hidrograma unitario

De acuerdo con Gribbin (2014), el concepto de hidrograma unitario fue introducido por Sherman en 1932, y se define como el hidrograma que resulta de una unidad de lluvia en exceso que cae sobre una cuenca en una unidad de tiempo; los elementos de este hidrograma se presentan en la Figura 8.

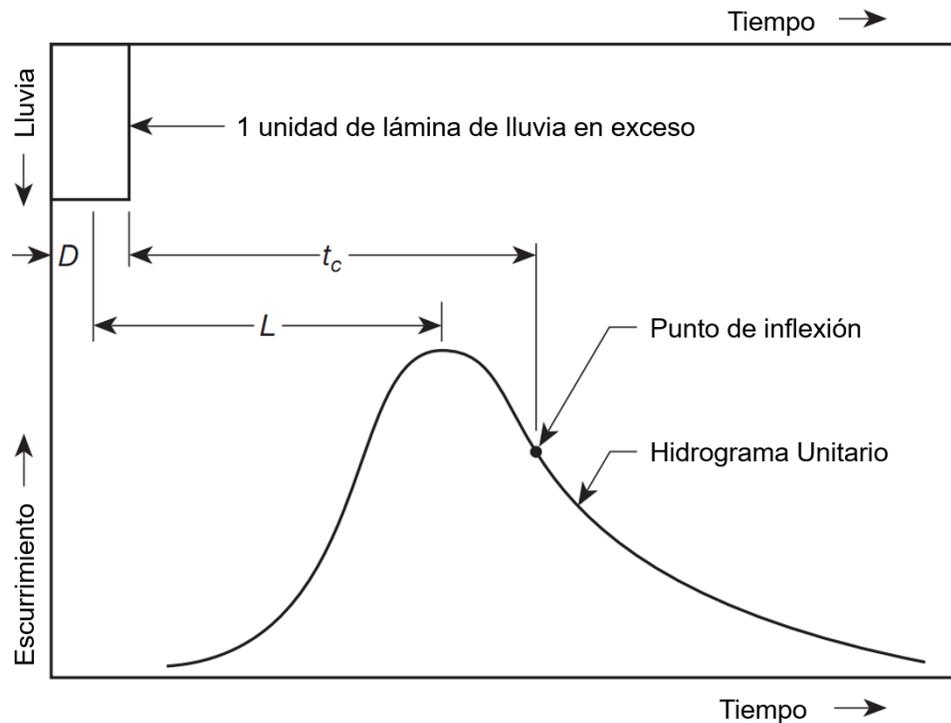


Figura 8. Principales elementos de un hidrograma unitario.

Nota: Tomada y adaptada de *Introduction to hydraulics and hydrology with applications for stormwater management* (p. 196), por Gribbin, 2014, New York: DELMAR.

Este mismo autor menciona que, para este concepto se hacen las siguientes suposiciones:

- a) La lluvia es constante en el tiempo unitario.
- b) La precipitación es distribuida uniformemente sobre toda la cuenca.
- c) El hidrograma que resulta de un exceso de lluvia mayor o menor a la unidad es proporcional al resultante de una unidad; se le conoce como el principio de proporcionalidad.
- d) Los hidrogramas trazados en el mismo eje se pueden combinar sumando los valores de sus ordenadas, formando un hidrograma resultante; se le conoce como principio de superposición.

#### **2.3.4 Hidrograma unitario sintético**

Bedient et al. (2013) menciona que los hidrogramas unitarios sintéticos son aquellos productos de fórmulas teóricas o empíricas que relacionan el caudal máximo y el tiempo con las características de la cuenca; igualmente menciona que ofrecen al hidrólogo una alternativa, sobre todo en las cuencas no aforadas. Algunos métodos de hidrograma unitarios sintéticos son: el de Snyder, del SCS y el de Clark.

Ahora bien, un hidrograma de relevancia es el de Clark, y Sabol (1988) sintetiza el Hidrograma Unitario de Clark en función de tres parámetros: 1) la curva tiempo-área, 2) tiempo de concentración ( $T_c$ ) y 3) coeficiente de almacenamiento ( $R$  o  $K$ ).

Este mismo autor menciona que la curva tiempo-área es definida como el área acumulada (de la cuenca) que es la que contribuye al caudal a la salida en función del tiempo; y comenta que esta relación se puede desarrollar a partir de un análisis hidráulico de la cuenca.

Para este método, Ojha, Berndtsson, y Bhunya (2008) explican que se asume que  $S = KQ$  describe el depósito lineal a la salida, donde  $K$  es la constante de almacenamiento, y la ecuación de continuidad es:

$$I = Q = \frac{ds}{dt}$$

ó

$$-Q = \frac{ds}{dt} = K \frac{dQ}{dt}$$

ó

$$K = -Q/(dQ/dt)I \quad (13)$$

Donde  $i$  indica el punto de inflexión. Muchas veces en vez de la letra  $K$ , se utiliza la letra  $R$  para referirse a la constante de almacenamiento.

Luego, sabiendo que  $K$  de un almacenamiento lineal, las entradas se pueden transitar mediante el método de Muskingum, cuya ecuación es:

$$S = K[xI + (1 - x)O] \quad (14)$$

Y esta puede ser reescrita de la siguiente manera

$$Q_2 = C_0I_2 + C_1I_1 + C_2O_1 \quad (15)$$

Donde  $C_0 = (0.5\Delta t_c)/(K + 0.5\Delta t_c)$  y  $C_1 = (0.5\Delta t_c)/(K + 0.5\Delta t_c)$  y  $C_2 = (k - 0.5\Delta t_c)/(K + 0.5\Delta t_c)$ .

Finalmente mencionan que como las entradas provienen del mismo hidrograma,  $I_1 = I_2$  para cada intervalo de tiempo, por lo que, ahora la ecuación (15) se presenta así:

$$Q_2 = 2C_1I_1 + C_2Q_1 \quad (16)$$

Y transitando el histograma área-tiempo en la ecuación anterior, se obtiene el Hidrograma Unitario de Clark.

Siguiendo en este tema, Straub, Melching, y Kocher (2000), en su trabajo *Equation for estimating Clark Unit-Hydrograph parameters for small rural watersheds in Illinois*, definen el tiempo de concentración de Clark como aquel que toma el trayecto de la última gota de agua que cae en el punto hidráulicamente más alejado hasta llegar a la red de canales; agregan que, considerando la teoría de un sistema lineal y el concepto de traslación, este tiempo de concentración es equivalente a la definición general utilizada en hidrología.

Es importante mencionar que el coeficiente de almacenamiento (R) es conceptual, y difícilmente se puede interpretar físicamente (Yoo, Lee, Park, y Jun, 2014); pero se puede estimar de un hidrograma observado, en donde R representa la relación entre el volumen bajo el hidrograma después del punto de inflexión en la recesión (HEC, 1982; Magaña, Bâ, y Guerra, 2013), es decir:

$$R = \frac{\int_{PI}^{\infty} Q(t) dt}{Q_{PI}} \quad (17)$$

donde  $\int_{PI}^{\infty} Q(t)$  es el volumen bajo el hidrograma una vez que se pasa el punto de inflexión en la recesión y  $Q_{PI}$  es el gasto en ese punto de inflexión.

A esto, de acuerdo con Magaña et al. (2013), el cuerpo de ingenieros de EE.UU. (HEC 1967) recomiendan usar un coeficiente de almacenamiento (R) con valor igual a 0.8 veces el tiempo de concentración; y Zimmermann (2003) menciona que ante la ausencia de datos de caudales, se recomienda utilizar fórmulas como  $R=c \cdot T_c$ , donde c varía entre 0.5 y 0.8. Lo que hacen varios autores es darle un valor inicial basado en la bibliografía y calibrar este parámetro de acuerdo con el ajuste del hidrograma modelado.

## 2.4 Tránsito en cauces

Bedient et al. (2013) explican que el tránsito se divide en dos categorías: hidrológicas e hidráulicas; que el método hidrológico involucra el balance de entradas, salidas, y volumen almacenado usando la ecuación de continuidad; y el método hidráulico es más complejo y preciso, además, se basa en la ecuación de continuidad y de momentum para un flujo variado.

Ahora bien, McCuen (2016) menciona que este método se basa en la ecuación de tránsito (18) y la función de almacenamiento (19).

$$\frac{1}{2}(I_1 + I_2) - \frac{1}{2}(O_1 + O_2) = \frac{S_2 + S_1}{\Delta t} \quad (18)$$

$$S = xKI^{m/d} + (1 - x)KO^{m/d} \quad (19)$$

Donde I son las entradas, O las salidas, x depende de las características del canal y K una constante del tiempo de viaje. Dado que  $\frac{m}{d} = 1$  y  $K = b/a$ , por lo tanto, la ecuación (19) se simplifica en:

$$S = K[xI + (1 - x)O] \quad (20)$$

Sustituyendo la ecuación (20) en la ecuación (18)

$$\frac{1}{2}(I_1 + I_2) - \frac{1}{2}(O_1 + O_2) = \frac{K[xI_2 + (1 - x)O_2] + K[xI_1 + (1 - x)O_1]}{\Delta t} \quad (21)$$

Y resolviendo esta ecuación

$$O_2 = C_0I_2 + C_1I_1 + C_2O_1 \quad (22)$$

Donde

$$C_0 = -\frac{Kx - 0.5\Delta t}{k - kx + 0.5\Delta t} \quad (23)$$

$$C_1 = \frac{Kx + 0.5\Delta t}{k - kx + 0.5\Delta t} \quad (24)$$

$$C_2 = \frac{k - kx - 0.5\Delta t}{k - kx + 0.5\Delta t} \quad (25)$$

Y, además

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1 \quad (26)$$

## 2.5 Modelación hidrológica

Los modelos hidrológicos (o de cuenca) son representaciones matemáticas de los procesos hidrológicos de simulación del movimientos en una cuenca, y su nivel de complejidad va desde modelos agregados hasta modelos distribuidos espacialmente (Singh, 2017).

Para Todini (2007), la historia de la modelación hidrológica abarca desde el método racional hasta los modelos físicamente distribuidos en la actualidad, y dice que una de las utilidades de los modelos hidrológicos es la predicción de inundaciones; también, Halwatura y Najim (2013) dicen que la planificación ambiental se debe apoyar de modelos de simulación y predicción.

Una propuesta de clasificación es la de Singh (1988) citado por Vargas, Ibáñez, y Arteaga (2015), la cual se muestra en la Figura 9. Una clasificación que vale la pena mencionar es la de modelos agregados y distribuidos; los modelos agregados agrupan los parámetros que definen la física del sistema, es decir, aquellos procesos físicos que se suponen constantes en el dominio o subdominios (Olivares, Sanz, Gómez, y Bladé, 2019); y los distribuidos toman en cuenta la variabilidad de las propiedades físicas y precipitación, dividiendo la cuenca en microcuencas o celdas (Méndez, Soto, Riva, y Caetano, 2014).

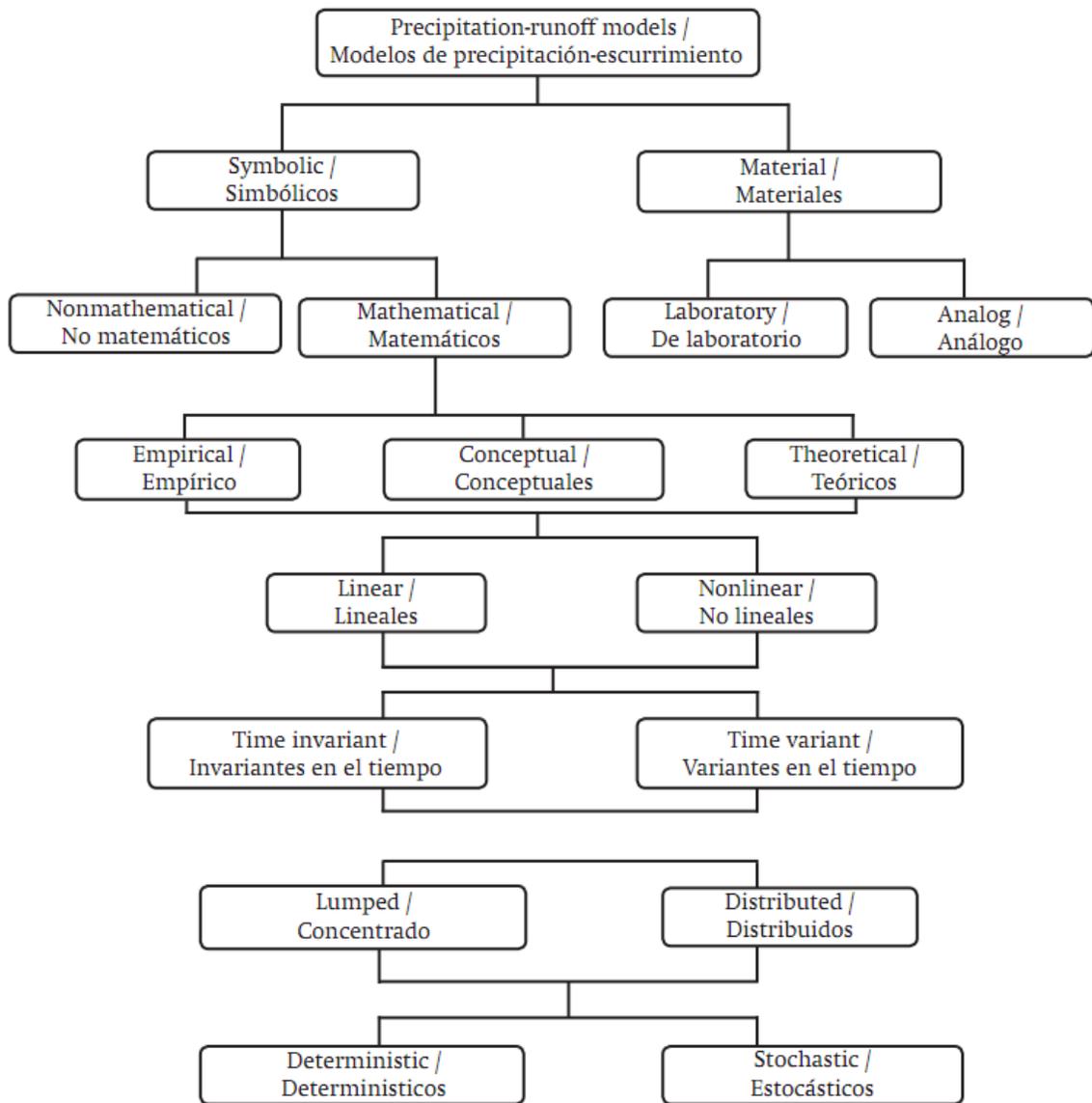


Figura 9. Esquema de clasificación de modelos hidrológicos.

Nota: Tomada de "Development, classification and trends in rainfall-runoff modeling" (p. 9), por Vargas et al., 2015, *Ingeniería Agrícola y Biosistemas*, 7 (1).

Es importante mencionar que, comúnmente los modelos hidrológicos utilizan un parámetro relacionado al tiempo, y el tiempo de concentración es el más utilizado (Campos, 2010). Para Smith y Velásquez (1995), el tiempo de concentración es el tiempo que se requiere para que el agua atraviese desde el punto más alejado de la cuenca hasta su punto de salida; en el Cuadro 5 se muestran diferentes fórmulas para el cálculo de este parámetro.

**Cuadro 5. Resumen de algunos métodos de estimación del tiempo de concentración (en horas) empíricos y semi empíricos.**

Método	Ecuación	Observaciones
Carter (1961)	$T_c = 0.0015476 L^{0.6} S^{-0.3}$	Desarrollada para cuencas urbanas Área menor a 20.72 km <sup>2</sup> Longitud de canales menor que 11.27 km 0.013 y It; =n y It;0.025 Un importante flujo de tuberías en la cuenca
FAA (1970)	$T_c = 0.0165626(1.1 - C)L^{0.5}(100S)^{-0.333}$	Desarrollada a partir de datos de drenaje de aeropuertos Válida para pequeñas cuencas donde dominan el flujo de lámina y el flujo terrestre
Kinematic wave formula (Aron and Erborge 1973)	$T_c = 0.0319639 L^{0.6} n^{0.6} i^{-0.4} S^{-0.3}$	Desarrollada a partir del análisis de ondas cinemáticas de la escorrentía superficial de las superficies desarrolladas Área < 0.0404686 km <sup>2</sup>
Kerby (1959) Hathaway (1945)	$T_c = 0.024068L_c^{0.47} n^{0.47} S_c^{-0.235}$	Pendiente < 1% N<0.8
Kirpich (Tennessee) (1940)	$T_c = 0.0003245 L^{0.77} S^{-0.385}$	Área desde 0.00405-0.4532 km <sup>2</sup> Pendiente desde 3 a 10%
NRCS (1972) lag equation	$T_c = 0.0002269 L^{0.8} \left( \frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0.7} S^{-0.5}$	Para cuencas rurales donde predomine el flujo terrestre Área de cuenca < 8.0937 km <sup>2</sup>
Arizona DOT (1993)	$T_c = 0.0097956 A^{0.1} L^{0.25} L_{ca}^{0.25} S^{-0.2}$	Forma modificada de FAA Cuencas agrícolas
Giandotti (1934) (after Fang et al. 2005)	$T_c = (4A^{0.5} + 1.5L_c) / [0.8(H - E_o)]^{0.5}$	Desarrollada para pequeñas cuencas agrícolas en Italia
California Culvert Practice (California Division of Highways 1960)	$T_c = [0.871(L')^3 \Delta H^{-1.0}]^{0.385}$	Desarrollada para pequeñas cuencas montañosas en california
Témez	$T_c = 0.3 \left[ \frac{L_c}{S^{0.25}} \right]^{0.76}$	

Nota: A= área (km<sup>2</sup>); C = coeficiente de escurrimiento; CN = número de curva de escurrimiento; E<sub>o</sub> = elevación de la salida de la cuenca (m); H = elevación media de la cuenca (m); ΔH = diferencia de elevación del punto inicial y final de un canal (m); i = intensidad de lluvia (mm/h); L = la longitud de la cuenca a lo largo del canal principal desde el punto más distante hidráulicamente hasta la salida (m); L<sub>c</sub> = longitud del canal principal (m); L<sub>ca</sub> = longitud medida desde el punto de concentración a lo largo de L hasta un punto en L que es perpendicular al centroide de la cuenca (m); L' = Longitud a lo largo del curso del agua (km); n = coeficiente de rugosidad de Manning; S = pendiente media de la cuenca (m=m); and S<sub>c</sub> = pendiente media del canal (m=m).

Tomado y adaptado de “Methodology for identifying the best equations for estimating the time of concentration of watersheds in a particular region” (p. 713), por Sharifi y Hosseini, 2011, *Journal of irrigation and drainage engineering*, 137 (11). La ecuación de Témez fue agregada al cuadro original, se obtuvo de Vélez y Botero (2011).

En lo que refiere a México, Vargas et al. (2015) señalan que los modelos de lluvia escurrimiento más aplicados son el SWAT (Soil and Water Assesstment Tool) y el HEC-HMS (Hydrologic Modelling System); y que este último es más trabajado por evento meteorológico extremo.

Respecto al modelo HEC-HMS, es un modelo que fue desarrollado por el Cuerpo de Ingenieros del Centro de Ingeniería Hidrológica (HEC por sus siglas en inglés) de Estados Unidos, que está diseñado para simular procesos de lluvia-escurrimiento de un sistema de subcuencas, y comprende métodos de pérdidas, transformación de escurrimiento y simulación de tránsito en ríos; los métodos mencionados se enlistan en el Cuadro 6.

Cuadro 6. Modelos de escurrimiento-volumen, escurrimiento directo, flujo base y tránsito en cauces disponibles en el modelo HMS.

<b>Modelo de escurrimiento-volumen</b>	<b>Modelos de escurrimiento directo</b>	<b>Modelos de flujo base</b>	<b>Modelos de tránsito en cacues</b>
Inicial y tasa constante	Hidrograma unitario específico	Mensualmente constante	Onda cinemática Retraso (lag)
Número de curva del SCS (CN)	HU de Clark HU de Snyder	Recesión exponencial	Pulso modificado Muskingum
Gridded SCS CN	HU del SCS	Almacenamiento	Muskingum-Cunge
Green Ampt	Clark Modificado	lineal	sección estándar
Deficit y tasa constante	Onda Cinemática		Muskingum-Cunge sección de ocho puntos
Contabilidad de humedad del suelo (SMA por sus siglas en inglés)			Bifurcación

Nota: Elaboración propia con datos tomado de *Hydrologic Modeling System HEC-HSM Technical Reference Manual* (p. 13), por Feldman, 2000, Davis, CA: U. S. Army Corps of Engineering, Hydrologic Engineering Center.

Para la valoración del ajuste de modelos, los indicadores más utilizados son: el índice de Nash-Sutcliffe model efficiency (NSE), la raíz del cuadrado medio del

error (RMSE), el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y el error cuadrático medio (MSE) (Vargas et al., 2015).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_t^{obs} - Q_t^{sim})^2}{\sum_{t=1}^n (Q_t^{obs} - \bar{Q}^{obs})^2} \quad (27)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (Q_t^{obs} - Q_t^{sim})^2} \quad (28)$$

$$R^2 = \frac{\sum_{t=1}^n (Q_t^{sim} - \bar{Q}^{obs})^2}{\sum_{t=1}^n (Q_t^{obs} - \bar{Q}^{obs})^2} \quad (29)$$

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (Q_t^{obs} - Q_t^{sim})^2 \quad (30)$$

Donde  $Q_t^{obs}$  es el caudal observado,  $Q_t^{sim}$  caudal simulado, ambos para el tiempo  $t$ ,  $n$  es el número de observaciones;  $\bar{Q}^{sim}$  es el caudal promedio simulado y  $\bar{Q}^{obs}$  es el caudal promedio observado.

Ahora bien, cuando se cuenta con datos de entrada y de salida es necesario calibrar el modelo, en casos con datos de caudales se calibra el hidrograma modelado; y si bien se han desarrollado diferentes técnicas de calibración, un enfoque básico es la calibración manual (Sorooshian et al., 2008), el cual consiste en la prueba y error en el ajuste de parámetros.

En este sentido, el modelo HEC-HMS cuenta con un módulo de optimización que, de manera general, sigue el procedimiento que se muestra en la Figura 10.

De acuerdo con el manual de referencias técnicas, este programa maneja tres métodos en su módulo de optimización: algoritmo del gradiente univariado, algoritmo Nelder-Mead y restricciones de búsqueda.

En el caso del algoritmo del gradiente univariado, según Feldman (2000), este realiza correcciones consecutivas a los parámetros estimados. Si  $x^k$  es el parámetro que se estima con la función objetivo  $f(x^k)$  en la iteración  $k$ , la búsqueda define un nuevo  $x^{k+1}$  en la iteración  $k + 1$  como:

$$x^{k+1} = x^k + \Delta x^k \quad (31)$$

Para la cual  $\Delta x^k$  es la corrección del parámetro. Se debe encontrar  $\Delta x^k$  de tal manera que las estimaciones tiendan hacia el parámetro que da el valor mínimo de la función objetivo. Para consultar más detalles, y sobre los otros dos métodos, ir al manual de referencias técnicas del HMS por Feldman (2000).

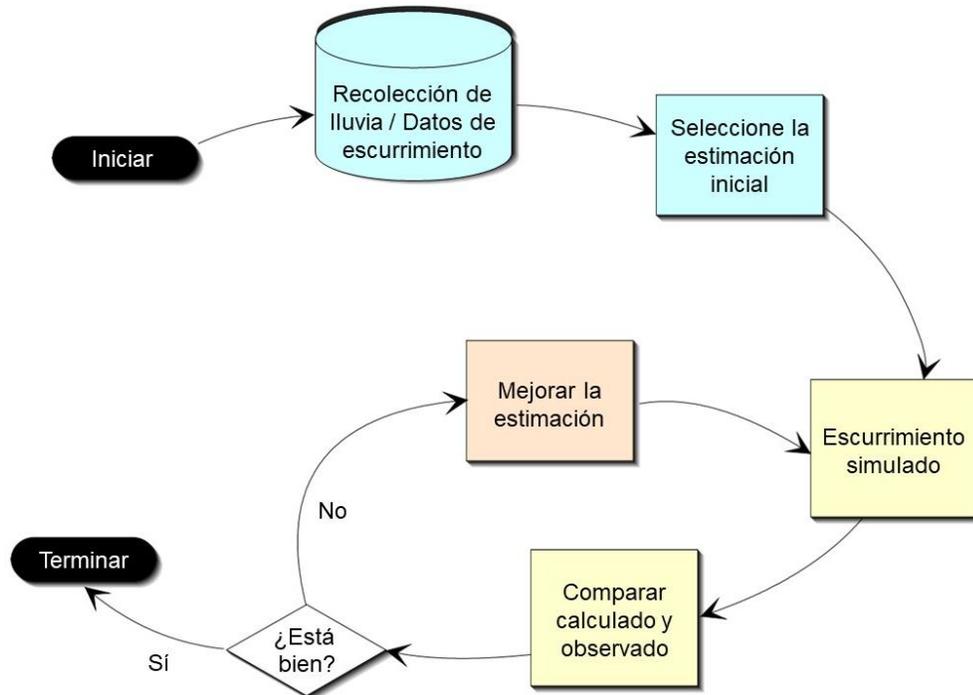


Figura 10. Esquema del procedimiento de calibración.

Nota: Tomada y adaptada de *Hydrologic Modelling System HEC-HMS Technical Reference Manual* (p. 95), por Feldman, 2000, Davis, CA: U. S. Army Corps of Engineering, Hydrologic Engineering Center.

En este mismo sentido, el módulo de optimización calcula diferentes índices como función objetivo, estos son los siguientes: autocorrelación del primer retraso, residuales máximos absolutos, residuales absolutos medios, residuales cuadrados medios, Nash Sutcliffe, raíz del cuadrado medio del error (RMSE) ponderado por el pico, máximo error porcentual, volumen de error porcentual, raíz del cuadrado medio del error (RMSE), raíz del cuadrado medio del error logarítmico, suma de residuales absolutos, suma de los cuadrados residuales, error ponderado por el tiempo y Varianza de los residuales absolutos.

### **2.5.1 Modelos hidrológicos en México**

En México se han desarrollado diferentes tipos de modelación, principalmente en HEC-HMS y SWAT; por ejemplo, Bâ, Díaz, y Rodríguez (2001) aplicaron dos modelos determinísticos: el CEQUEAU y el SSARR para analizar el comportamiento hidrológico de los caudales de las cuencas de los ríos Amacuzac y San Jerónimo, ubicadas en el estado de México; los años analizados fueron en los periodos 1961-1975 y 1976-1985.

Torres, Fernández, Oropeza, y Mejía (2004) calibraron un modelo SWAT en la cuenca El Tejocote, Atlacomulco, para realizar el balance hídrico de la misma; los años analizados fueron de 1980 a 1984.

Torres, Mejía, Cortés, Palacios, y Exebio (2005) calibraron y validaron un modelo SWAT en la cuenca del Río Laja, Guanajuato; la calibración se realizó en el periodo 1993 a 2002 y la validación de 1998 a 2002.

Salas, Ibáñez, Arteaga, Martínez, y Fernández (2014) calibraron y validaron un modelo SWAT en la cuenca del Río Mixteco, Oaxaca, con el objetivo de usar el modelo como herramienta de predicción mensual en producción de biomasa, escurrimientos y sedimentos; la calibración se realizó en el periodo 1986-1988 y la validación en 1989-1990.

Quevedo, Mobayed, Fuentes, González, y Chávez (2016) realizaron una simulación con el modelo HIDRAS, en la cuenca del río Mixcoac (31.5 km<sup>2</sup>), en el Valle de México, y la unidad de escurrimiento de Cerro Blanco (0.67 ha). Se simuló un evento el 28 de julio de 1998 con precipitación de 31.97 mm y 4.5 h de duración, y otro evento el 11 de octubre de 2011 con precipitación de 46.4 mm y 9.75 h de duración.

Pereyra et al. (2016) utilizaron un modelo HMS para estimar escurrimientos generados por seis tormentas en la cuenca del río Ídolos, México; también utilizaron el modelo ECHAM (European Center Hamburg Model) para proyectar escurrimientos ante escenarios de cambio climático.

Velázquez, Troin, y Dávila (2017) estimaron el caudal en un periodo de referencia (1971-2000) y un periodo futuro (2046-2065), con el modelo SWAT, como parte de su investigación *Evaluación del impacto de cambio climático en los indicadores hidrológicos de una cuenca del centro de México con base en un ensamble de modelos climáticos y en el modelo hidrológico SWAT*.

Wurl, Martínez, e Imaz (2017) determinaron el patrón de escurrimientos en el arroyo Comodú para eventos de precipitación extrema con un periodo de retorno utilizando el modelo HEC-1.

Hernández y Patiño (2018) calibraron un modelo HEC-HMS utilizando el método del número de curva y el hidrograma unitario del SCS, para el año 1981 en la cuenca del Río Conchos-P. de la Colina.

Torres, Nikolskii, Martínez, y Martínez (2018) aplicaron el modelo MIKE-SHE para simular los escurrimientos en la cuenca del río Teapa. Realizaron una calibración en los años 1998-2000 y la validación de 2033 a 2005.

Vargas, Ibáñez, Arteaga, y Arévalo (2018) aplicaron un modelo HEC-HMS a nivel de eventos con información de EMA's y estaciones pluviométricas, utilizando la teoría de la onda cinemática, en la cuenca del río Turbio. El método de pérdidas fue el del número de curva de escurrimiento del SCS; los métodos para convertir lámina escurrida a hidrogramas fueron el hidrograma unitario del SCS y onda cinemática; el tránsito en cauces se realizó con Muskingum y onda cinemática; y para el tránsito en presas se utilizó el balance de masas.

Montiel, Prado, Vázquez, Ibáñez, y Pascual (2019) utilizaron un modelo HEC-HMS en la cuenca del río Chapingo para evaluar el ajuste del modelo de escurrimiento de curva numérica y el modelo de infiltración de Green-Ampt. Los eventos evaluados pertenecen a los años 2014, 2016 y 2017; la información de precipitación se obtuvo de EMA's.

Espinosa, Ibáñez, Arteaga, y Galeana (2020) realizaron una modelación distribuida en HEC-HMS, utilizando datos de imágenes de satélite GPM-IMERG para la estimación de lluvia, en la cuenca del Río Huaynamota; como parte final,

lo compararon con un modelo alimentado con datos de lluvia de estaciones meteorológicas automáticas terrestres.

### **2.5.2 Modelos hidrológicos en la zona de estudio**

Pérez (2017) realizó un modelo lluvia escurrimiento para eventos continuos en la cuenca del Río Fuerte utilizando el modelo HEC-HMS, utilizando información de lámina de precipitación y gasto en tiempo real a través del Sistema de Información Hidrológica (SIH); además, la precipitación pronosticada la obtuvo con base al modelo numérico WRF (Weather Research and Forecasting).

Para llevar a cabo el trabajo ocupó el método del hidrograma unitario para transformar la lámina escurrida a hidrograma; utilizó el método de Muskingum para el tránsito de avenidas en cauces y el método *speciefied released* para el tránsito en vasos de almacenamiento; para la evapotranspiración potencial se utilizó el método de media mensual.

Como resultado, obtuvo una modelación a escala de 24 horas para el periodo de años 2008-2014, y consiguió índices de Nash-Sutcliffe, aproximadamente, de 0.8 en la parte alta y de 0.6 en cuencas intermedias.

## **2.6 Literatura citada**

Acosta G., A. (1990). Modernización de la red hidroclimatológica de la República Mexicana. *Ingeniería Hidráulica en México*, (Especial).

Aparicio M., F. J. (2008). *Fundamentos de hidrología de la superficie*. México: LIMUSA.

Arnell, N. (2014). *Hydrology and Global Environmental Change*. New York: Routledge.

Aston, A. R. (1979). Rainfall interception by eight small trees. *Journal of Hydrology*, 42(3–4), pp. 383–396. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90057-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90057-X)

Bâ, K. M., Díaz D., C., y Rodríguez O., V. (2001). Simulación de caudales de los ríos Amacuzac y San Jerónimo en el Estado de México, México. *Ingeniería*

*Hidráulica en México*, 16(4), pp. 117–126.

Bedient, P. B., Huber, W. C., y Vieux, B. E. (2013). *Hydrology and floodplain analysis* (International edition) (5ta ed.). Harlow, Essex: PEARSON.

Boyle, P. J., y Dunn, C. E. (1991). Redefinition of enumeration district centroids: a test of their accuracy by using Thiessen polygons. *Environment and Planning A*, 23(8), pp. 1111–1119. <https://doi.org/10.1068/a231111>

Brutsaert, W. (2010). *Hydrology: An Introduction*. New York: Cambridge University Press.

Campos A., D. F. (1998). *Procesos del ciclo hidrológico* (3ra ed.). San Luis Potosí, Mexico: Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Campos A., D. F. (2010). *Introducción a la Hidrología Urbana*. Recuperado de <http://www.revista.unam.mx/vol.7/num7/art55/int55.htm>

Chang, M. (2012). *Forest hydrology An introduction to water and forests* (3ra ed.). Boca Ratón, Fla.: CRC Press.

Chow, V., Maidment, D., y Mays, L. (1994). *Hidrología aplicada*. Bogotá: Mc Graw Hill.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (1987). *Instructivo de Hidrología para determinar la avenida máxima ordinaria asociada a la delimitación de la zona federal*. Distrito Federal, México: Comisión Nacional del Agua.

Davie, T., y Quinn, N. W. (2019). *Fundamentals of hydrology* (3ra ed.). New York: Routledge.

Dingman, S. L. (2015). *Physical hydrology* (3ra ed.). Long Grove, IL: WAVELAND PRESS, INC.

Espinosa L., J. A., Ibáñez C., L. A., Arteaga R., R., y Galeana P., J. M. (2020). Modelo hidrológico distribuido con imágenes GPM-IMERG en la cuenca río Hueynamota, Nayarit, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 11(5), 276–302. <https://doi.org/10.24850/J-TYCA-2020-05-09>

- Feldman, A. D. (ed). (2000). *Hydrologic Modeling System HEC-HSM Technical Reference Manual*. Davis, CA: U. S. Army Corps of Engineering, Hydrologic Engineering Center.
- Fleming, M. J., y Doan, J. H. (2013). *HEC-GeoHMS Geospatial Hydrologic Modeling Extension User's Manual*. Davis, CA: U. S. Army Corps of Engineers.
- Gómez S., V., y Roldan S., M. (2013). Asignación de grupo hidrológico del suelo a partir de clasificaciones edáficas de base morfométrica. *6° Congreso Forestal Español*.
- Gordon, N. D., McMahon, T. A., Finlayson, B. L., Gippel, C. J., y Nathan, R. J. (2004). *Stream hydrology: an introduction for ecologists* (2da ed.). West Sussex, England: Jhon Wiley & Sons Ltd.
- Gribbin, J. E. (2014). *Introduction to hydraulics and hydrology with applications for stormwater management* (4ta ed.). New York: DELMAR.
- Gupta, R. S. (2017). *Hydrology And Hydraulic Systems* (4ta ed.). Long Grove, IL: WAVELAND PRESS, INC.
- Halwatura, D., y Najim, M. M. M. (2013). Application of the HEC-HMS model for runoff simulation in a tropical catchment. *Environmental Modelling and Software*, 46(2013), pp. 155–162. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2013.03.006>
- Hawkins, R. H., Ward, T. J., Woodward, D. E., y Van M., J. A. (2009). *Curve Number Hydrology: State of Practice*. Reston, Virginia: American Society of Civil Engineers.
- Hernández J., F. (2014). *Obtención del número de curva (NC) para la República Mexicana mediante el uso de sistemas de información geográfica, aplicando la metodología del TR-55*. Universidad Autónoma de México.
- Hernández R., P., y Patiño G., C. (2018). Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Conchos. En P. F. Martínez-Austria (Ed.), *La cuenca del Río*

*Bravo y el cambio climático* (p. 250). Puebla, México: Fundación Universidad de las Américas.

Horton, R. E. (1937). Hydrologic Interrelations of Water and Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 1(C), pp. 401–429. <https://doi.org/10.2136/sssaj1937.03615995000100000074>

Karamouz, M., Nazif, S., y Falahi, M. (2013). *Hydrology and hydroclimatology: Principles and applications*. New York: CRC Press.

Knapp, B. J. (2002). *Elements of Geographical Hydrology*. Taylor & Francis e-Library.

Linsley, R. K., Kohler, M. A., y Paulus, J. L. H. (1977). *Hidrología para ingenieros* (2da ed.). Bogotá, Colombia: McGraw-Hill.

Magaña H., F., Bâ, K. M., y Guerra C., V. H. (2013). Estimación del hidrograma de crecientes con modelación determinística y precipitación derivada de radar. *Agrociencia*, 47(8), pp. 739–752.

McCuen, R. H. (2016). *Hydrologic Analysis and Design* (4ta ed.). Pearson.

McCuen, R. H., Johnson, P. A., y Ragan, R. M. (2002). *Highway Hydrology* (2da ed.). Arlington, Virginia: National Highway Institute, Federal Highway Administration, U. S. Department of transportation.

Méndez A., B., Soto C., G., Rivera T., G. y Caetano, E. (2014). Modelación hidrológica distribuida apoyada en radares meteorológicos. *Tecnología y Ciencias del Agua*, V(1), pp. 83–101.

Modern water resources engineering. (2014). En L. K. Wang y C. T. Yang (Eds.), *Modern Water Resources Engineering*. New York: Humana Press.

Montiel G., R., Prado H., J. V., Vázquez P., M. A., Ibáñez C., L. A., y Pascual R., F. (2019). Evaluation of surface runoff from the numerical curve and green-ampt models in the chapingo River Basin, Mexico. *Terra Latinoamericana*, 37, pp. 291–301. <https://doi.org/10.28940/terra.v37i3.484>

- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., y Williams, J. R. (2011). *Soil & water assessment tool Theoretical Documentatino Version 2009*. Texas A&M University.
- Ojha, C. S. P., Berndtsson, R., y Bhunya, P. (2008). *Engineering hydrology*. Oxford University Press.
- Olivares, G., Sanz R., M., Gómez, M., y Bladé, E. (2019). Modelización hidrológica agregada (HEC-HMS) y distribuida (Iber). Análisis conceptual de la respuesta hidrológica de la cuenca de La Muga. *VI Jornadas de Ingeniería del Agua*, pp. 108–110.
- Organización Meteorológica Mundial (OMM). (2017). *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos*. OMM No. 8 (2014 ed.). Ginebra, Suiza: WMO (World Meteorological Organization).
- Pereyra D., D., Hoyos R., C., Pereyra C., K., Filobello N., U., Pérez S., A., y Ramírez G., V. (2016). Esgurrimiento generado por tormentas intensas en Veracruz, México. *Revista Iberoamericana de Ciencias*, 3(6), pp. 37–65.
- Pérez L., G. (2017). *Modelación hidrológica continua para fines de pronóstico de avenida en ríos*. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Quevedo T., J. A., Mobayed K., N., Fuentes R., C., González S., E., y Chávez G., C. A. (2016). Simulación del escurrimiento directo de eventos en cuencas pequeñas con el modelo HIDRAS. *Agrociencia*, 50, pp. 787–798.
- Sabol, G. V. (1988). Clark Unit Hydrograph and R-Parameter Estimation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(1), pp. 103–111. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1988\)114:1\(103\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1988)114:1(103))
- Salas M., R., Ibáñez C., L. A., Arteaga R., R., Martínez M., M. R., y Fernández R., D. S. (2014). Modelado hidrológico de la cuenca del río mixteco en el estado de oaxaca, México. *Agrociencia*, 48, pp. 1–15.
- Sharifi, S., y Hosseini, S. M. (2011). Methodology for identifying the best equations for estimating the time of concentration of watersheds in a

- particular region. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 137(11), pp. 712–719. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0000373](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000373)
- Singh, V. P. (1988). *Hydrologic Systems. Volume 1: Rainfall-runoff modelling*. New Jersey: Prentice Hall.
- Singh, V. P. (Ed.). (2017). *Handbook of applied hydrology*. USA: McGraw-Hill Education.
- Smith, R. A., y Velásquez, J. D. (1995). Modelos conceptuales en hidrología para la estimación del hidrograma unitario. *Avances en Recursos Hidráulicos*, (3), pp. 55–72.
- Sevicio Meteorológico Nacional (SMN)-Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (s/f-a). Estación Meteorológica Automática. Recuperado el 16 de julio de 2020, de <https://smn.conagua.gob.mx/es/observando-el-tiempo/estaciones-meteorologicas-automaticas-emas>  
[s%0Ahttp://smn.cna.gob.mx/es/emas](http://smn.cna.gob.mx/es/emas)
- Sevicio Meteorológico Nacional (SMN)-Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (s/f-b). Estación Sinóptica Meteorológica - ESIME. Recuperado el 16 de julio de 2020, de <https://smn.conagua.gob.mx/es/observando-el-tiempo/estaciones-meteorologicas-automaticas-emas-s%0Ahttp://smn.cna.gob.mx/es/emas>
- Sorooshian, S., Hsu, K., Coppola, E., Tomassetti, B., Verdecchia, M., y Visconti, G. (2008). *Hydrological modelling and the water cycle*. Springer.
- Sotelo R., E. D., González H., A., Cruz B., G. M., Moreno S., F., y Ochoa E., S. (2010). *La clasificación FAO-WRB y los suelos del Estado de México*. Zinacatepec, Estado de México: Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP).
- Steiner, E. (2011). *Matemáticas para las ciencias aplicadas*. Barcelona: Editorial Reverté.
- Straub, T. D., Melching, C. S., y Kocher, K. E. (2000). *Equation for estimating*

- Clark Unit-Hydrograph parameters for small rural watersheds in Illinois.*  
Urbana, Illinois: U.S. Department of Interior - U.S. Geological Survey.
- Subramaya, K. (2008). *Engineering Hydrology* (3ra ed.). New Delhi: Mcgraw-Hill.
- Teegavarapu, R. S. V. (2012). *Floods in a changing climate*, Extreme precipitation. New York: Cambridge University Press.
- Thompson, S. A. (1999). *Hydrology for water management*.  
<https://doi.org/10.1201/9780203751435>
- Todini, E. (2007). Hydrological catchment modelling: Past, present and future.  
*Hydrology and Earth System Sciences*, 11(1), pp. 468–482.
- Torres B., E., Fernández R., D., Oropeza M., J. L., y Mejía S., E. (2004).  
Calibración Del Modelo Hidrológico Swat En La Cuenca “El Tejocote”,  
Atacomulco, Estado de México. *Terra Latinoamericana*, 22, pp. 437–444.
- Torres B., E., Mejía S., E., Cortés B., J., Palacios V., E., y Exebio G., A. (2005).  
Adaptación de un modelo de simulación hidrológica a la cuenca del Río Laja,  
Guanajuato, México. *Agrociencia*, 39, pp. 481–490.
- Torres, M. A., Nikolskii, I., Martínez M., M. E., y Martínez, M. R. (2018).  
Hydrological assessment of the Teapa River basin, using the MIKE SHE  
model. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 9(4), pp. 130–146.  
<https://doi.org/10.24850/j-tyca-2018-04-06>
- 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, pp. 66–82.  
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.034>
- United States Department of Agriculture (USDA). (1986). *Urban hydrology for  
small wathersheds TR-55* (2da ed.). United States Department of Agriculture,  
USDA.
- Vargas C., G., Ibáñez C., L. A., y Arteaga R., R. (2015). Development,

- classification and trends in rainfall-runoff modeling. *Ingeniería Agrícola y Biosistemas*, 7(1), pp. 5–21. <https://doi.org/10.5154/r.inagbi.2015.03.002>
- Vargas C., G., Ibáñez C., L. A., Arteaga R., R., y Arévalo G., G. (2018). Kinematic wave hydrologic model of the Turbio River basin, Guanajuato, Mexico. *Ingeniería Agrícola y Biosistemas*, 10(1), pp. 33–47. <https://doi.org/10.5154/r.inagbi.2017.07.012>
- Velázquez Z., J. A., Troin, M., y Dávila O., R. (2017). Evaluación del impacto del cambio climático en los indicadores hidrológicos de una cuenca del centro de México con base en un ensamble de modelos climáticos y en el modelo hidrológico SWAT. *Ingeniería, investigación y tecnología*, 18(3), pp. 341–351.
- Vélez U., J. J., y Botero G., A. (2011). Estimación del tiempo de concentración y tiempo de rezago en la cuenca experimental urbana de la quebrada San Luis, Manizales (Estimation of the time of concentration and the lag time at San Luis creek basin, Manizales). *Dyna*, 78(165), pp. 58–71. Recuperado de <https://www.redalyc.org/html/496/49622372006/>
- Ward, A. D., y Trimble, S. W. (2003). *Environmental hydrology* (2da ed.). Boca Ratón, FL: CRC Press.
- World Meteorological Organization (WMO)/ Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO). (1991). *Progress in the implementation of the Mar del Plata Action Plan: strategies and measures for the implementation of the Mar del Plata Action Plan in the 1990s : report of the Secretary-General*. New York: United Nations.
- World Meteorological Organization (WMO). (1972). *Casebook on hydrological network design practice*. WMO No. 324. Ginebra, Suiza: WMO (World Meteorological Organization).
- World Meteorological Organization (WMO). (1992). *Vocabulario meteorológico internacional*. WMO No. 182 (2da ed.). Ginebra, Suiza: WMO (World Meteorological Organization).

- World Meteorological Organization (WMO). (2008). *Guide to hydrology practices Volume I Hydrology - From measurement to hydrological information*. WMO No. 168 (6ta ed.). Ginebra, Suiza: WMO (World Meteorological Organization).
- Wurl, J., Martínez G., C. N., y Imaz L., M. Á. (2017). Respuesta hidrológica al cambio climático en regiones áridas : caso de estudio en los Comondú , Baja California Sur , México. *Hidrobiologica*, 27(1), pp. 13–22.
- Yoo, C., Lee, J., Park, C., y Jun, C. (2014). A Method for estimating concentration time and storage coefficient of the clark model using rainfall-runoff measurements. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(3), pp. 626–634. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000828](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000828)
- Zimmermann, E. D. (2003). A generalization of Clark´s IUH for flatland areas with strong human interventions. *Journal of environmental hydrology*, 11(2), pp. 1–14.
- Zinke, P. J. (1967). Forest interception studies in the United States. En: W. E. Sopper y H. W. Lull (Editores), *Forest Hydrology*, Pergamon Press, New York, pp. 137.161.

### 3 MODELACIÓN HIDROLÓGICA HORARIA EN LA CUENCA DEL RÍO FUERTE

#### 3.1 Resumen

En el presente trabajo se realizó la modelación hidrológica horaria para eventos hidrometeorológicos extremos en la región hidrológica del Río Fuerte, cuya superficie se distribuye en los estados de Sinaloa, Chihuahua, Sonora y Durango. El modelo construido se calibró hasta la estación de aforo Tubares, la cual cubre aproximadamente 34,000 km<sup>2</sup>; la estación hidrométrica Tubares que se localiza 35 km aguas arriba de la presa Huites. La importancia de esta zona radica en la actividad agrícola que se desarrolla en la parte baja de la cuenca, y el sistema de presas que se encuentra en ella y que también generan energía eléctrica. La modelación hidrológica se llevó a cabo en el programa HEC-HMS. La lluvia fue convertida a escurrimiento mediante el método de número de curva de escurrimiento del SCS; las láminas escurridas fueron convertidas a hidrograma mediante el método del hidrograma unitario sintético de Clark. Se realizó el tránsito de avenidas en cauces por el método hidrológico de Muskingum. El modelo fue calibrado para la tormenta del 6 al 30 de agosto del 2009 y validado con tormentas de los años 2011, 2015, 2016 y 2017. Finalmente, se encontró un modelo con coeficientes de Nash-Sutcliffe entre 0.22 y 0.52, lo cual es bueno, considerando que se modeló en forma horaria y se validó con varios eventos. En lo que respecta al cálculo del tiempo de concentración, se encontró que la fórmula de California Culvert Practice presentó mejores resultados al momento de calibrar y validar el modelo.

**Palabras clave:** hidrograma unitario de Clark, número de curva de escurrimiento, tiempo de concentración con California Culvert Practice ecuación, calibración y validación de modelos hidrológicos superficiales.

---

Tesis de Maestría en Ingeniería, Posgrado en Ingeniería Agrícola y Uso Integral del Agua, Universidad Autónoma Chapingo.

Autor: Edgar Merino Jiménez

Director de Tesis: Dra. Laura Alicia Ibáñez Castillo

# HOURLY HYDROLOGICAL MODELLING IN THE FUERTE RIVER WATERSHED

## 3.2 Abstract

In this research, an hourly hydrological model for extreme hydrometeorological events in the Fuerte River hydrologic Mexican region, whose area is distributed among the Mexican states of Sinaloa, Chihuahua, Sonora, and Durango, was performed. The model built was calibrated to the Tubares gauging station, which covers approximately 34,000 km<sup>2</sup>; the Tubares hydrometric station is located 35 km upstream of the Huites dam. The importance of this zone lies in the agricultural activity that is developed in the basin lower part, and the dams system where energy is also generated. The hydrological modeling was carried out in the HEC-HMS program. Precipitation was converted to runoff using SCS runoff curve number method; runoff sheets were converted to flows, through the Clark unit hydrograph. Muskingum was the channel routing method used. The model was calibrated for the August 6 to 30, 2009 storm and validated with 2011, 2015, 2016, and 2017 storms. Finally, the efficiency Nash-Sutcliffe coefficients were between 0.22 and 0.52, which is good, considering the hourly time step modelling and that it was validated with several events. In regards to the time concentration equation, the California Culver Practice method presented the best results to get the best calibration and validation results.

**Key words:** Clark unit hydrograph, runoff curve number, time of concentration with California Culvert Practice equation, calibration and validation of surface hydrologic models.

---

Master's Thesis in Engineering, Graduate Program in Agricultural and Water Engineering, Universidad Autónoma Chapingo.

Author: Edgar Merino Jiménez

Advisor: Dra. Laura Alicia Ibáñez Castillo

### **3.3 Introducción**

Los fenómenos hidrológicos son complejos y difíciles de entender, y en ausencia de un conocimiento exacto pueden representarse en una forma simplificada mediante el concepto de sistema (Weber, Jorquera, y Stehli, 2012). Un sistema se puede entender como un conjunto de elementos o componentes que se relacionan entre ellos por diferentes procesos (Rodríguez et al., 2006). Debido a la necesidad de determinar los efectos de la variación en el clima, el cambio climático y los cambios del uso del suelo o la gestión de los recursos hídricos, se han elaborado varios modelos de simulación hidrológica (Van, Arnold, y Bosch, 2005).

Cabe mencionar que, si bien existen diferentes programas para realizar modelaciones hidrológicas, Estrada y Pacheco (2012) mencionan que el Sistema de Modelación Hidrológica del Centro de Ingeniería Hidrológica del Cuerpo de Ingenieros del Ejército de EE. UU. (HEC-HMS por sus siglas en inglés) es un programa flexible que permite seleccionar diferentes métodos para el cálculo de pérdidas, hidrogramas y tránsito en cauces; además de permitir simular a nivel de eventos y de manera continua.

Por otra parte, en la región hidrológica del Río Fuerte (México) existe una importante infraestructura para almacenar y abastecer agua para diferentes usos, para generación de electricidad y control de avenidas; sin embargo, la ocurrencia de fenómenos extremos como huracanes y sequías siempre está presente, siendo impredecibles y con efectos que pueden provocar daños económicos muy graves (Korenfeld, 2015).

Pérez (2017) realizó una modelación continua en HMS para la cuenca del Río Fuerte, a una escala diaria; y si bien obtuvo coeficientes de Nash entre 0.7 y 0.8 (a excepción de una estación), es necesario el análisis por eventos extremos a una escala menor.

Dicho lo anterior, el presente trabajo tiene como objetivo realizar la modelación hidrológica, calibración, y validación, a escala horaria, en subcuencas pertenecientes a la Región Hidrológica Río Fuerte, para eventos en los años

2009, 2011, 2015, 2016 y 2017. Para llevarla a cabo se utilizó el programa HEC-HMS, ocupando el método del Servicio de Conservación de Suelo para calcular láminas escurridas y el método del Hidrograma Unitario de Clark para calcular caudales en varios puntos y a la salida de la cuenca. Los parámetros ajustados en la calibración fueron los números de curva de escurrimiento y el tiempo de concentración.

### **3.4 Materiales y métodos**

#### **3.4.1 Zona de estudio**

La Subregión Hidrológica Río Fuerte está localizada en el noroeste de México, en la región hidrológica número 10 “Sinaloa”; su superficie se distribuye entre los Estados de Sinaloa, Chihuahua, Sonora y Durango.

La importancia de esta cuenca radica en que, en la parte alta se encuentran los asentamientos poblacionales Tarahumaras, cuyos niveles de pobreza son altos; y en la parte baja se encuentran tres presas (presa Miguel Hidalgo y Costilla, presa Luis Donald Colosio, y presa Josefa Ortiz de Domínguez) con fines de generación de electricidad<sup>1</sup> e irrigación (Castillo, Ibáñez, Valdés, Arteaga, y Vázquez, 2017). El sistema de presas suministra agua a dos Distritos de Riego (DR): al DR075 El Fuerte y al DR076 El Carrizo, con una superficie total de 231,699 y 77,657 ha respectivamente, de acuerdo con el Sistema Nacional de Información del Agua de la Comisión Nacional del agua. En otro aspecto, de acuerdo con Korenfeld (2015), en verano esta subregión está expuesta a la incidencia de ciclones.

Una vez revisada la literatura sobre la cuenca, esta última fue delimitada con la extensión HEC Geo-HMS 10.2 para ArcGis, con base al modelo de elevación digital del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), hasta el punto correspondiente a la estación 25009 Bocatoma Sufragio del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Con la misma extensión se obtuvieron las características de las subcuencas (pendiente, longitud de cauce, tiempo de

---

<sup>1</sup> A excepción de la presa Josefa Ortiz de Domínguez, esta solo tiene el uso de irrigación.

retraso, entre otras) y el esquema hidrológico HMS. La zona de estudio se acotó hasta la estación Tubares, la cual comprende una superficie de 17,145.02 km<sup>2</sup>.

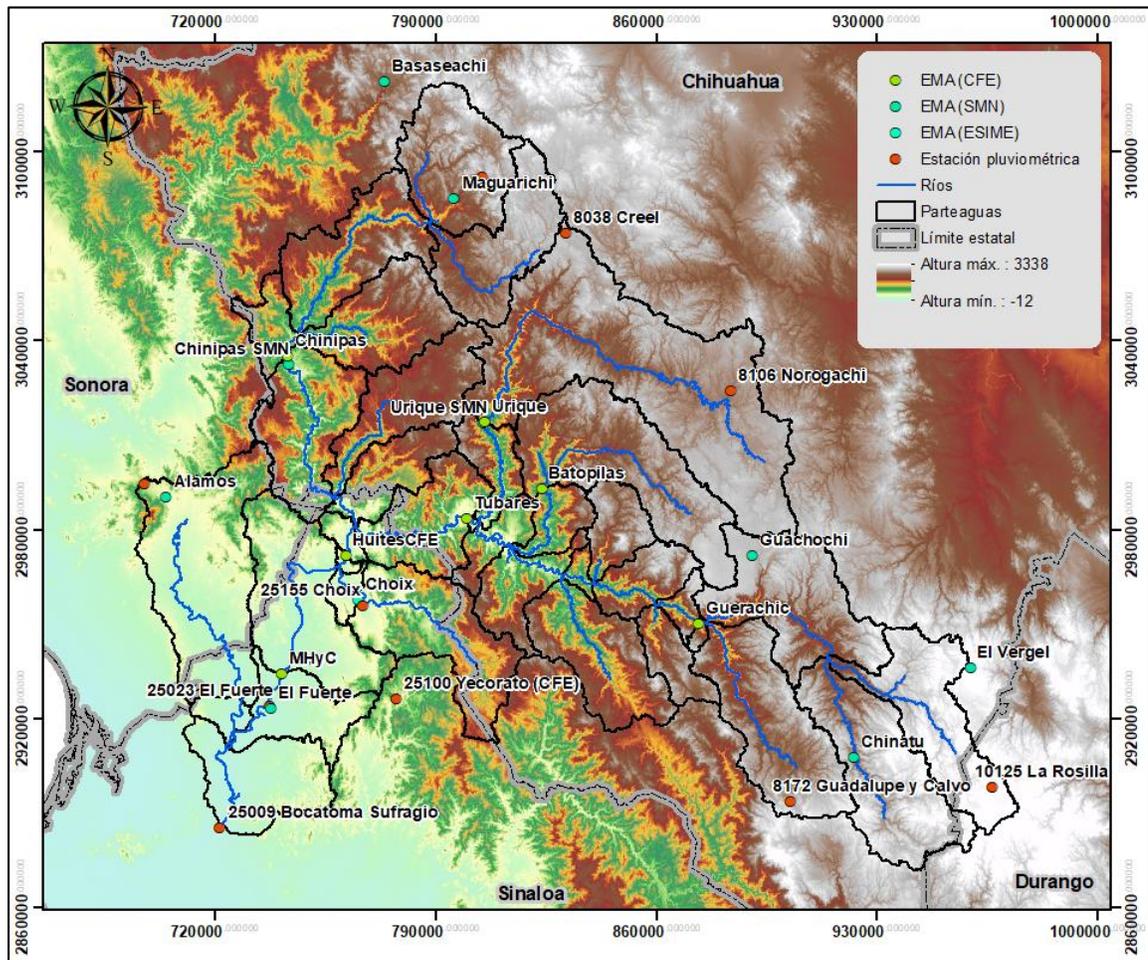


Figura 1. Ubicación de la cuenca Río Fuerte y estaciones hidrometeorológicas. Nota: Elaboración propia con datos de INEGI, CFE (Comisión Federal de Electricidad) y SMN.

### 3.4.2 Información hidrometeorológica

En este trabajo, la información de estaciones meteorológicas automáticas (EMA's) fue proporcionada por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Se adquirieron los meses de junio-octubre de los años 2009, 2011, 2015, 2016 y 2017. También se utilizó información pluviométrica de 24 horas del SMN.

Cuadro 1. Estaciones hidrometeorológicas en la cuenca del río Fuerte hasta la estación Tubares.

Estación	Administración/ Tipo	Estado	Coordenada X	Coordenada Y	Información	Escala
Tubares	CFE/EMA	Chihuahua	800062.98	2983759.21	Caudal	1 hora
Urique	CFE/EMA	Chihuahua	805824.31	3014204.43	Precipitación	1 hora
	CFE/EMA	Chihuahua	823729.33	2993087.05	Caudal	1 hora
Batopilas	CFE/EMA	Chihuahua	873443.76	2950383.58	Precipitación	1 hora
Guerachic	CFE/EMA	Chihuahua	873443.76	2950383.58	Caudal	1 hora
	SMN/EMA	Chihuahua	805386.86	3014070.40	Precipitación	10 minutos
Chinatu	SMN/EMA	Chihuahua	922682.80	2907997.05	Precipitación	10 minutos
El Vergel	SMN/EMA	Chihuahua	959766.68	2936360.79	Precipitación	10 minutos
Guachochi	SMN/EMA	Chihuahua	890436.31	2971802.14	Precipitación	10 minutos
	SMN/EMA	Chihuahua	795976.38	3085139.09	Precipitación	10 minutos
Maguarichi	SMN/EMA	Chihuahua	795976.38	3085139.09	Precipitación	10 minutos
8038 Creel	SMN/ Pluviométrica	Chihuahua	831477.88	3074041.35	Precipitación	24 horas
8106 Norogachi	SMN/ Pluviométrica	Chihuahua	883587.54	3024230.93	Precipitación	24 horas
	SMN/ Pluviométrica	Chihuahua	902646.84	2893908.09	Precipitación	24 horas
8172 Guadalupe y Calvo	SMN/ Pluviométrica	Chihuahua	902646.84	2893908.09	Precipitación	24 horas
8266 Batovira	SMN/ Pluviométrica	Chihuahua	804700.54	3091986.56	Precipitación	24 horas
10125 La Rosilla	SMN/ Pluviométrica	Durango	966840.86	2898310.47	Precipitación	24 horas

Nota: Comisión Federal de Investigación (CFE), Estación Meteorológica Automática (EMA), Estación Sinóptica Meteorológica (ESIME), Servicio Meteorológico Nacional (SMN).  
Elaboración propia con datos de CFE y SMN.

Una vez que se ordenó la información, y conociendo que la serie de caudales horarios es continua en el tiempo, se utilizó el método de interpolación lineal para la ausencia de datos, siempre y cuando no se rebasaran más de seis datos desconocidos continuamente. Es importante indicar que no existe una metodología para el relleno de datos para series hidrológicas horarias; sin embargo, Gordon, McMahon, Finlayson, Gippel, y Nathan (2004) mencionan que para periodos cortos se puede utilizar la interpolación lineal.

De manera paralela, para el caso de las series de precipitación, al no ser continuas (ni temporal ni espacialmente), se utilizó el método del inverso del cuadrado de la distancia.

Para el caso de las estaciones con valores acumulados cada 24 horas se utilizó la misma distribución proporcional de precipitación en ese mismo lapso en la EMA más cercana; este mismo manejo de datos de precipitación fue utilizado por Haberlandt, Ebner, y Buchwald (2008).

Para finalizar esta parte del proceso, la distribución espacial de lluvia se realizó con el método de polígonos de Thiessen. La información sobre los eventos modelados se muestra en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Eventos hidrometeorológicos seleccionados para modelar la cuenca del río Fuerte.

Tormentas	Inicio	Fin	Duración (Días)	Caudal máximo observado (m³/s) Tubares
2009	06/08/2009 08:00	30/08/2009 08:00	24	1,283.70
2011	18/08/2011 08:00	24/08/2011 08:00	6	296.00
2015	03/09/2015 08:00	18/09/2015 08:00	15	506.50
2016	16/07/2016 08:00	08/08/2016 08:00	23	934.80
2017	01/08/2017 09:00	09/08/2017 08:00	8	1,499.90

Nota: Elaboración propia con datos de CFE.

### 3.4.3 Modelación hidrológica

La modelación hidrológica fue realizada en el programa HEC-HMS 4.2.1, utilizando el método del Servicio de Conservación de Suelo (SCS) de Estados Unidos para transformar la lluvia en lámina escurrida; y para calcular los hidrogramas a la salida de las subcuencas se utilizó el Hidrograma Unitario de Clark; el intervalo de tiempo de la modelación fue de una hora.

De acuerdo con McCuen (2016), la ecuación para estimar la lámina escurrida es

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P + 0.8S} \quad (1)$$

Donde  $Q$  es la lámina escurrida o lluvia exceso en milímetros,  $P$  es la lámina precipitada en milímetros,  $S$  es el potencial máximo de retención de la cuenca en milímetros,  $I_a$  es la abstracción inicial en milímetros. La evidencia empírica lleva al supuesto de que  $I_a = 0.2S$ ; considerando esto, la ecuación (1) está condicionada a  $P \geq I_a$ , de otra manera,  $Q = 0$ . Además, el potencial máximo de retención se relaciona con el número de curva (CN) mediante la siguiente ecuación:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (2)$$

De acuerdo con la publicación técnica 55 del USDA (1986), *Urban hydrology for small watersheds*, el número de curva de escurrimiento está, principalmente, en función del grupo hidrológico de suelo, tipo de cobertura, condición de

escurrimiento antecedente, entre otros aspectos; además, de esta misma fuente se obtuvieron los valores de número de curva para las diferentes condiciones de la cuenca. La relación del grupo hidrológico de suelo y la textura de suelo se muestran en el Cuadro 3.

Cuadro 3. Grupos hidrológicos de suelo.

Grupo Hidrológico de suelo	Textura de suelo
A	Arenas con poco limo y arcilla; suelos muy permeables.
B	Arenas finas y limos.
C	Arenas muy finas y limos.
D	Arcilla en grandes cantidades; suelos poco profundos con subhorizontes de roca sana; suelos muy impermeables.

Nota: Tomado de *Fundamentos de hidrología de la superficie* (p. 189), por Aparicio, 2008, México: LIMUSA.

Para el cálculo del número de curva de escurrimiento, primero se creó un mapa (raster) de número de curva utilizando los datos vectoriales de tipo de suelo serie II y uso de suelo y vegetación serie VI, ambos fueron descargados en la plataforma digital del INEGI. El mapa de número de curva se realizó en la extensión HEC-GeoHMS como lo indican Fleming y Doan (2013) en el manual del usuario de dicha extensión. Una vez que se calcularon los números de curva, se realizó la corrección por pendiente de acuerdo con Neitsch, Arnold, Kiniry, y Williams (2011).

$$CN_{2S} = \frac{CN_3 - CN_2}{3} * (1 - 2 * \exp(-13.86 * slp)) + CN_2 \quad (3)$$

$$CN_3 = CN_2 * \exp(0.00673 * (100 - CN_2)) \quad (4)$$

Donde  $CN_{2S}$  es el número de curva para la condición II ( $CN_2$ ) ajustado por pendiente, es decir, la condición cuando el contenido de humedad se considera promedio y  $slp$  es la pendiente media de la cuenca, en porcentaje.

Para cada una de las tormentas se realizó la corrección por lluvia antecedente acumulada cinco días antes, de acuerdo con Aparicio (2008), la cual se muestra en el Cuadro 4 y se realiza en las siguientes condiciones: a) corrección A: cuando la lluvia antecedente es menor a 25 milímetros, b) sin corrección: cuando la lluvia

antecedente es mayor a 25 y menor a 50 milímetros, y c) Corrección B: cuando la lluvia antecedente es mayor a 50 milímetros.

Cuadro 4. Correcciones por humedad antecedente

CN sin corrección	CN con corrección A	CN con corrección B
0	0	0
10	4	22
20	9	37
30	15	50
40	22	60
50	31	70
60	40	78
70	51	85
80	63	91
90	78	96
100	100	100

Nota: Tomado de *Fundamentos de hidrología de la superficie* (p. 190), por Aparicio, 2008, México: LIMUSA.

En el caso del cálculo de caudal máximo y volumen escurrido en un hidrograma se pueden utilizar los hidrogramas unitarios sintéticos (HUS), especialmente en cuencas no aforadas; en nuestro estudio se utilizó el hidrograma unitario de Clark, el cual representa dos procesos de transformación de lluvia en exceso a escurrimiento: (1) traslación de la lluvia en exceso desde su origen a través de la red drenaje hasta la salida, (2) atenuación de la cantidad de la descarga una vez que el exceso se va almacenando en la cuenca (Feldman, 2000). Straub, Melching, y Kocher (2000) mencionan que la atenuación del flujo se puede representar como un depósito lineal cuyo almacenamiento se relaciona con la salida como

$$S = RO \quad (5)$$

Donde S es el almacenamiento en la cuenca, R es el coeficiente de almacenamiento y O es la salida del flujo. A partir de esta relación se puede llegar a la ecuación básica de Hidrograma Unitario de Clark, donde se agrega I como el flujo de entrada

$$O_2 = CI + (1 - C)O \quad (6)$$

$$C = \frac{2\Delta t}{2R + \Delta t} \quad (7)$$

Cabe agregar que, comúnmente los modelos hidrológicos utilizan un parámetro relacionado al tiempo, y el tiempo de concentración es el más utilizado (Campos, 2010). Para Smith y Velásquez (1995), el tiempo de concentración es el tiempo que se requiere para que el agua atraviese desde el punto más alejado de la cuenca hasta su punto de salida. Grimaldi, Petroselli, Tauro, y Porfiri (2012) mencionan que en la práctica son usadas fórmulas empíricas, como la de Giandotti, que es extensamente usada en Italia, o la de Kirpich y del NRCS que son usadas en Estados Unidos; en el Cuadro 5 se muestran diferentes fórmulas para el cálculo de este parámetro.

Mediante la extensión HEC-GeoHMS se calcula el tiempo de retardo con la siguiente expresión:

$$Lag = 0.00136L^{0.8} \left( \frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0.7} y^{-0.5} \quad (8)$$

Donde *Lag* es el tiempo de retraso en horas, *CN* el número de curva, *L* es la longitud hidráulica de la cuenca en metros, y *y* es la pendiente media de la cuenca en porcentaje; a este método se le llamará del SCS de aquí en adelante. Vale recordar que  $Lag = 0.6T_c$ , donde  $T_c$  es el tiempo de concentración.

**Cuadro 5. Resumen de algunos métodos de estimación del tiempo de concentración (en horas) empíricos y semi empíricos.**

Método	Ecuación	Observaciones
Carter (1961)	$T_c = 0.0015476 L^{0.6} S^{-0.3}$	Desarrollada para cuencas urbanas Área menor a 20.72 km <sup>2</sup> Longitud de canales menor que 11.27 km 0.013 y lt; =n y lt; 0.025 Un importante flujo de tuberías en la cuenca
FAA (1970)	$T_c = 0.0165626(1.1 - C)L^{0.5}(100S)^{-0.333}$	Desarrollada a partir de datos de drenaje de aeropuertos Válida para pequeñas cuencas donde dominan el flujo de lámina y el flujo terrestre
Kinematic wave formula (Aron and Erborge 1973)	$T_c = 0.0319639 L^{0.6} n^{0.6} i^{-0.4} S^{-0.3}$	Desarrollada a partir del análisis de ondas cinemáticas de la escorrentía superficial de las superficies desarrolladas
Kerby (1959) Hathaway (1945)	$T_c = 0.024068L_c^{0.47} n^{0.47} S_c^{-0.235}$	Área < 0.0404686 km <sup>2</sup> Pendiente < 1% N<0.8
Kirpich (Tennessee) (1940)	$T_c = 0.0003245 L^{0.77} S^{-0.385}$	Área desde 0.00405-0.4532 km <sup>2</sup> Pendiente desde 3 a 10%
NRCS (1972) lag equation	$T_c = 0.0002269 L^{0.8} \left( \frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0.7} S^{-0.5}$	Para cuencas rurales donde predomine el flujo terrestre Área de cuenca < 8.0937 km <sup>2</sup>

Método	Ecuación	Observaciones
Arizona DOT (1993)	$T_c = 0.0097956 A^{0.1} L^{0.25} L_{ca}^{0.25} S^{-0.2}$	Forma modificada de FAA Cuencas agrícolas
Giandotti (1934) (after Fang et al. 2005)	$T_c = (4A^{0.5} + 1.5L_c) / [0.8(H - E_o)]^{0.5}$	Desarrollada para pequeñas cuencas agrícolas en Italia
California Culvert Practice (California Division of Highways 1960)	$T_c = [0.871(L')^3 \Delta H^{-1.0}]^{0.385}$	Desarrollada para pequeñas cuencas montañosas en california
Témez	$T_c = 0.3 \left[ \frac{L_c}{S^{0.25}} \right]^{0.76}$	

Nota: A= área (km<sup>2</sup>); C = coeficiente de escurrimiento; CN = número de curva de escurrimiento; E<sub>o</sub> = elevación de la salida de la cuenca (m); H = elevación media de la cuenca (m); ΔH = diferencia de elevación del punto inicial y final de un canal (m); i = intensidad de lluvia (mm/h); L = la longitud de la cuenca a lo largo del canal principal desde el punto más distante hidráulicamente hasta la salida (m); L<sub>c</sub> = longitud del canal principal (m); L<sub>ca</sub> = longitud medida desde el punto de concentración a lo largo de L hasta un punto en L que es perpendicular al centroide de la cuenca (m); L' = Longitud a lo largo del curso del agua (km); n = coeficiente de rugosidad de Manning; S = pendiente media de la cuenca (m=m); and Sc = pendiente media del canal (m=m).

Tomado y adaptado de "Methodology for identifying the best equations for estimating the time of concentration of watersheds in a particular region" (p. 713), por Sharifi y Hosseini, 2011, *Journal of irrigation and drainage engineering*, 137 (11). La ecuación de Témez fue agregada al cuadro original, se obtuvo de Vélez y Botero (2011).

Existen diferentes estudios en el cual se trata de encontrar la mejor fórmula para el cálculo del tiempo de concentración, como el de Sharifi y Hosseini (2011) o el Vélez y Botero (2011). En el presente trabajo se modelaron los eventos con diferentes tiempos de concentración, eligiendo el que ayudó a obtener mejores coeficientes de ajuste en una modelación inicial, específicamente el que ayudó a obtener mayores coeficientes de Nash-Sutcliffe y menores valores para el RMSE para el mismo evento.

Es importante mencionar que el coeficiente de almacenamiento (R) es conceptual, y difícilmente se puede interpretar físicamente (Yoo, Lee, Park, y Jun, 2014); pero se puede estimar de un hidrograma observado, en donde R representa la relación entre el volumen bajo el hidrograma después del punto de inflexión en la recesión (HEC, 1982; Magaña, Bâ, y Guerra, 2013), es decir:

$$R = \frac{\int_{PI}^{\infty} Q(t) dt}{Q_{PI}} \quad (9)$$

donde  $\int_{PI}^{\infty} Q(t) dt$  es el volumen bajo el hidrograma una vez que se pasa el punto de inflexión en la recesión y  $Q_{PI}$  es el gasto en ese punto de inflexión.

De acuerdo con Magaña et al. (2013), el cuerpo de ingenieros de EE.UU. (HEC 1967) recomiendan usar un coeficiente de almacenamiento (R) con valor igual a 0.8 veces el tiempo de concentración; y Zimmermann (2003) menciona que ante la ausencia de datos de caudales, se recomienda utilizar fórmulas como  $R=c*T_c$ , donde c varía entre 0.5 y 0.8. En el presente trabajo se utilizó un valor de 0.75 veces el tiempo de concentración, con base a la información anterior.

El tránsito en cauces se realizó mediante el método de Muskingum; en el cual, de acuerdo con Karamouz, Nazif, y Falahi (2013), el hidrograma de salida en la parte baja de un río es calculado para un hidrograma determinado en la parte alta del mismo. La ecuación del método es la siguiente.

$$S = K[XI + (1 - X)]Q \quad (10)$$

Donde K es la constante de tiempo de viaje y X es el factor de ponderación, que varía entre 0 y 1. Y de acuerdo con Aparicio (2008)

$$K = \frac{L}{\omega} \quad (11)$$

Donde L es la longitud del tramo en metros y  $\omega$  es la velocidad media del pico de avenida en m/s; este último autor menciona que se puede relacionar como 1.5 veces la velocidad media del agua en el cauce. Se consideró una velocidad de referencia de 2.8 m/s, siendo mayor a la velocidad media para canales naturales no bien definidos en pendientes del 12 al 15% (2.4 m/s) según Aparicio (2008).

El autor citado anteriormente, considera que, a falta de información, se recomienda usar un valor de 0.2 para el factor de ponderación; además, según Heggen (1984), el valor de X comúnmente varía de 0.2 a 0.3. Por lo tanto, el valor utilizado fue de 0.2.

Como parte final se realizó una auto calibración en el evento de 2009, permitiendo un ajuste máximo del 20% en los números de curva y tiempos de concentración (por lo tanto, también el coeficiente de almacenamiento R); esto se llevó a cabo mediante el mecanismo *optimization trial* en HEC-HMS. Posteriormente se realizó una validación en los eventos de 2011, 2015, 2016 y 2017. La calibración

y validación se llevó a cabo en las cuatro estaciones hidrometeorológicas de CFE: Urique, Batopilas, Guerachic y Tubares.

Cabe mencionar que el mecanismo *optimization trial*, de manera general, sigue el procedimiento que se muestra en la Figura 2; seleccionando el método de gradiente univariado y la función objetivo fue evaluada con el coeficiente de ajuste de Nash-Sutcliffe.

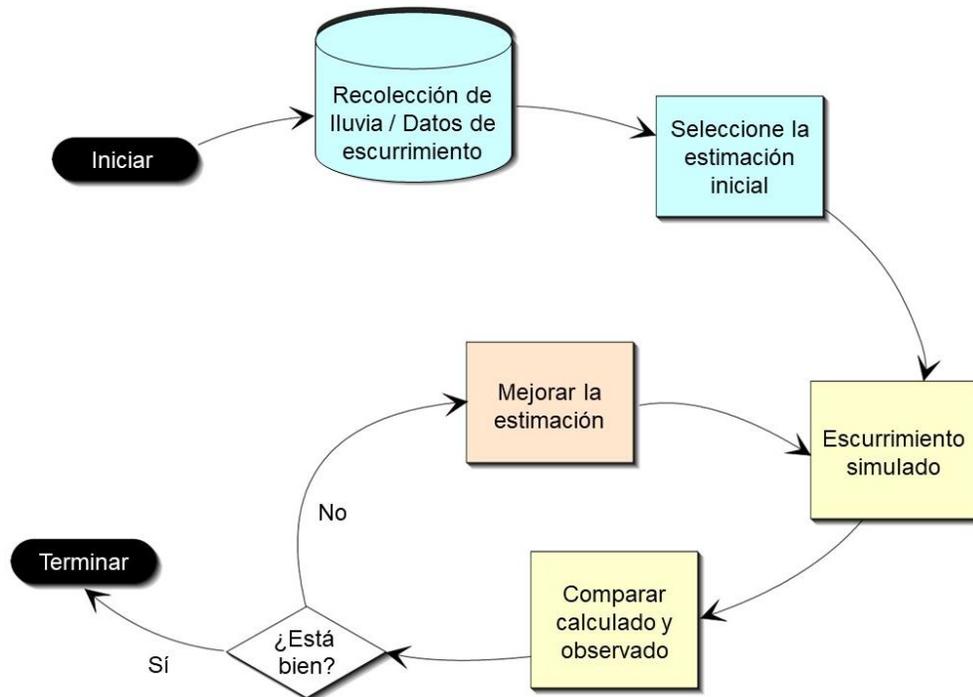


Figura 2. Esquema del procedimiento de calibración.

Nota: Tomada y adaptada de *Hydrologic Modelling System HEC-HMS Technical Reference Manual* (p. 95), por Feldman, 2000, Davis, CA: U. S. Army Corps of Engineering, Hydrologic Engineering Center.

El algoritmo del gradiente univariado, según Feldman (2000), realiza correcciones consecutivas a los parámetros estimados. Si  $x^k$  es el parámetro que se estima con la función objetivo  $f(x^k)$  en la iteración  $k$ , la búsqueda define un nuevo  $x^{k+1}$  en la iteración  $k + 1$  como:

$$x^{k+1} = x^k + \Delta x^k \quad (12)$$

Para la cual  $\Delta x^k$  es la corrección del parámetro. Se debe encontrar  $\Delta x^k$  de tal manera que las estimaciones tiendan hacia el parámetro que da el valor mínimo de la función objetivo.

Para la valoración del ajuste de modelos, los indicadores más utilizados son: el índice de Nash-Sutcliffe model efficiency (NSE), la raíz del cuadrado medio del error (RMSE), el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y el error cuadrático medio (MSE) (Vargas, Ibáñez, y Arteaga, 2015). En el presente trabajo se utilizaron el NSE y el RMSE.

### 3.5 Resultados y discusión

En la Figura 3 se muestran las subcuencas correspondientes a la modelación realizada, distinguiendo las cuencas de aportación para las estaciones Urique, Batopilas y Guerachic. Las características de estas subcuencas se presentan en el Cuadro 6; para las subcuencas Guerachic y Tubares se tienen, área: 6,320.88 y 17,145.02, pendiente (%): 38.49 y 40.47,  $CN_2$ : 75.32 y 74.44; y  $CN_{2S}$ : 79.80 y 79.04 respectivamente.

Cuadro 6. Características de las subcuencas del área de estudio.

Subcuenca	Aportación directa a	Área (km <sup>2</sup> )	Pendiente (%)	$CN_2$	$CN_{2S}$	Long. de cauce (km)	Pendiente del cauce (m/m)
W1050	Urique	4,263.48	33.75	75.09	79.58	222.99	0.007
W510	Batopilas	2,001.54	37.81	75.02	79.55	90.35	0.016
W680	Guerachic	1,588.99	42.39	74.65	79.26	68.41	0.005
W710	Guerachic	1,632.40	42.02	74.62	79.22	80.90	0.014
W720	Guerachic	1,661.52	36.10	74.76	79.31	86.16	0.012
W770	Guerachic	1,395.40	32.06	77.51	81.63	75.01	0.017
W1250	Guerachic	42.57	62.11	77.54	81.76	2.93	0.009
W1040	Tubares	423.17	58.32	72.11	77.07	53.57	0.005
W840	Tubares	360.12	55.54	73.75	78.50	48.83	0.005
W580	Tubares	356.40	47.58	72.18	77.12	28.95	0.002
W610	Tubares	462.07	44.76	73.33	78.11	10.08	0.032
W620	Tubares	588.85	50.76	67.98	73.42	32.68	0.001
W640	Tubares	95.94	55.97	65.53	71.23	14.75	0.007
W650	Tubares	1,195.16	48.14	72.62	77.51	57.77	0.008
W660	Tubares	506.87	56.11	71.06	76.15	31.15	0.004
W690	Tubares	396.43	46.47	78.68	82.71	58.64	0.000
W1240	Tubares	161.21	53.98	74.02	78.72	19.62	0.008
W900	Tubares	12.92	30.91	72.50	77.28	5.43	0.001

Nota: Elaboración propia.

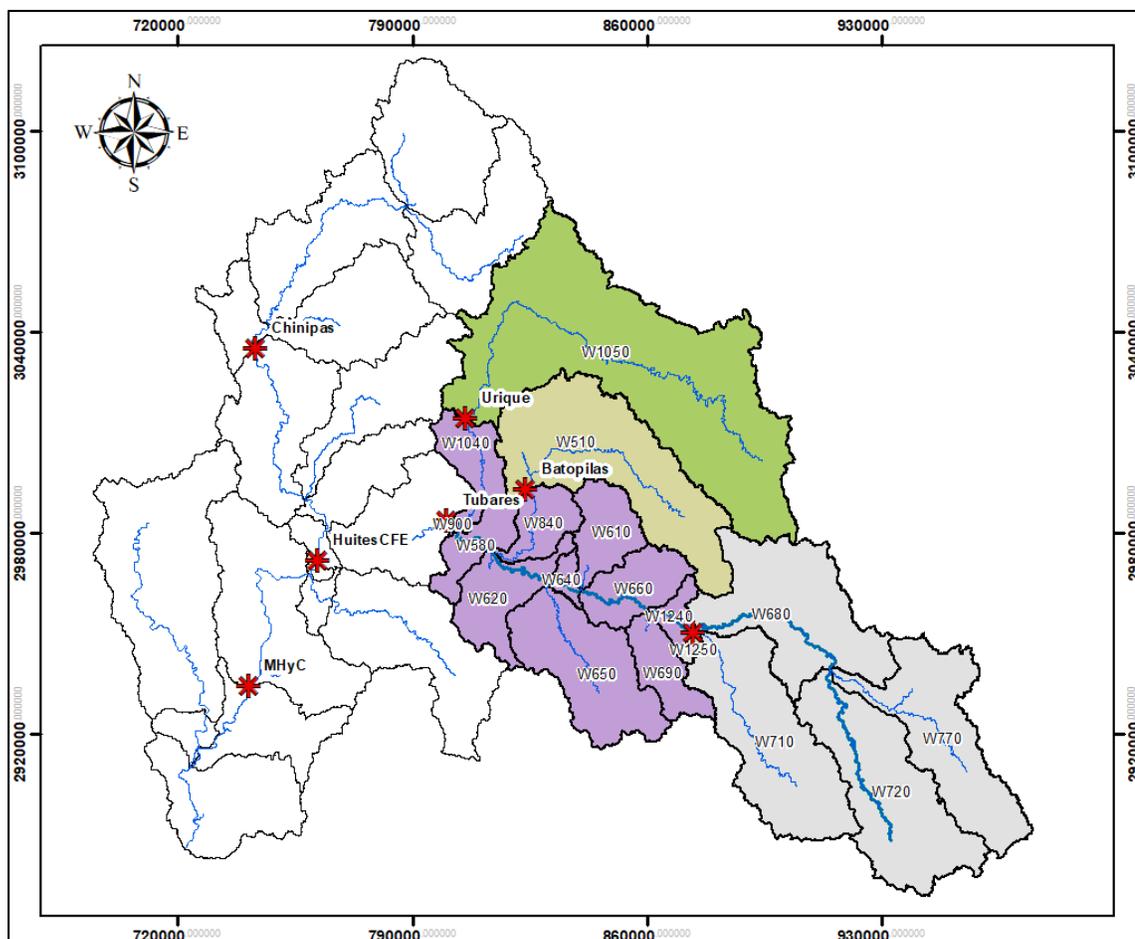


Figura 3. Cuenca del río Fuerte y ubicación de sus estaciones hidrométricas.  
Nota: Elaboración propia.

Ahora bien, los tiempos de concentración calculados con diferentes fórmulas se muestran en el Cuadro 7, se puede observar que los valores máximos son aquellos calculados con la fórmula de Giandotti y California Culvert, y los mínimos son los que se calculan con la fórmula del SCS. Una vez que se notó estos, se corrieron los eventos utilizando estos tres tiempos de concentración.

Cuadro 7. Tiempos de concentración en horas.

Subcuenca	Giandotti	California Culverts	Kirpich	Témez	SCS
W1040	13.81	13.67	11.02	7.89	5.50
W510	12.30	16.12	10.39	14.77	11.24
W840	13.28	12.60	10.34	7.34	4.95
W580	28.11	21.50	10.33	7.22	5.32
W610	11.42	9.80	1.48	7.01	5.09
W620	33.46	21.98	14.18	7.04	5.65
W640	9.27	5.91	3.66	3.55	2.84

Subcuenca	Giandotti	California Culverts	Kirpich	Témez	SCS
W650	16.43	17.78	9.57	11.30	8.40
W660	19.21	16.39	7.51	7.64	5.52
W680	19.87	18.73	12.99	11.15	8.15
W690	39.35	29.31	28.60	7.79	4.87
W1240	9.21	6.08	4.27	4.09	2.68
W710	12.28	14.88	10.09	12.87	9.52
W720	14.44	19.41	11.32	15.35	11.96
W770	11.29	14.58	8.84	13.77	10.28
W900	18.16	7.75	3.92	2.12	1.66
W1050	21.52	37.18	28.93	26.49	21.50
W1250	12.11	6.43	0.94	2.64	1.48

Nota: Elaboración propia.

En el Cuadro 8 se muestran los coeficientes de Nash-Sutcliffe utilizando diferentes tiempos de concentración, y de igual manera se señala cual fue el valor máximo de ellos; así, en 14 de los eventos modelados se obtiene un mejor ajuste cuando se utiliza el método de California Culvert, tres con el SCS y dos con Giandotti; lo cual es coincidente con el RMSE calculado. Con base a lo anterior, en el presente trabajo se utilizó el tiempo de concentración calculado con la fórmula de California Culvert Practice.

Cuadro 8. Coeficientes de Nash utilizando los tiempos de concentración del SCS, California y Giandotti.

Evento	Estación	Coeficiente de Nash-Sutcliffe				Método con mejor ajuste
		SCS	California	Giandotti	Máximo	
2009	Urique	-1.25	-1.25	-1.64	-1.25	California
2009	Batopilas	-44.97	-22.88	-29.94	-22.88	California
2009	Guerachic	-21.70	-21.12	-24.03	-21.12	California
2009	Tubares	-7.34	-4.36	-4.89	-4.36	California
2011	Urique	-0.30	-0.32	-0.56	-0.30	SCS
2011	Batopilas	-89.46	-37.75	-46.07	-37.75	California
2011	Guerachic	-40.53	-60.38	-63.26	-40.53	SCS
2011	Tubares	-44.14	-17.37	-18.68	-17.37	California
2015	Urique	*	*	*	*	*
2015	Batopilas	-14.94	-6.62	-9.40	-6.62	California
2015	Guerachic	-159.76	-144.14	-156.34	-144.14	California
2015	Tubares	-92.51	-74.89	-85.20	-74.89	California
2016	Urique	-43.47	-41.82	-53.08	-41.82	California
2016	Batopilas	-88.86	-55.52	-65.49	-55.52	California

Evento	Estación	Coeficiente de Nash-Sutcliffe				Método con mejor ajuste
		SCS	California	Giandotti	Máximo	
2016	Guerachic	-31.92	-31.29	-34.78	-31.29	California
2016	Tubares	-22.32	-20.07	-22.31	-20.07	California
2017	Urique	-2.91	-2.91	-2.89	-2.89	Giandotti
2017	Batopilas	-1.47	-1.48	-1.47	-1.47	Giandotti
2017	Guerachic	-4.51	-4.52	-4.54	-4.51	SCS
2017	Tubares	-2.73	-2.31	-2.31	-2.31	California

Nota: \*No presenta datos observados, por lo tanto, no se puede obtener un valor.  
Elaboración propia

Continuando con el proceso, se realizó la auto calibración para el evento en 2009; los valores obtenidos se muestran en el Cuadro 9, los cuales fueron aplicados en cada evento, y los números de curva para estos se muestran en el Cuadro 10.

Cuadro 9. Resultados de la auto calibración del evento 2009.

Subcuenca	Número de curva		Tiempo de concentración		Coeficiente de almacenamiento R (horas)
	Modificación	Valor	Modificación	Valor (horas)	
W1040	-1.71%	*	-11.49%	12.10	9.07
W1050	0.00%	*	-8.11%	34.15	25.61
W1240	4.86%	*	-12.23%	5.34	4.00
W1250	1.70%	*	0.74%	6.48	4.86
W510	14.87%	*	6.25%	17.12	12.84
W580	8.58%	*	-11.41%	19.04	14.28
W610	-1.28%	*	-8.50%	8.96	6.72
W620	0.00%	*	-11.98%	19.34	14.51
W640	0.00%	*	-10.79%	5.28	3.96
W650	-4.23%	*	-8.38%	16.29	12.22
W660	-1.76%	*	-9.98%	14.75	11.06
W680	0.80%	*	-6.09%	17.58	13.19
W690	-2.31%	*	-9.63%	26.48	19.86
W710	-19.11%	*	-10.42%	13.33	10.00
W720	0.00%	*	-8.78%	17.70	13.27
W770	-1.00%	*	-7.63%	13.46	10.10
W840	-0.01%	*	-8.01%	11.59	8.69
W900	14.99%	*	8.14%	8.37	6.28

Nota: \*Valor variable en función de la lluvia antecedente, ver Cuadro 10.  
Elaboración propia.

Los ajustes en números de curva presentan tres casos; una disminución en ocho subcuencas, dos de ellas escurren directamente en la estación Guerachic y las

demás directamente en Tubares; en cuatro subcuencas no hubo cambios, la subcuenca de Urique, una de escurrimiento directo en Guerachic y dos con escurrimientos directo en Tubares; el aumento se da en la subcuenca de Batopilas, en dos subcuencas en Guerachic y en tres subcuencas de Tubares. En promedio, la disminución es de 1.76% y el aumento de 7.63%.

Con respecto al tiempo de concentración se realizó una disminución promedio del 9.56% en 15 de las 18 subcuencas en total; hubo un aumento del 5.04% en tres subcuencas (una de ellas la de Batopilas, y en menor proporción una con escurrimiento directo en Tubares y otra en Guerachic), las cuales representan un 12% del área total del área de estudio.

Cuadro 10. Número de curva ajustado para cada evento.

<b>Subcuenca</b>	<b>2009</b>	<b>2011</b>	<b>2015</b>	<b>2016</b>	<b>2017</b>
W1040	58.47	58.47	75.75	58.47	87.71
W1050	62.49	62.49	62.49	62.49	79.58
W1240	64.46	94.62	64.46	64.46	64.46
W1250	66.75	93.44	66.75	66.75	66.75
W510	71.74	91.37	71.74	71.74	91.37
W580	64.65	64.65	64.65	64.65	83.73
W610	59.96	77.11	59.96	59.96	77.11
W620	55.11	55.11	73.42	55.11	73.42
W640	52.47	71.22	52.47	52.47	71.22
W650	57.47	85.72	57.47	57.47	74.23
W660	57.35	87.13	57.35	57.35	57.35
W680	62.61	79.89	62.61	62.61	62.61
W690	65.52	90.22	65.52	65.52	65.52
W710	50.21	64.08	50.21	50.21	64.08
W720	79.31	62.17	62.17	62.17	90.58
W770	64.79	64.79	64.79	64.79	64.79
W840	61.20	78.50	61.20	61.20	78.50
W900	68.69	68.69	88.86	88.86	88.86

Nota: Elaboración propia.

Los coeficientes de ajuste de Nash-Sutcliffe y el RMSE para las validaciones se muestran en el Cuadro 11 y Cuadro 12, respectivamente; los resultados no muestran un ajuste adecuado en la parte alta de la cuenca, es decir, en las

subcuencas de Urique, Batopilas y Guerachic; sin embargo, en la estación de Tubares se compensa dicho ajuste, obteniendo, en los eventos de 2011, 2015 y 2017, coeficientes por encima de cero, incluso en 2015 se obtuvo un valor de 0.52, siendo el mayor; en la tormenta de 2016 se obtuvo un valor negativo, sin embargo el hidrograma modelado es temporalmente similar al observado, como se muestra en la Figura 4; de igual manera, en la Figura 5 se muestra el hidrograma para el evento con mejor ajuste. En el Cuadro 13 se presentan los caudales máximos observados y su correspondiente caudal modelado.

Pérez (2017) realizó una simulación continua en la cuenca del río Fuerte, a una escala de tiempo de 24 horas, encontrando valores de Nash-Sutcliffe de 0.6 a 0.8; pero cabe aclarar que no es posible comparar resultados debido a que las escalas y parámetros manejados son diferentes.

**Cuadro 11. Coeficientes de Nash-Sutcliffe para el modelo hidrológico río Fuerte.**

<b>Estación</b>	<b>2009</b>	<b>2011</b>	<b>2015</b>	<b>2016</b>	<b>2017</b>
Urique	0.05	-2.57	*	-7.98	-2.87
Batopilas	-4.34	-4.98	-0.27	-0.18	-0.47
Guerachic	-3.58	0.25	-0.19	-4.67	-3.70
Tubares	0.42	0.26	0.52	-0.28	0.22

Nota: \*No presenta datos observados, por lo tanto, no se puede obtener un valor.  
Elaboración propia.

**Cuadro 12. Raíz del cuadrado medio del error (RSME) en m<sup>3</sup>/s, en el modelo hidrológico del río Fuerte.**

<b>Estación</b>	<b>2009</b>	<b>2011</b>	<b>2015</b>	<b>2016</b>	<b>2017</b>
Urique	56.73	40.47	*	98.45	190.65
Batopilas	86.31	25.98	30.39	20.97	62.86
Guerachic	160.87	15.17	30.98	178.38	73.36
Tubares	248.13	58.28	74.03	243.84	337.08

Nota: \*No presenta datos observados, por lo tanto, no se puede obtener un valor.  
Elaboración propia.

**Cuadro 13. Caudales observados y modelados en la cuenca del Río Fuerte.**

<b>Evento</b>	<b>Caudal máximo (m<sup>3</sup>/s)</b>	<b>Estación</b>			
		<b>Urique</b>	<b>Batopilas</b>	<b>Guerachic</b>	<b>Tubares</b>
2009	Modelado	196.00	453.50	740.30	1,282.50
	Observado	341.20	265.10	358.90	1,283.70
2011	Modelado	0.00	87.60	96.20	394.10
	Observado	106.10	52.00	123.00	296.00

Evento	Caudal máximo (m3/s)	Estación			
		Urique	Batopilas	Guerachic	Tubares
2015	Modelado	103.40	33.70	134.60	402.50
	Observado	*	146.30	111.80	506.50
2016	Modelado	344.90	100.30	1,235.20	1,387.10
	Observado	181.00	146.50	323.20	934.80
2017	Modelado	501.60	40.00	72.70	853.90
	Observado	379.10	256.20	225.60	1,499.90

Nota: \*No presenta datos observados.  
Elaboración propia

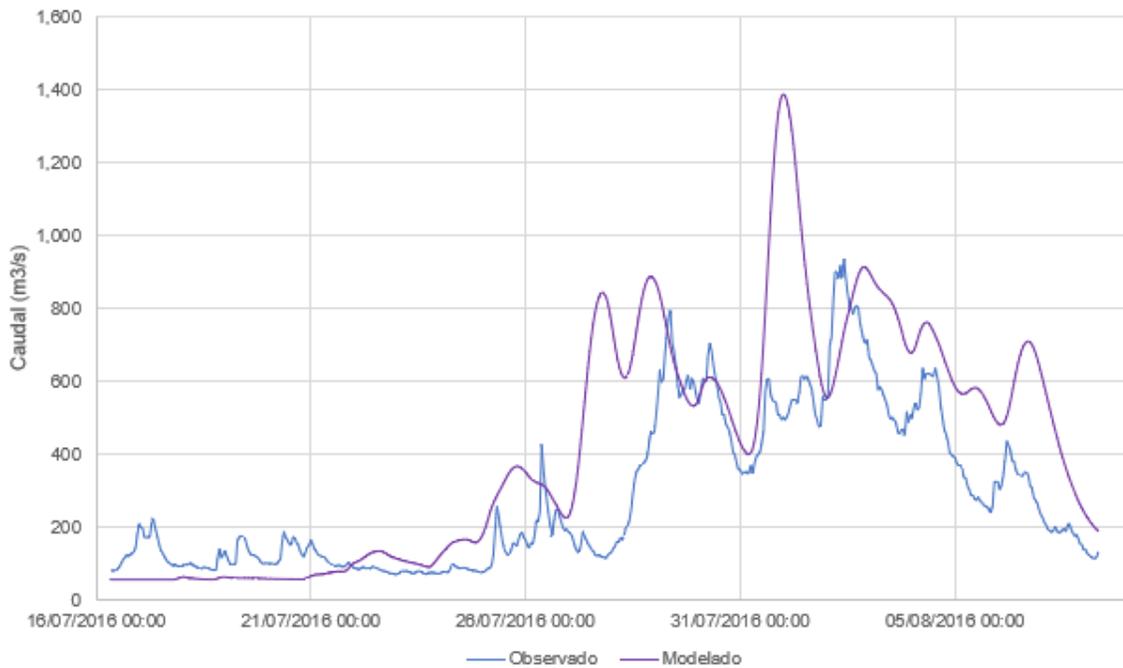


Figura 4. Hidrogramas en la estación Tubares, evento 2016.  
Nota: Elaboración propia.

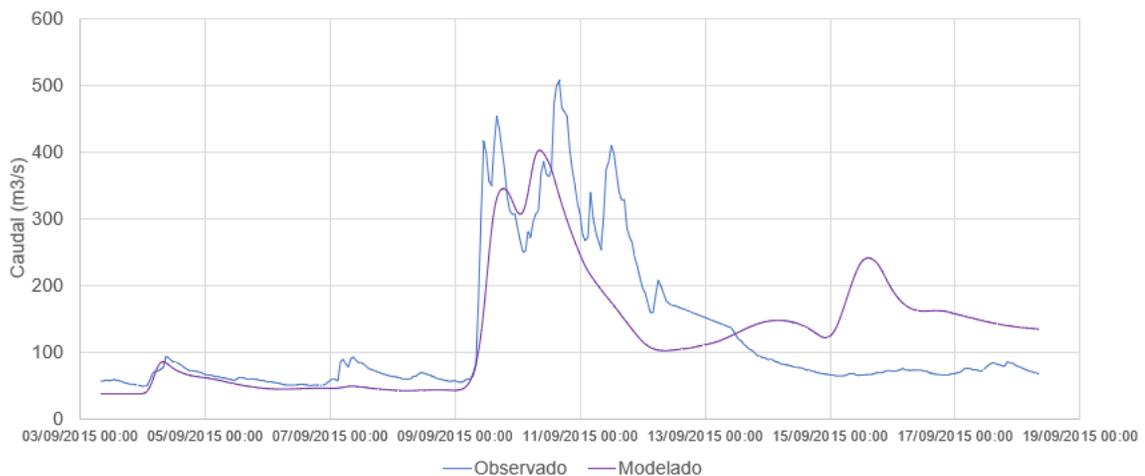


Figura 5. Hidrogramas en la estación Tubares, evento 2015.  
Nota: Elaboración propia.

Se podría esperar que el ajuste del modelo guardara una relación con el caudal máximo observado, sin embargo, los resultados muestran que este no tiene influencia alguna; por ejemplo, la calibración en el evento 2009 se obtuvo un coeficiente de NSE de 0.42 para un gasto máximo observado de 1,283.70 m<sup>3</sup>/s (caudal de referencia), y para la validación en el año 2015, con un NSE de 0.52, corresponde un caudal máximo observado de 506.50 m<sup>3</sup>/s (60.54% menor); y para el evento en 2017, con un caudal de 1,499.90 m<sup>3</sup>/s (16.84% mayor), se obtuvo un NSE de 0.22.

Cabe mencionar que no existe una clasificación para estadísticas en modelaciones hidrológicas horarias. Moriasi et al., (2007) presentan una clasificación general para estadísticas recomendadas para la evaluación en simulaciones hidrológicas con tamaño de paso mensual; la clasificación es: muy buena  $0.75 < NSE \leq 1.00$ , buena  $0.65 < NSE \leq 0.75$ , satisfactoria  $0.50 < NSE \leq 0.65$ , no satisfactoria  $NSE \leq 0.50$ . Sin embargo, este mismo autor también menciona que, de manera general, valores entre 0.0 y 1.0 son considerados como niveles aceptables de ajuste.

En este mismo sentido, Ramanarayanan, Williams, Dugas, Hauck, y McFarland (1997) citado por Moriasi et al. (2007) consideran, para una calibración y validación a escala diaria, un valor mayor a 0.4 como satisfactorio.

Mediante el análisis visual, en la estación Tubares, se aprecia similitud temporal entre los hidrogramas modelados y observados; además, tomando en cuenta los coeficientes obtenidos, las referencias de Moriasi et al., (2007) y Ramanarayanan et al. (1997), y la validación en cuatro eventos, se puede decir que el modelo encontrado, siendo medido a la salida de la subcuenca Tubares, representa en un nivel aceptable el fenómeno hidrometeorológico en la zona de estudio, presentando un ajuste satisfactorio en la calibración, así como en una de las validaciones.

Un fenómeno ocurrido es la aceptable respuesta obtenida a la salida de la cuenca y la mala en las subcuencas de la parte alta; esto último se puede explicar por la

distribución de la lluvia en la zona de montaña (que es la correspondiente a la parte alta de la cuenca de estudio), ya que no es espacialmente continua, sin embargo, se considera como si lo fuera para métodos de distribución de esta. Vale agregar que la WMO (1972) recomienda una estación por cada 100 a 250 km<sup>2</sup> para zonas montañosas, y en la cuenca de estudio se encuentran 14 estaciones (ocho EMA's y cuatro pluviométricas con datos diarios) distribuidas para un área total de 17,145.02, es decir, una estación cubre en promedio 1,224.64 km<sup>2</sup>; lo que lleva a pensar que la lluvia puede no estar bien representada en esta área.

El buen ajuste a la salida se atribuye a dos aspectos que aportan al hidrograma en la estación Tubares: 1) el tránsito del caudal de las estaciones aguas arriba hasta llegar a la salida; y 2) las aportaciones de 11 subcuencas (parte baja), las cuales no son calibradas individualmente (como es el caso de las subcuencas aguas arriba, Urique y Batopilas) sino hasta la estación Tubares, permitiendo compensar el mal ajuste propiciado por las aportaciones de las subcuencas aguas arriba.

Haberlandt et al. (2008) menciona que los modelos hidrológicos simples proporcionan una estimación global objetiva, pero a costa del suavizado del hidrograma, propiciando la subestimación o sobreestimación; lo cual se observa en los hidrogramas<sup>1</sup> obtenidos en la presente investigación.

Espinosa, Ibáñez, Arteaga, y Galeana (2020) realizaron una modelación distribuida, utilizando datos de imágenes de satélite GPM-IMERG para la estimación de lluvia, en la cuenca del Río Huaynamota; como parte final, lo compararon con un modelo alimentado con datos de lluvia de estaciones meteorológicas automáticas terrestres, concluyendo que utilizar imágenes satelitales es una buena opción en zonas donde se carece de datos de lluvia horaria medida en estaciones terrestres. Además, de acuerdo con la Organización Meteorológica Mundial (2017), la medición de lluvia en un punto

---

<sup>1</sup> Los hidrogramas se pueden ver en los anexos.

dado solo representa una zona limitada, la cual se acota en función del tamaño del periodo de acumulación, homogeneidad fisiográfica de la región, topografía y de diferentes procesos que propician la precipitación. Dicho lo anterior, y dada la gran extensión del área de estudio de la presente investigación, se debería considerar una mejor forma de distribución de lluvia, como puede ser el uso de imágenes satelitales o radares.

### **3.6 Conclusiones**

El modelo hidrológico obtenido, utilizando el método de número de curva para el cálculo de pérdidas y el método del hidrograma unitario sintético de Clark para los hidrogramas, es aceptable a la salida de la cuenca Tubares con base a los coeficientes de Nash-Sutcliffe calculados; contrario a lo que sucede en la parte alta de la cuenca, donde el modelo no pudo reproducir adecuadamente el fenómeno hidrológico.

El tiempo de concentración que ayudó a obtener mejores resultados en la modelación es el calculado con la fórmula de California Culvert Practice, y mediante su calibración se sabe que sobreestima, aproximadamente, en 10% al valor correcto.

Una alternativa para mejorar la modelación puede ser el uso de un modelo agregado utilizando información de imágenes de satélites o radares para la estimación de lluvia. También se recomienda modelar de manera individual las subcuencas de la parte alta, utilizando modelos diferentes a los usados en el presente trabajo, con la finalidad de ensamblar un modelo general que represente adecuadamente la hidrología en todas las partes de la cuenca.

### **3.7 Agradecimientos**

El autor agradece al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por el apoyo económico para realizar este trabajo; a la Comisión Federal de Electricidad y el Servicio Meteorológico Nacional por proporcionar la información hidrometeorológica de sus bases de datos.

### 3.8 Literatura citada

- Aparicio M., F. J. (2008). *Fundamentos de hidrología de la superficie*. México: LIMUSA.
- Campos A., D. F. (2010). *Introducción a la Hidrología Urbana*. San Luis Potosí, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Castillo- C., M., Ibáñez C, L. A., Valdés, J. B., Arteaga R., R., y Vázquez P., M. A. (2017). Análisis de sequías meteorológicas en la cuenca del río Fuerte, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 8(1), pp. 35–52.
- Comisión Federal de Electricidad (CFE). (2019). Información hidrometeorológica. Comunicación directa.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2020). Sistema Nacional de Información del Agua. Recuperado el 2 de octubre de 2020, de <http://sina.conagua.gob.mx/sina/tema.php?tema=distritosiego>
- Espinosa L., J. A., Ibáñez C., L. A., Arteaga R., R., y Galeana P., J. M. (2020). Modelo hidrológico distribuido con imágenes GPM-IMERG en la cuenca río Hueynamota, Nayarit, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 11(5), 276–302. <https://doi.org/10.24850/J-TYCA-2020-05-09>
- Estrada S., V., y Pacheco M., R. (2012). Modelación hidrológica con HEC-HMS en cuencas montañosas de la región oriental de Cuba. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, 33(1), pp. 71–80.
- Feldman, A. D. (ed). (2000). *Hydrologic Modeling System HEC-HSM Technical Reference Manual*. Davis, CA: U. S. Army Corps of Engineering, Hydrologic Engineering Center.
- Fleming, M. J., y Doan, J. H. (2013). *HEC-GeoHMS Geospatial Hydrologic Modeling Extension User's Manual*. Davis, CA: U. S. Army Corps of Engineers.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Tauro, F., y Porfiri, M. (2012). Time of concentration: a paradox in modern hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2), pp. 217–228. <https://doi.org/10.1080/02626667.2011.644244>

- Gordon, N. D., McMahon, T. A., Finlayson, B. L., Gippel, C. J., y Nathan, R. J. (2004). *Stream hydrology: an introduction for ecologists* (2da ed.). West Sussex, England: Jhon Wiley & Sons Ltd.
- Haberlandt, U., Ebner von E., A.-D., y Buchwald, I. (2008). A space-time hybrid hourly rainfall model for derived flood frequency analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, pp. 1353–1367. <https://doi.org/10.5194/hess-12-1353-2008>
- Heggen, R. J. (1984). Univariate least squares Muskingum Flood Routing. *Water resources Bulletin*, 20(1), pp. 103–107. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1984.tb04647.x>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2019a). Conjunto de datos vectoriales de Uso de suelo y vegetación serie VI. Recuperado el 12 de enero de 2019, de <https://www.inegi.org.mx/temas/usosuelo/default.html#Descargas>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2019b). Conjunto de datos vectoriales edafológicos Serie II. Recuperado el 12 de enero de 2019, de <https://www.inegi.org.mx/temas/edafologia/default.html#Descargas>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2019c). Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0). Recuperado el 12 de enero de 2019, de <https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/index.jsp>
- Karamouz, M., Nazif, S., y Falahi, M. (2013). *Hydrology and hydroclimatology: Principles and applications*. New York: CRC Press.
- Korenfeld F., D. (2015). *Acuerdo por el que se da a conocer el resultado de los estudios técnicos de aguas nacionales superficiales de la Subregión Hidrológica Río Fuerte de la Región Hidrológica número 10 Sinaloa*. Diario Oficial de la Federación.
- Magaña H., F., Bâ, K. M., y Guerra C., V. H. (2013). Estimación del hidrograma de crecientes con modelación determinística y precipitación derivada de radar. *Agrociencia*, 47(8), pp. 739–752.
- McCuen, R. H. (2016). *Hydrologic Analysis and Design* (4ta ed.). Pearson.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van L., M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., y Veith,

- T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(3), pp. 885–900.
- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., y Williams, J. R. (2011). *Soil & water assessment tool Theoretical Documentatino Version 2009*. Texas A&M University.
- Organización Meteorológica Mundial (OMM). (2017). *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos OMM No. 8* (2014 ed.). Ginebra, Suiza.
- Pérez L., G. (2017). *Modelación hidrológica continua para fines de pronóstico de avenida en ríos*. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Ramanarayanan, T. S., Williams, J. R., Dugas, W. A., Hauck, L. M., & McFarland, A. M. S. (1997). *Using APEX to identify alternative practices for animal waste management ASAE Paper No. 972209*. St. Joshep, Mich.: ASAE.
- Rodríguez, A., Pagot, M. R., Hillman, G. D., Pozzi, C. E., Plencovich, G. E., Caamaño, N. G., ... Bucher, E. H. (2006). Modelo de simulación hidrológica. En *Bañados del Río Dulce y Laguna Mar Chiquita (Córdoba, Argentina)* (pp. 57–77). Córdoba, Argentina: Bucher E. H.
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). (2019a). Información estadística climatológica. Recuperado el 12 de enero, de <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/informacion-estadistica-climatologica>
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN). (2019b). Información meteorológica. Comunicación directa.
- Sharifi, S., y Hosseini, S. M. (2011). Methodology for identifying the best equations for estimating the time of concentration of watersheds in a particular region. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 137(11), pp. 712–719. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0000373](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000373)
- Smith, R. A., y Velásquez, J. D. (1995). Modelos conceptuales en hidrología para la estimación del hidrograma unitario. *Avances en Recursos Hidráulicos*, (3), pp. 55–72.

- Straub, T. D., Melching, C. S., y Kocher, K. E. (2000). *Equation for estimating Clark Unit-Hydrograph parameters for small rural watersheds in Illinois*. Urbana, Illinois: U.S. Department of Interior - U.S. Geological Survey.
- U.S. Army Corps of Engineers (USACE), Hydrologic Engineering Center. (1967). *Generalized Standard Project Rain Flood Criteria Southern California Coastal Streams, Sacramento*. Davis, California.
- U.S. Army Corps of Engineers (USACE), Hydrologic Engineering Center (1982). *HEC-1 Training document No. 1*, U.S. Davis, California.
- USDA. (1986). *Urban hydrology for small watersheds TR-55* (2da ed.). United States Department of Agriculture, USDA.
- Van L., M. W., Arnold, J. G., y Bosch, D. D. (2005). Problems and potential of autocalibrating a hydrologic model. *American Society of Agricultural Engineers*, 48(3), pp. 1025–1040. <https://doi.org/10.13031/2013.18514>
- Vargas C., G., Ibáñez C., L. A., y Arteaga R., R. (2015). Development, classification and trends in rainfall-runoff modeling. *Ingeniería Agrícola y Biosistemas*, 7(1), pp. 5–21. <https://doi.org/10.5154/r.inagbi.2015.03.002>
- Vélez U., J. J., y Botero G., A. (2011). Estimación del tiempo de concentración y tiempo de rezago en la cuenca experimental urbana de la quebrada San Luis, Manizales (Estimation of the time of concentration and the lag time at San Luis creek basin, Manizales). *Dyna*, 78(165), pp. 58–71. Recuperado de <https://www.redalyc.org/html/496/49622372006/>
- Weber, J. F., Jorquera, E., y Stehli, P. T. (2012). Simulación de la respuesta hidrológica de una cuenca ante el movimiento de una tormenta. *Mecánica Computacional*, 31, pp. 579–603.
- WMO (World Meteorological Organization). (1972). *Casebook on hydrological network design practice*. WMO No. 324. Ginebra, Suiza: WMO (World Meteorological Organization).
- Yoo, C., Lee, J., Park, C., y Jun, C. (2014). A Method for estimating concentration time and storage coefficient of the clark model using rainfall-runoff measurements. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(3), pp. 626–634. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000828](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000828)

Zimmermann, E. D. (2003). A generalization of Clark's IUH for flatland areas with strong human interventions. *Journal of environmental hydrology*, 11(2), pp. 1–14.

## 4 ANEXOS

### 4.1 Referencias de equivalencia edafológicas y de uso de suelo y vegetación para las clasificaciones del USDA.

Anexo 4.1.1. Grupo hidrológico en función de las unidades de suelo en México.

Clave	Unidad	Tipo	Clave	Unidad	Tipo
Ao	Acrisoles órticos	C	Ox	Histosoles gélicos	D
Af	Acrisoles férricos	D	I	Litsoles	D
Ah	Acrisoles húmicos	C	Lo	Lluvisoles órticos	C-D
Ap	Acrisoles plínticos	C	Lc	Lluvisoles crómicos	C-D
Ag	Acrisoles gléicos	D	Lk	Lluvisoles cálcicos	C-D
To	Andasoles ócricos	A-B	Lv	Lluvisoles vérticos	C-D
Tm	Andasoles mólicos	A-B	Lf	Lluvisoles férricos	C-D
Th	Andasoles húmicos	A-B	La	Lluvisoles álbicos	C-D
Tr	Andasoles vítricos	A-B	Lp	Lluvisoles plínticos	C-D
Qf	Arenosoles ferrálicos	A-B	Lg	Lluvisoles gléicos	C-D
Ql	Arenosoles lúvicos	A-B	Ne	Nitsoles eútricos	C
Qc	Arenosoles cámbicos	B	Nd	Nitsoles dístricos	C
Qa	Arenosoles álbicos	A-B	Nh	Nitsoles húmicos	C
Bd	Cambisoles dístricos	D	Po	Podzoles órticos	A-B
Be	Cambisoles eútricos	C	Ph	Podzoles húmicos	A-B
Bh	Cambisoles húmicos	C	Pp	Podzoles plácicos	A-B
Bg	Cambisoles gléicos	D	Pg	Podzoles gléicos	A-B
Bx	Cambisoles gélicos	D	We	Planosoles eútricos	D
Bk	Cambisoles cálcicos	C	Wd	Planosoles dístricos	D
Bc	Cambisoles crómicos	C	Wm	Planosoles mólicos	D
Bv	Cambisoles vérticos	D	Wh	Planosoles húmicos	D

<b>Clave</b>	<b>Unidad</b>	<b>Tipo</b>	<b>Clave</b>	<b>Unidad</b>	<b>Tipo</b>
Bf	Cambisoles ferrálicos	C	Ws	Planosoles solódicos	D
Kh	Kastanozems háplicos	C-D	Wx	Planosoles gélicos	D
Kk	Kastanozems cálcicos	C-D	Dg	Podzoluvisol gléicos	B
Kl	Kastanozems lúvicos	C-D	Dg	Podzoluvisol dístrico	B
Cl	Cheremozen lúvico	C	De	Podzoluvisol eútrico	B
Ck	Cheremozen cálcico	B	LL	Ranker	C
Ch	Cheremozen háplico	B	Re	Regosoles eútricos	B
Hh	Phaeozems háplicos	C	Rc	Regosoles calcáreos	B
Hc	Phaeozems calcáreos	C	Rd	Regosoles dístricos	B
HI	Phaeozems lúvicos	C	Rx	Regosoles gélicos	D
Hg	Phaeozems gléicos	D	E	Rendzinas	C
Fo	Ferrasoles órticos	D	Zo	Solochaks órticos	D
Fx	Ferrasoles xánticos	D	Zm	Solochaks mólicos	D
Fr	Ferrasoles ródicos	D	Zt	Solochaks taquíricos	D
Fh	Ferrasoles húmicos	D	Zg	Solochaks gléicos	D
Fa	Ferrasoles acricos	D	So	Solonetz órticos	D
Fp	Ferrasoles plínticos	D	Sm	Solonetz mólicos	D
Je	Fluvisoles eútricos	B	Sg	Solonetz gléicos	D
Jc	Fluvisoles calcáreos	B	Sa	Solonetz álbico	D
Jd	Fluvisoles dístricos	B	Vp	Vertisoles pélicos	C-D
Jt	Fluvisoles tiónicos	B	Vc	Vertisoles crómicos	C-D
Jg	Fluvisoles gléyicos	C	Xh	Xerosoles háplicos	B-C
Ge	Gleysoles eútricos	D	Xk	Xerosoles cálcicos	B-C
Gc	Gleysoles calcáreos	D	Xo	Xerosoles gípsicos	B-C
Gd	Gleysoles dístricos	D	Xf	Xerosoles lúvicos	D

Clave	Unidad	Tipo	Clave	Unidad	Tipo
Gm	Gleysoles mólicos	D	Yh	Yermosoles háplicos	C
Gh	Gleysoles húmicos	D	Yk	Yermosoles cálcicos	C
Gp	Gleysoles plínticos	D	Yg	Yermosoles gípsicos	C
Oe	Histosoles eútricos	D	Yl	Yermosoles lúvicos	D
Od	Histosoles dístricos	D	Yt	Yermosoles taquíricos	D

Nota: Tomado de *Instructivo de Hidrología para determinar la avenida máxima ordinaria asociada a la delimitación de la zona federal* (pp. 64-66), por CONAGUA, 1987, CONAGUA.

Anexo 4.1.2. Número de curva para los usos de suelo presentes en México con base a su correspondencia a la Referencia Técnica No. 55.

Clasificación INEGI	Uso de suelo TR-55	Tipo de vegetación INEGI (uso)	Condición hidrológica	Número de Curva (NC) por grupo de suelo								
				A	B	C	D					
Áreas Forestales	Tierras agrícolas "Bosques"	Bosque de Oyamel	Pobre	45	66	77	83					
		Bosque de Pino										
		Bosque de Pino-Encino										
		Bosque de Tascate										
		Bosque de Encino										
		Bosque Cultivado										
		Bosque de Encino-Pino										
		Bosque mesófilo de montaña										
		bosque de mezquite										
		selva mediana subperennifolia										
		Selva mediana perennifolia										
		Selva baja perennifolia										
		Selva alta subperennifolia						Media	36	60	73	79
		Selva alta perennifolia										
		Selva mediana caducifolia										
		Selva baja caducifolia										
Matorral subtropical												
Selva mediana subcaducifolia												
Selva baja subcaducifolia												
Selva baja espinosa caducifolia	Buena	30	55	70	77							
Selva baja espinosa subperennifolia												
Mezquital tropical												
Palmar natural												
Matorral y Desiertos	Vegetación Árida y semiárida:	Chaparral	Pobre	63	77	85	88					
		Matorral crasicaule										
		Matorral desértico										

Clasificación INEGI	Uso de suelo TR-55	Tipo de vegetación INEGI (uso)	Condición hidrológica	Número de Curva (NC) por grupo de suelo			
				A	B	C	D
	"Arbusto o Matorral de desierto"	micrófilo Matorral desértico rosetófilo Matorral espinoso tamaulipeco Matorral rosetófilo costero Matorral sarcocaulo Matorral sarco-crasicaule Matorral sarco-crasicaule de neblina Matorral submontano Mezquital desértico	Media				
	Vegetación Árida y semiárida: "Vegetación Herbácea"	Vegetación de desiertos arenosos	Pobre	631	80	87	93
		Vegetación de dunas costeras	Media	551	71	81	89
		Vegetación gipsófila	Buena	491	62	74	85
		Vegetación halófila xerófila					
Pastizales	Tierras Agrícolas: "Pastos y Praderas"	Pastizal gipsófilo	Pobre	68	79	86	89
		Pastizal halófilo	Media	49	69	79	84
		Pastizal natural	Buena	39	61	74	80
		Pradera de alta montaña	Protegidos del pastoreo	30	58	71	78
		Sabana					
	Pastizal cultivado	Protegidos del pastoreo	30	58	71	78	
Vegetación Inducida	Tierras Agrícolas: "Bosques"	Bosque inducido	Pobre	45	66	77	83
		Palmar inducido	Media	36	60	73	79
			Buena	30	55	70	77
	Tierras Agrícolas: "Pastos y Praderas"	Pastizal inducido	Pobre	68	79	86	89
		Sabanoide	Media	49	69	79	84
			Buena	39	61	74	80
Vegetación Hidrófila y cuerpos de agua	"Área impermeable o cuerpo de agua"	Bosque de galería Selva de galería Vegetación de galería Tular Popal Vegetación de petén Vegetación halófila hidrófila Manglar Cuerpo de agua	N/A		98		
Cultivos	Tierras agrícolas cultivadas (cultivo en fila)		Pobre	69	78	84	87
		Agricultura de riego	Buena	64	74	81	84
	Tierras agrícolas cultivadas		Pobre	63	74	81	84
		Agricultura de temporal	Buena	60	72	80	83

Clasificación INEGI	Uso de suelo TR-55	Tipo de vegetación INEGI (uso)	Condición hidrológica	Número de Curva (NC) por grupo de suelo			
				A	B	C	D
	(granos pequeños) "Área impermeable o cuerpo de agua"	Agricultura de humedad Acuícola	N/A		98		
Zonas Urbanas	Áreas urbanas "Espacios abiertos"	Zona urbana Localidad Asentamientos humanos	N/A	52	70	80	84
Desprovisto de vegetación	Tierras Agrícolas: "Brush"	Desprovisto de vegetación	Pobre	48	67	77	83
Sin vegetación aparente	Áreas Urbanas del desierto occidental: "Desierto Natural"	Sin vegetación aparente (incluye vegetación efímera de desierto)	N/A	63	77	85	88

Nota: Tomado de *Obtención del número de curva (NC) para la República Mexicana mediante el uso de sistemas de información geográfica, aplicando la metodología del TR-55* (pp. 40-42), por Hernández, 2014, UNAM.

#### Anexo 4.1.3. Equivalencia correspondiente a la clasificación utilizada en México con la usada por el USDA.

Tipo de suelo (INEGI)	Unidad calificadora	Grupo de suelo según el USDA por textura		
		Gruesa	Media	Fina
Gleysol Histosol Planosol Plintosol Solonchak Solonetz	abruptico, albeico, alcalico, andico, arenico, aridico, calcico, calcico, crómico, cutánico, dístrico, endoesquelético, endoestágnico, endopetrogípsico, endosálico, endosódico, epiesquelético, epipetrogípsico, episálico, episódico, esquelético, estágnico, ferrálico, férrico, fibrico, flúvico, fólico, gélico, gípsico, gipsírico, grúmico, háplico, hipercálcico, hiperdístrico, hiperesquelético, hipergípsico, hiperócrico, hipersálico, hipersódico, hipocálcico, hipoferrálico, hipolúvico, hipoplíntico, hiposálico, hiposódico, hístico, húmico, mázico, melánico, mesotrófico, mólico, molihúmico, nátrico, ócrico, ortodístrico, páquico, paralítico, pélico, petrosálico, prótico, réico, réndzico, róxico, rúbico, rúptico, sálico, saprihístico, silándico, sódico, tétrico, úmbrico, umbrihúmico, vítrico, yérmico. calcárico, endogléyico, endoléptico, endopétrico, endopetrocálcico, endopetrodúrico, endoplíntico, epigléyico, epiléptico, epipétrico,	B	C	D

Tipo de suelo (INEGI)	Unidad calificadora	Grupo de suelo según el USDA por textura		
		Gruesa	Media	Fina
	epipetrocálcico, epipetrodúrico, epiplíntico, eútrico, gléyico, hiperéutrico, léptico, lítico, lúvico, nítico, pétrico, petrocálcico, petrodúrico, plíntico, profúndico, síltico, takírico, vértico.			
Acrisol Alisol Cambisol Gipsisol Lixisol Luvisol Nitosol Vertisol	abruptico, álbico, alcálico, ándico, arénico, arídico, cálcico, cálcico, crómico, cutánico, dístrico, endoesquelético, endoestágnico, endopetrogípsico, endosálico, endosódico, epiesquelético, epipetrogípsico, episálico, episódico, esquelético, estágnico, ferrálico, férrico, fibrico, flúvico, fólico, gélico, gípsico, gipsírigo, grúmico, háplico, hipercálcico, hiperdístrico, hiperesquelético, hipergípsico, hiperócrico, hipersálico, hipersódico, hipocálcico, hipoferrálico, hipolúvico, hipoplíntico, hiposálico, hiposódico, hístico, húmico, mázico, melánico, mesotrófico, mólico, molihúmico, nátrico, ócrico, ortodístrico, páquico, paralítico, pélico, petrosálico, prótico, réico, réndzico, ródico, rúbico, rúptico, sálico, saprihístico, silándico, sódico, téfrico, úmbrico, umbrihúmico, vítrico, yémico	B	B	C
	calcárico, endogléyico, endoléptico, endopétrico, endopetrocálcico, endopetrodúrico, endoplíntico, epigléyico, epiléptico, epipétrico, epipetrocálcico, epipetrodúrico, epiplíntico, eútrico, gléyico, hiperéutrico, léptico, lítico, lúvico, nítico, pétrico, petrocálcico, petrodúrico, plíntico, profúndico, síltico, takírico, vértico.	B	C	D
Andosol Arenosol Calcisol Chermozem Durisol Fluvisol Kastañozem Leptosol Phaeozems Regosol Umbrisol	abruptico, álbico, alcálico, ándico, arénico, arídico, cálcico, cálcico, crómico, cutánico, dístrico, endoesquelético, endoestágnico, endopetrogípsico, endosálico, endosódico, epiesquelético, epipetrogípsico, episálico, episódico, esquelético, estágnico, ferrálico, férrico, fibrico, flúvico, fólico, gélico, gípsico, gipsírigo, grúmico, háplico, hipercálcico, hiperdístrico, hiperesquelético, hipergípsico, hiperócrico, hipersálico, hipersódico, hipocálcico, hipoferrálico, hipolúvico, hipoplíntico, hiposálico, hiposódico, hístico, húmico, mázico, melánico, mesotrófico, mólico, molihúmico, nátrico, ócrico, ortodístrico, páquico, paralítico, pélico, petrosálico, prótico, réico, réndzico, ródico, rúbico, rúptico, sálico, saprihístico, silándico, sódico, téfrico, úmbrico, umbrihúmico, vítrico,	A	B	C

Tipo de suelo (INEGI)	Unidad calificadora	Grupo de suelo según el USDA por textura		
		Gruesa	Media	Fina
	yérmico.			
	calcárico, endoglético, endoléptico, endopétrico, endopetrocálico, endopetrodúrico, endoplíntico, epiglético, epiléptico, epipétrico, epipetrocálico, epipetrodúrico, epiplíntico, eútrico, glético, hiperéutico, léptico, lítico, lúvico, nítico, pétrico, petrocálico, petrodúrico, plíntico, profúndico, siltico, takírico, vértico.	B	C	D

Nota: Tomado de *Obtención del número de curva (NC) para la República Mexicana mediante el uso de sistemas de información geográfica, aplicando la metodología del TR-55* (p. 23), por Hernández, 2014, UNAM.

Anexo 4.1.4. Grupo hidrológico correspondiente a grupos de suelo de la clasificación GSR.

	GSR (FAO-UNESCO, 2006)	GRUPO HIDROLÓGICO
Histosol	Suelos orgánicos o turbosos. HD hístico	
Gleysol	Suelos con patrón de color gleyco dentro de los 50 cm superficiales	
Leptosol	Roca continua a una profundidad inferior o igual a 25 cm.	B
Calcisol pétrico / Gipsisol pétrico / Durisol pétrico / Solonchack petrosálico	Suelos con horizonte superficial o subsuperficial fuertemente cementados por precipitación química	
Vertisol	Suelos con propiedades vérticas	
Andosol	Suelos desarrollados sobre material tétrico	
Calcisol / Gipsisol	Suelos con HD cálcico / gípsico. Textura frecuentemente limosas y arcillosas por disolución	C
Alisol / Luvisol / Acrisol / Lixisol / Solonetz	Suelos con HD árgico	
Planosol	Suelos con HD árgico y/o cambio textural abrupto	
Solonchack	Suelos con HD sálico	
Podzol	Suelos con HD espódico	
Kastanozem / Phaeozem	Suelos con HD superficial móllico (rico en MO)	B
Umbrisol	Suelos con HD superficial úmbrico (rico en MO)	

<b>GSR (FAO-UNESCO, 2006)</b>		<b>GRUPO HIDROLÓGICO</b>
Cambisol	Suelos con HD cámbico (estructural)	
Fluvisol / Regosol	Suelos sin HD intermedio y de texturas francas dominantes	
Arenosol	Suelos sin HD intermedio y de textura arenosa dominante	A

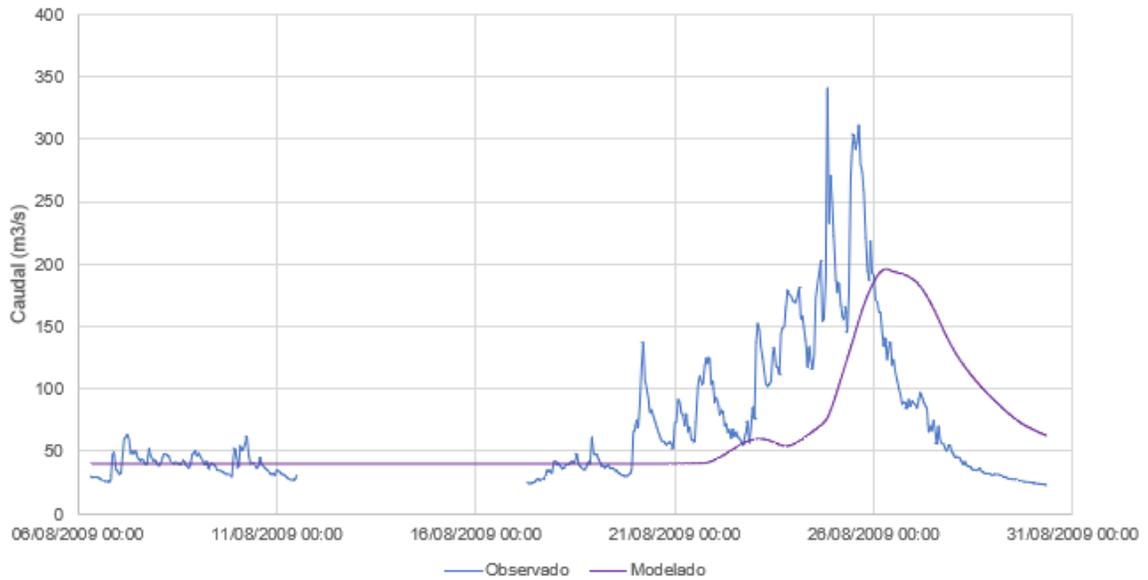
Nota: Tomado de "Asignación de grupo hidrológico del suelo a partir de clasificaciones edáficas de base morfométrica" (p. 8) en 6to. *Congreso Forestal Español*, por Gómez y Roldan, 2013.

#### 4.2 Raíz del cuadrado medio del error (RMSE) en m<sup>3</sup>/s, para el modelo hidrológico del Río Fuerte con diferentes tiempos de concentración

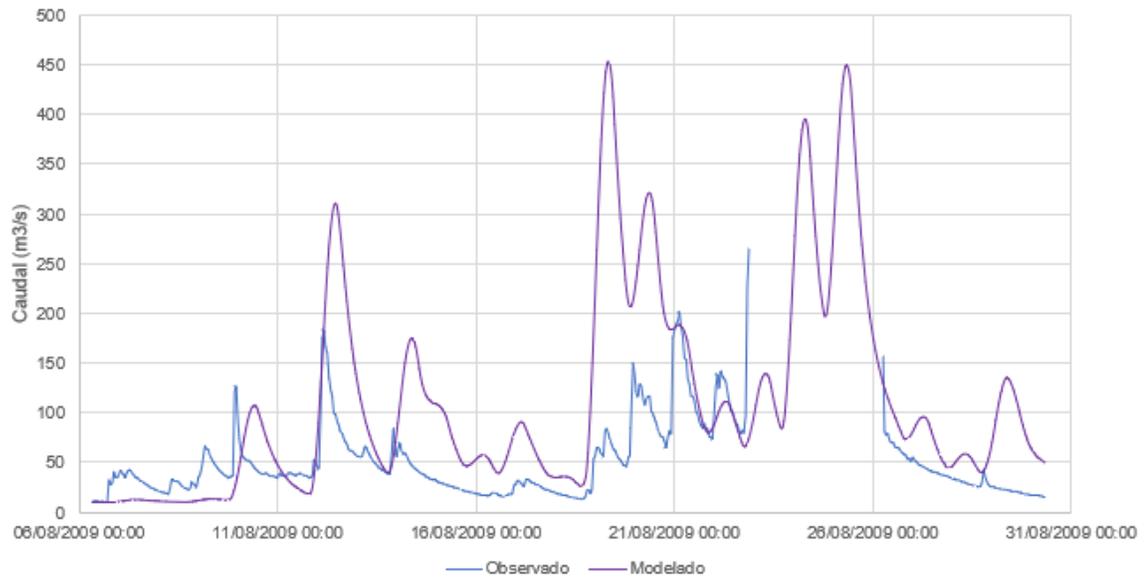
Evento	Estación	RMSE				Método con mejor ajuste
		SCS	California	Giandotti	Mínimo	
2009-E	Urique	87.39	87.26	94.53	87.26	California
2009-E	Batopilas	253.27	182.55	207.78	182.55	California
2009-E	Guerachic	358.34	353.69	376.23	353.69	California
2009-E	Tubares	940.40	753.43	789.98	753.43	California
2011-C	Urique	24.40	24.60	26.80	24.40	SCS
2011-C	Batopilas	101.01	66.11	72.86	66.11	California
2011-C	Guerachic	112.92	137.27	140.46	112.92	SCS
2011-C	Tubares	456.16	291.00	301.19	291.00	California
2015-E	Batopilas	107.44	74.29	86.77	74.29	California
2015-E	Guerachic	360.04	342.10	356.20	342.10	California
2015-E	Tubares	1,034.80	932.22	993.49	932.22	California
2016-B	Urique	219.12	215.01	241.64	215.01	California
2016-B	Batopilas	182.61	144.82	157.09	144.82	California
2016-B	Guerachic	429.72	425.60	448.06	425.60	California
2016-B	Tubares	1,041.89	990.41	1,041.68	990.41	California
2017-A	Urique	191.50	191.58	191.15	191.15	Giandotti
2017-A	Batopilas	81.42	81.64	81.38	81.38	Giandotti
2017-A	Guerachic	79.46	79.57	79.71	79.46	SCS
2017-A	Tubares	737.60	694.54	694.89	694.54	California

### 4.3 Hidrogramas modelados para el evento 2009

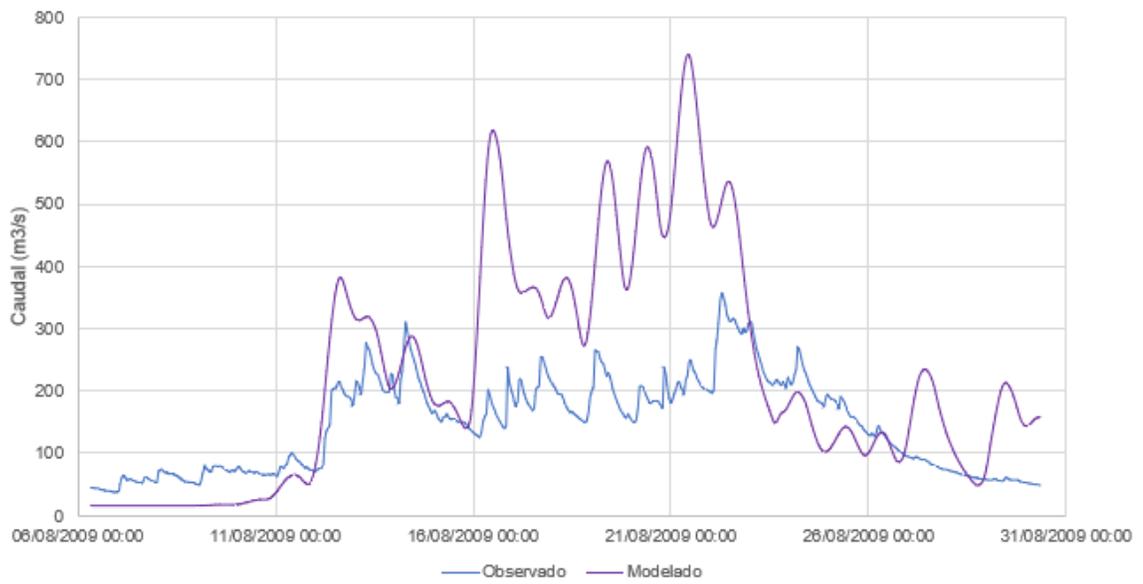
Urique



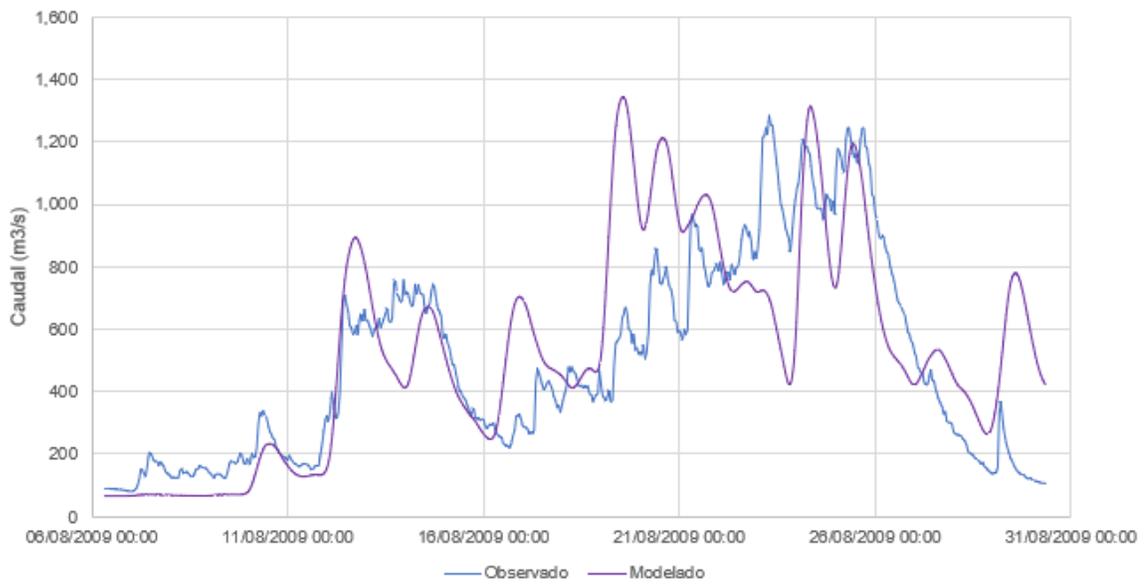
Batopilas



### Guerachic

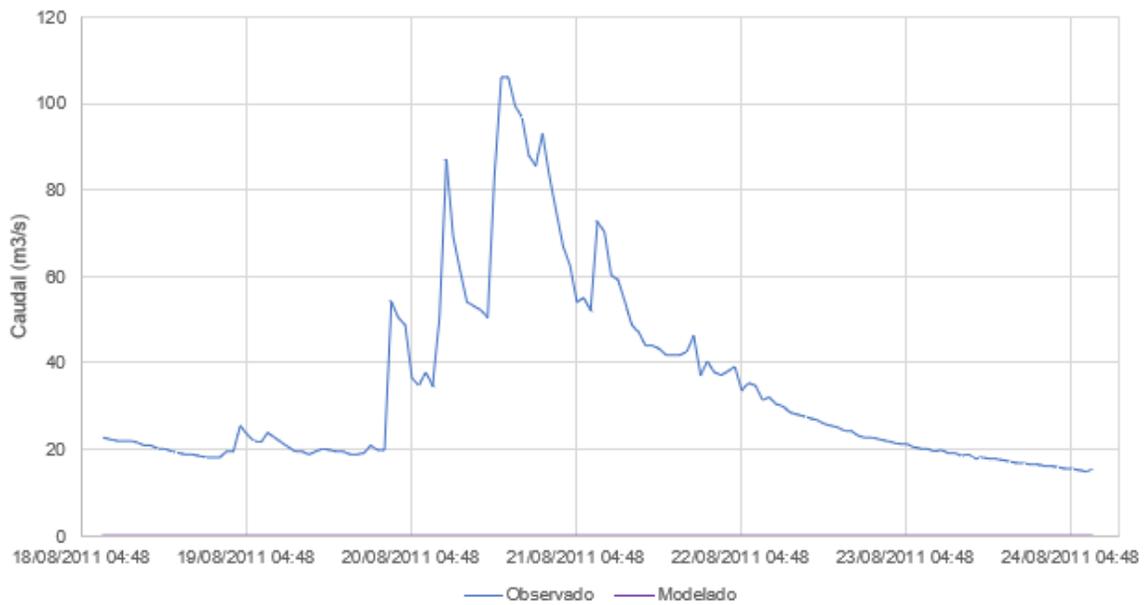


### Tubares

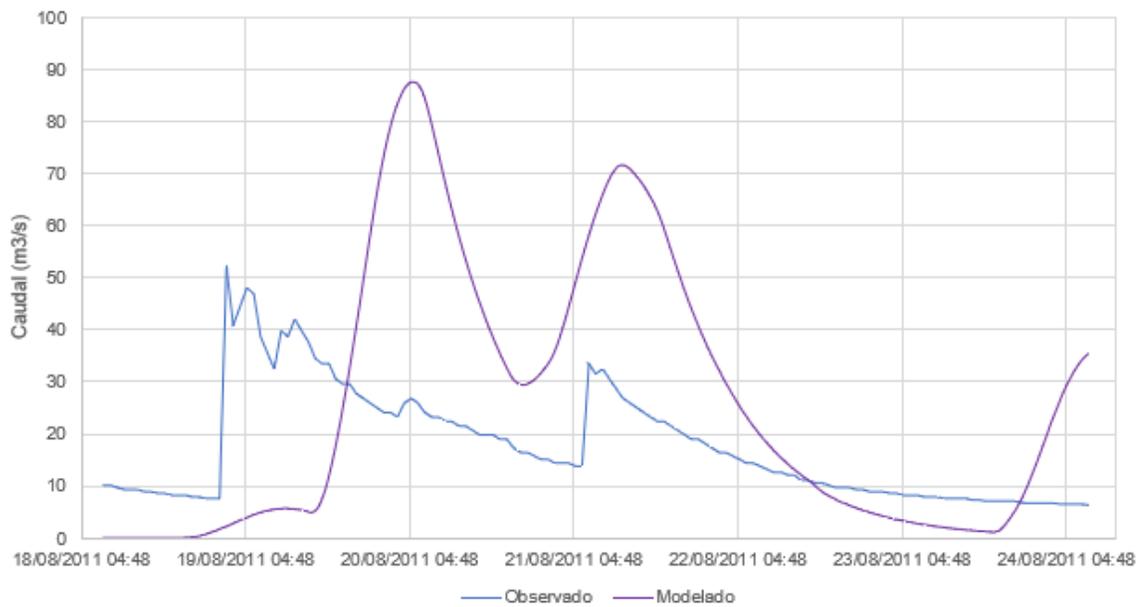


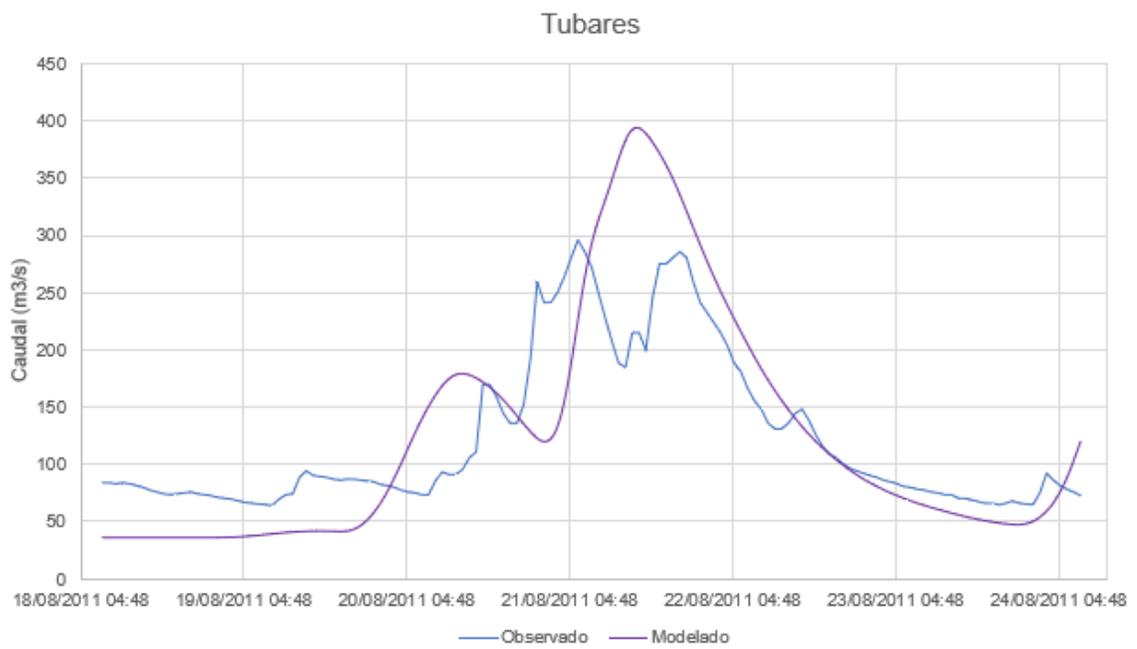
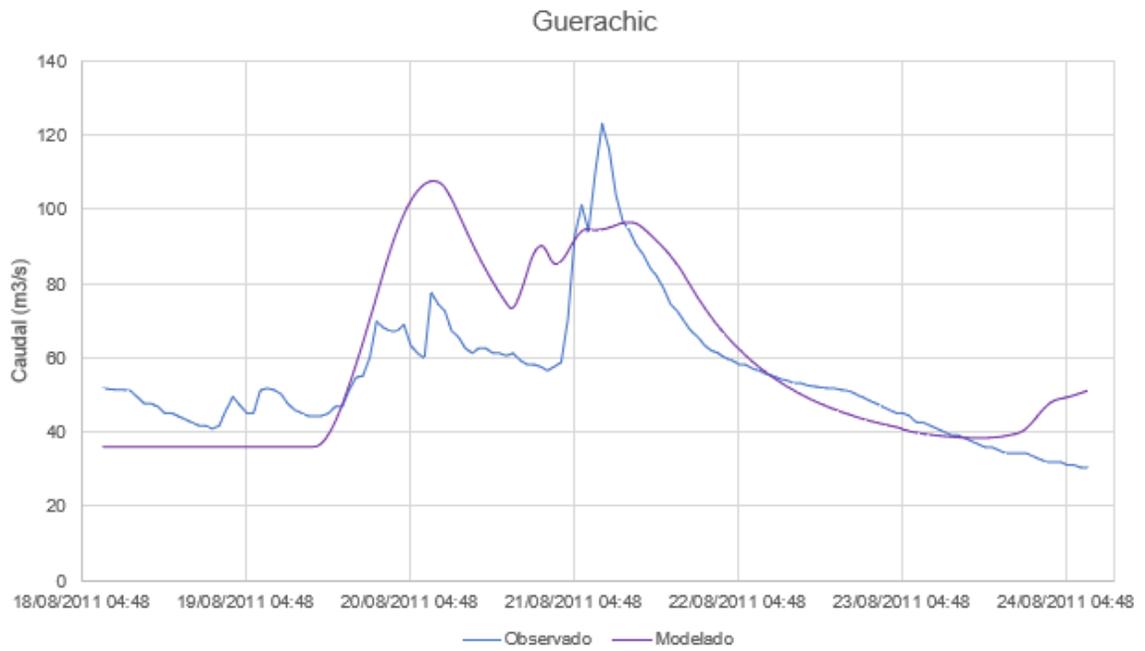
#### 4.4 Hidrogramas modelados para el evento 2011

Urique

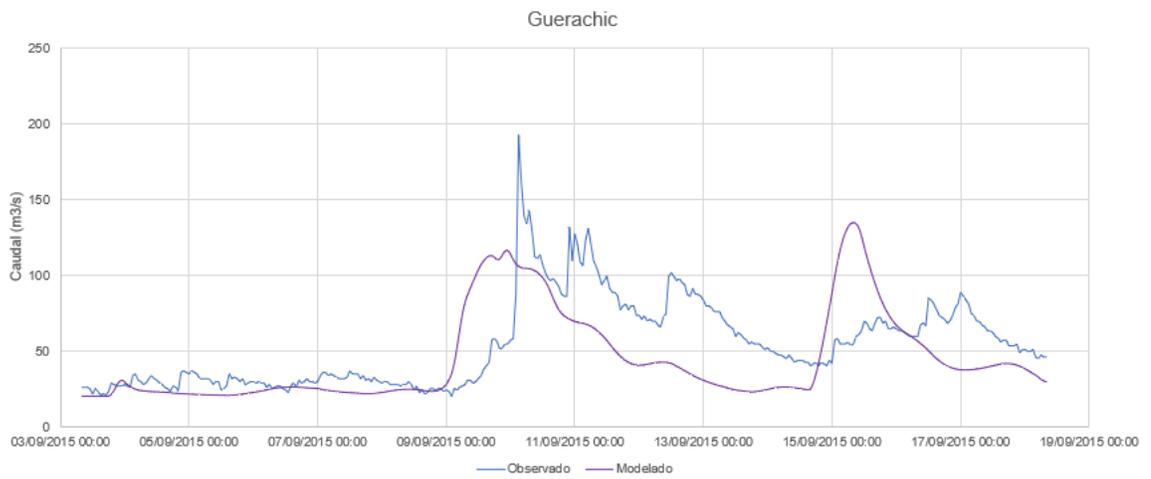
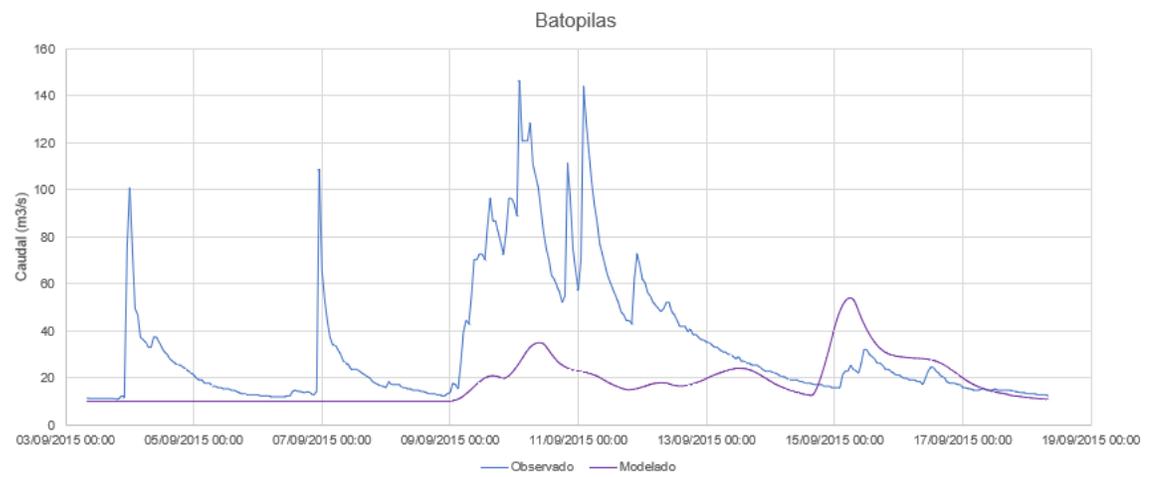
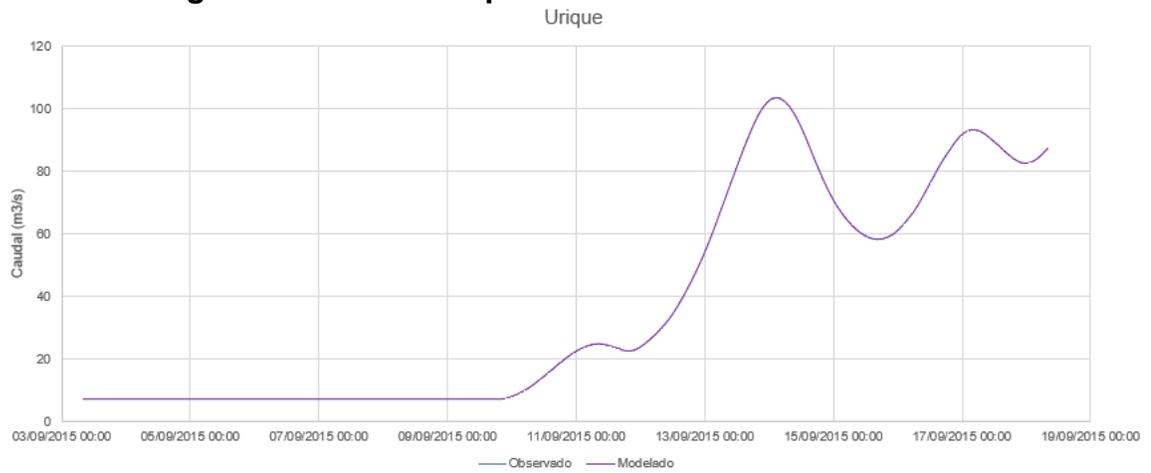


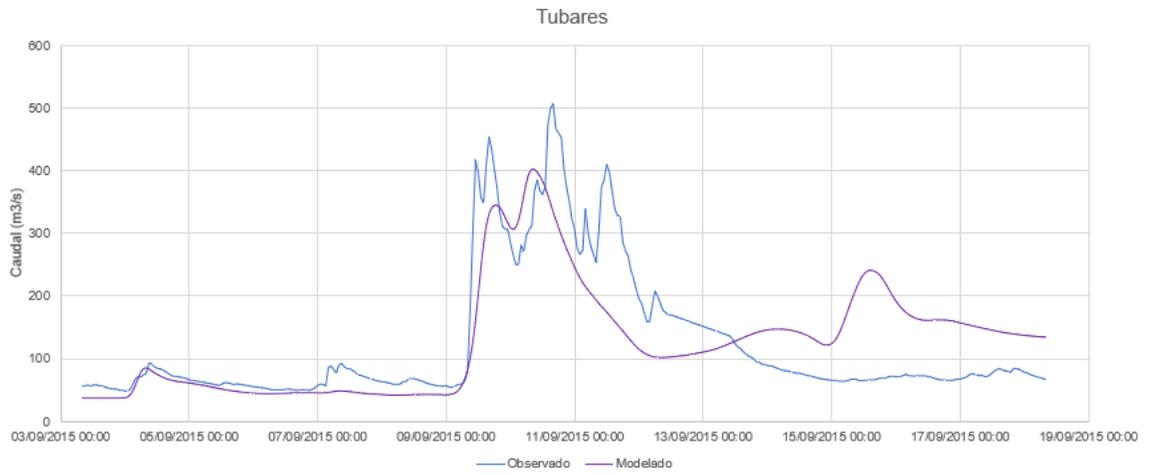
Batopilas



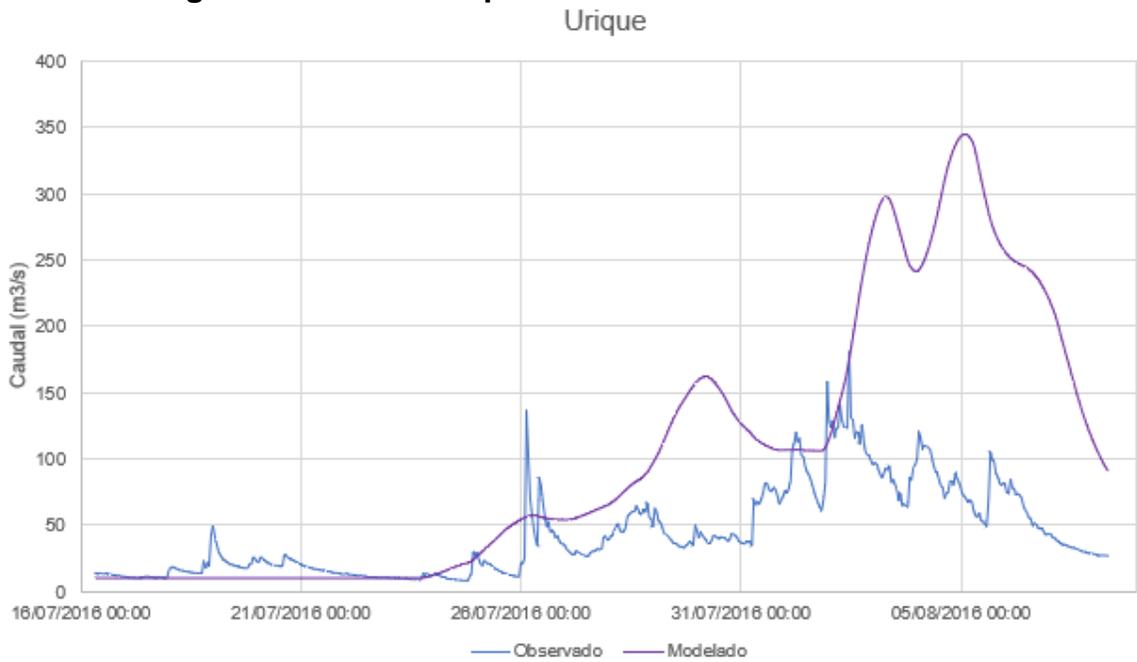


## 4.5 Hidrogramas modelados para el evento 2015

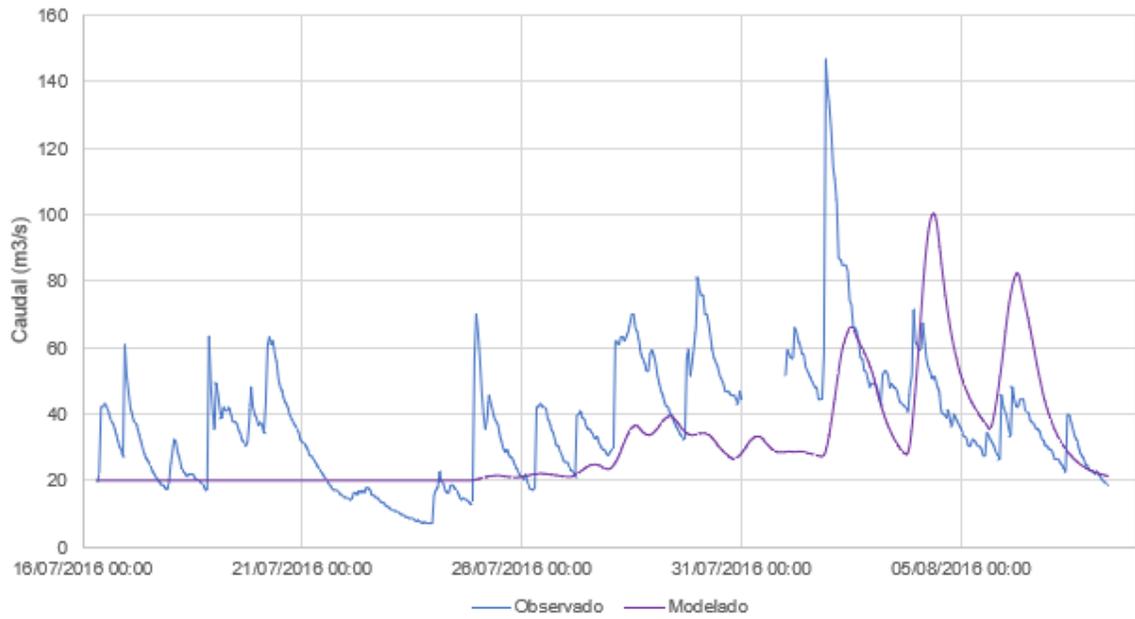




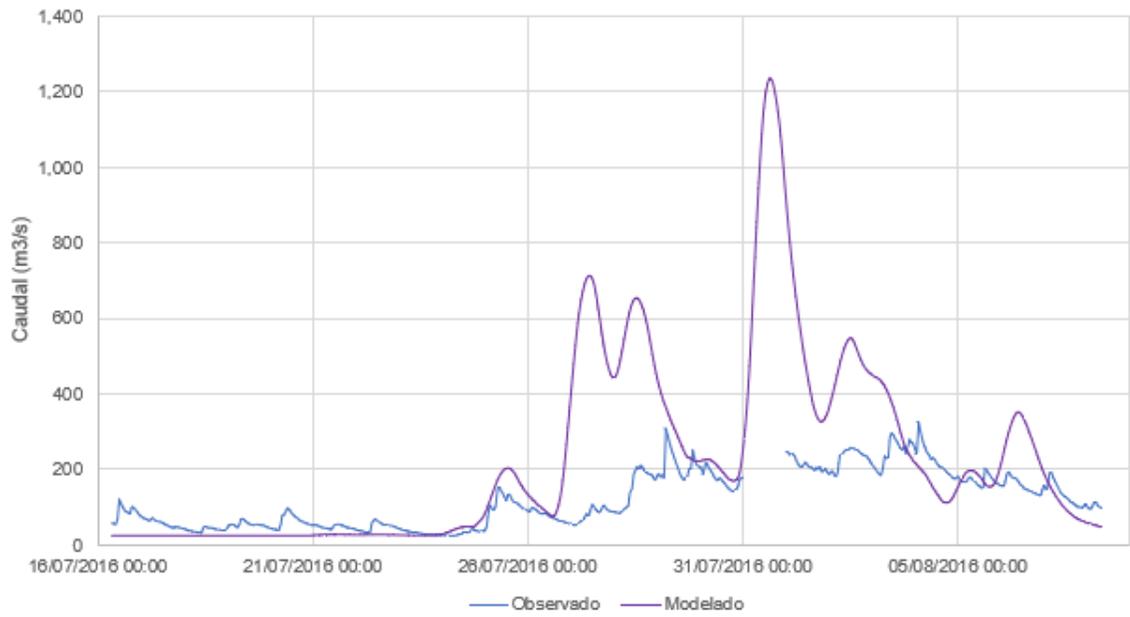
#### 4.6 Hidrogramas modelados para el evento 2016

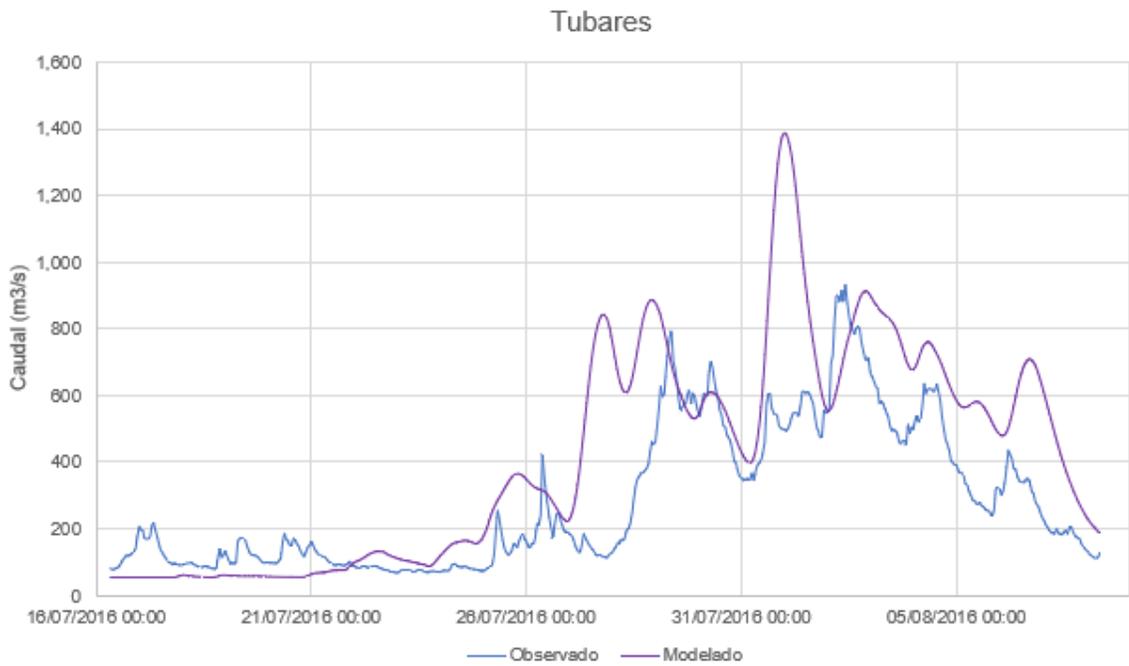


### Batopilas



### Guerachic





## 4.7 Hidrogramas modelados para el evento 2017

