



COLEGIO DE POSTGRADUADOS

**INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS
AGRÍCOLAS**

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO DE HIDROCIENCIAS

**Patrones Regionales del Flujo Base en
México:
Un Enfoque a Nivel Subcuenca**

VÍCTOR MANUEL SALAS AGUILAR

T E S I S
PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, EDO. DE MÉXICO

2016

La presente tesis titulada: Patrones Regionales del Flujo Base en México: Un Enfoque a Nivel Subcuenca.

Realizada por el alumno: Víctor Manuel Salas Aguilar bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

DOCTOR EN CIENCIAS
HIDROCIENCIAS

CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERA



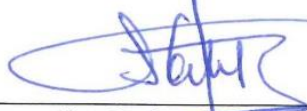
Dr. Antonia Macedo Cruz

DIRECTOR DE TESIS



Dr. Fernando Paz Pellat

ASESOR



Dr. Carlos Ortiz Solorio

ASESOR



Dr. Abel Quevedo Nolasco

ASESOR



Dr. Enrique Palacios Vélez

ASESOR



Dr. Víctor Manuel Reyes Gómez

Montecillo, Texcoco, Estado de México, Noviembre de 2016

PATRONES REGIONALES DEL FLUJO BASE EN MÉXICO: UN ENFOQUE A NIVEL SUBCUENCA.

Víctor Manuel Salas Aguilar, Dr.
Colegio de Postgraduados, 2016

RESUMEN

La proporción de aguas subterráneas que llega al cauce principal, es un componente importante en el ciclo hidrológico, sin embargo, rara vez es analizado con detalle. El problema radica en que no existen instrumentos que lo cuantifiquen explícitamente. Por esta razón, se emplean métodos indirectos para realizar su estimación. En esta investigación se usaron métodos analíticos basados en patrones y procesos para separar el flujo base del flujo directo en distintas subcuencas de México. Dentro del primer capítulo de tesis se analizaron las curvas de recesión del hidrograma mediante un modelo no lineal para tres subcuencas de Chiapas, México. La ventaja del uso de este modelo es que permitió separar el flujo base con referencia en un solo parámetro, el cual fue estimado con las descargas máximas mensuales y el uso de la regresión cuantílica que simuló la envolvente inferior de esta relación. Con la estimación del flujo base se calculó la recarga potencial, concluyéndose que está influenciada por las variables morfométricas. En el segundo capítulo se analizó la influencia de las características fisiográficas sobre el parámetro de recesión (PR) del modelo no lineal, en 21 subcuencas distribuidas en México. El cociente entre la precipitación y la evapotranspiración potencial fue la única variable que obtuvo relación significativa con el PR. La dispersión del modelo se le atribuyó al producto de la precipitación por la trasmisividad promedio de cada subcuenca. Con base en lo anterior se aplicó un modelo doble exponencial para separar el flujo base del flujo directo que puede ser ajustado de forma simple en subcuencas que no tengan registros hidrométricos. El tercer capítulo aborda la problemática de encontrar analíticamente el punto de transición entre el flujo directo y el flujo base. Se propuso la adaptación de un modelo exponencial para analizar las curvas de recesión en subcuencas con distinto uso de suelo del Valle de México. Se realizó una modelación paramétrica la cual analiza el punto de transición (máxima descarga del acuífero), la tasa relativa de descarga y un punto fijado como atrayente en un esquema compacto, esto permitió evaluar el estrés hídrico de la descarga en diferente ambiente. Los resultados mostraron que las subcuencas forestales mantienen una proporción de descarga subterránea superior a las agrícolas y urbanas. Estas últimas poseen un flujo directo superior en comparación a los otros usos de suelo.

Palabras Clave: Aguas subterráneas, hidrograma, modelos no lineales.

REGIONAL PATTERNS OF BASEFLOW IN MEXICO: AN APPROACH TO SUB-BASIN LEVEL

Víctor Manuel Salas Aguilar, Dr.
Colegio de Postgraduados, 2016

ABSTRACT

The proportion of groundwater reaching the main channel, is an important component of the hydrological cycle, however, is rarely analyzed in detail. The problem lies in the lack of instruments for explicit quantification. For this reason, indirect methods are used on estimates. In this research analytical methods based on patterns and processes were used to separate the baseflow of direct flow, in different sub-basins of Mexico. Within the first thesis chapter we analyzed the hydrograph recession curves using a non-linear model for three watersheds in Chiapas, Mexico. The advantage of this model is that allowed to separate the baseflow with reference in a single parameter, estimated with the monthly maximum discharges and the use of quantile regression that modeled the envelope bottom of this relationship. Potential recharge was calculated using the base flow estimation, and concluded that it is influenced by morphometric variables. The second chapter addresses the influence of the physiographical variables on the recession parameter (PR) of the nonlinear model, in 21 sub-basins distributed in Mexico. The ratio between the precipitation and potential evapotranspiration was the only variable significantly related to the PR. The model dispersion was attributed to the product of precipitation by the average transmissivity of each sub-basin. On that basis we applied a double exponential model to separate the baseflow from simply adjusted direct flow of sub-basins with no hydrometric records. The third chapter treats the problem to analytically find the transition point from direct and baseflow. The adaptation of an expo-linear model to analyze recession curves in watersheds with different land use of the Valley of Mexico is proposed. We conducted a parametric modeling to analyze the transition point (maximum discharge of the aquifer), relative rate of discharge and a point fixed as attractor in a compact schema. This allowed to evaluate the water stress of discharge in different environments. Results showed that the forest sub-basins maintain a groundwater proportion of discharge download greater than agricultural and urban areas. The latter have a higher direct flow in comparison to the other land uses.

Key Words: Groundwater, hydrographs, non-linear model.

AGRADECIMIENTOS

Al CONACyT, por el apoyo económico recibido para la realización de este postgrado y al Colegio de Postgraduados, por la formación Académica que en él recibí.

A los integrantes de mi Consejo Particular Dra. Antonia Macedo Cruz, Dr. Fernando Paz Pellat, Dr. Carlos Ortiz Solorio, Dr. Enrique Palacios Vélez, Dr. Abel Quevedo Nolasco y Dr. Víctor Reyes Gómez por su apoyo y recomendaciones para terminar esta investigación.

A mis Padres y Hermanos por ser un ejemplo a seguir.

A mis dos hijos VicMan y Vicky por alegrarme la vida y a ti Flor por tu gran apoyo en estos años.

A todos mis amigos que logre en mi estancia en el Colegio de Postgraduados. Gracias

CONTENIDO

CONSEJO PARTICULAR	i
LISTA DE CUADROS	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN GENERAL.....	1
1.1 Objetivo general	2
1.2 Objetivos particulares.....	2
1.3 Preguntas de investigación	3
1.4 Aportes de la investigación	3
1.5 Organización de la tesis.....	4
CAPÍTULO II. MODELACIÓN NO LINEAL DEL FLUJO BASE EN SUBCUENCAS DE CHIAPAS, MÉXICO.	5
2.1 Resumen	5
2.2 Summary	6
2.3 Introducción	7
2.4 Materiales y métodos	8
2.4.1 Área de estudio	8
2.4.3 La función no lineal de la relación almacenamiento descarga	12
2.4.4 Calibración de los parámetros de la curva de recesión	12
2.4.5 Separación del flujo base	13
2.4.6 Recarga Potencial	14
2.5 Resultados y discusión	14
2.5.1 Análisis de Datos	14
2.5.2 Ajustes de las curvas de recesión	16
2.5.3 Separación del flujo base y recarga potencial.	17
2.6 Conclusiones	23
2.7 Literatura citada	24
CAPÍTULO III. REGIONAL PATTERNS OF BASEFLOW VARIABILITY IN MEXICAN SUBWATERSHEDS	26
3.1 Abstract	26
3.2 Introduction	27
3.3 Materials and methods	28
3.3.1 Input Data	28
3.3.2 Recession Curves Selection	29
3.3.3 Spatial Predictors of the Response of Baseflow and Symmetry in the Process	31
3.3.4 Baseflow Separation	31
3.4 Results	32
3.4.1 Recession Curves	32

3.4.2 Baseflow Response Spatial Predictors	34
3.4.3 Baseflow Separation	36
3.5 Discussion	38
3.5.1 Recession Curve	38
3.5.2 Baseflow Spatial Patterns and Model Parameterization	39
3.5.3 Baseflow Separation	41
3.6 Conclusions	43
3.7 References	44
CAPÍTULO IV. PATRONES DE DESCARGA DE AGUAS SUBTERRANEAS EN SUBCUENCAS CON DISTINTO USO DE SUELO EN EL CENTRO DE MÉXICO.	49
4.1 Resumen	49
4.2 Introducción	50
4.3 Materiales y métodos	51
4.3.1 Sitio de estudio	51
4.3.2 Selección de las curvas de recesión	53
4.3.3 Bases de aplicación de un modelo expo-lineal en el análisis de curvas de recesión	53
4.3.4 Patrón hidrológico en el almacenamiento de agua en subcuencas de México.	56
4.3.5 Medio ambiente fijo (dentro de la subcuenca).	56
4.3.6 Medio ambiente variable (diferentes subcuencas).	58
4.3.7 Separación del flujo base	59
4.4 Resultados	61
4.4.1 Ajuste de las curvas de recesión para un ambiente fijo	61
4.4.2 Ajuste de las curvas de recesión para un ambiente variable	62
4.4.3 Separación del flujo base	65
4.5 Discusión	67
4.5.1 Patrón de almacenamiento de agua en las subcuencas. Medio ambiente fijo	67
4.5.2 Patrón de almacenamiento de agua en las subcuencas. Medio ambiente variable	68
4.5.3 Flujo base	70
4.6 Conclusiones	71
4.7 Literatura citada	72
CAPÍTULO V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES GENERALES	76
5.1 Recomendaciones.	79
5.2 Literatura citada	82

LISTA DE CUADROS

CAPÍTULO II

Cuadro 1.1 Valor del parámetro a en el ajuste no lineal de la relación almacenamiento-descarga, para las tres subcuencas de estudio.....	16
Cuadro 1.2. Resultados de la regresión cuantílica para estimar el valor de a en escala diaria..	18

CAPÍTULO II

Table 2.1. Subwatershed hydrogeological characteristics	32
Table 2.2 Average recession constant fitting summary.....	32

CAPÍTULO IV

Cuadro 3.1 Porcentaje de uso de suelo en las nueve subcuencas.....	51
Cuadro 3.2. Ajuste de los parámetros a largo plazo de las subcuencas analizadas.....	63
Cuadro 3.3 Parámetros estimados por tipo de uso de suelo.....	64

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO II

Figura 1.1 Ubicación general de las subcuencas a) Cahuacán; b) Zanatenco y c) Tulijá.....	9
Figura 1.2 Detección del cambio del régimen en el gasto (mm) para las subcuencas a) Cahuacán; b) Zanatenco y c) Tulijá.....	15
Figura 1.3 Ajuste de las curvas de recesión de datos observados vs simulados, en el mes de Octubre para las subcuencas de estudio	16
Figura 1.4. Relación entre el parámetro calibrado y el gasto máximo mensual, para las subcuencas: Cahuacán, Zanatenco y Tulijá	17
Figura 1.5 Ajuste de la regresión cuantílica, en el cuantíl 0.2 y 0.9 en las subcuencas: a) Cahuacán; b) Zanatenco y c) Tulijá	19
Figura 1.6 Separación del flujo base del gasto total calculado para diferentes años en las subcuencas a) Cahuacán 2007-2008, b) Zanatenco 2008-2009 y c) Tulijá 2004-2005.	20
Figura 1.7 Valores mensuales del gasto, flujo base y recarga potencial en las subcuencas a) Cahuacán; b) Zanatenco y c) Tulijá	22

CAPÍTULO III

Figure 2.1. Locations for the 20 Mexican subwatersheds included in this study.....	29
Figure 2.2 Recession curves' selection through the master curve method (dotted line through the year) (a); proposed annual recession curves selection (annual dotted line) (b).	30
Figure 2.3. Relation between the recession parameter (RP) and corresponding longitude and latitude.....	33
Figure 2.4. Relation between recession parameter and landscape and climate variables among subwatersheds.....	34
Figure 2.5 Subwatershed variability (identified through hydrometric stations) at (a) an interannual scale and (b) subwatershed average long-term variability.	35
Figure 2.6 Subwatershed variability (identified through hydrometric station) and rock type. Relation between the dispersion parameter estimated in the model (a); Equation (4) and the product of P/E by transmissivity (b).....	36
Figure 2.7. Separation of baseflow by the generalized baseflow model in the sub-basins: (a) El Tecolote, located in the state of Jalisco, Mexico; and (b) Zanatenco, located in the state of Chiapas, México.	38

CAPÍTULO IV

Figura 3.1 Ubicación de las nueve subcuencas de estudio.....	52
Figura 3.2. Parámetros del modelo expo-lineal, aplicado a estimar las curvas de recesión.	56
Figura 3.3 (a) Efecto del estrés por cambio de la pendiente en la fase de recesión. (b) relación entre la intersección y la pendiente k donde todas las CR las cuales se compactan y definen un estrés de la descarga subterránea en una subcuena.....	57
Figura 3.4. Proporción de descarga en subcuenas por distinta perturbación de uso de suelo.	58
Figura 3.5. Patrones del intersección $QtQi$ y la pendiente k para distinta subcuena.....	59
Figura 3.6. (a) Ejemplo de los flujos que determinan el hidrograma: flujo directo (FD), Flujo sub-subsuperficial y flujo base (FB). (b) Puntos de transición de flujo sub-superficial $TtFs$, flujo base $TtFb$, descarga máxima sub-superficial $QtFs$ y descarga máxima de flujo base $QtFb$	60
Figura 3.7. (a) Datos de recesión agrupadas en la CMR (puntos blancos), ajuste de los parámetros $Qt-Tt$ (puntos negros). (b) Patrones de descarga en la relación Qt vs k que determina	

el estrés en la descarga de aguas subterráneas en una subcuenca: (1) mínimo estrés, (2) bajo estrés, (3) medio estrés y (4) alto estrés.	62
Figura 3.8. Relación de la proporción de agua subterránea y su respectivo punto de transición.	63
Figura 3.9. Espacio meta-parámtrico de la pendiente B y la proporción de aguas subterráneas promedio Q_t/Q . Los puntos con círculo verde representas las subcuencas forestales, el círculo amarillo representa subcuencas agrícolas y el círculo negro representa las subcuencas urbanas	65
Figura 3.10. Separación del flujo sub-superficial y flujo base con respecto al escurrimiento en tres subcuencas con distinto uso de suelo.	66

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN GENERAL

Uno de los objetivos del Plan Nacional Hídrico 2014-2018, es asegurar el agua para el riego agrícola, energía, industria, turismo y otras actividades económicas y financieras de manera sustentable (PNH, 2014). Para ello se requiere estimar de manera precisa la disponibilidad de agua en cada subcuenca. La NOM-011-CONAGUA-2015 (SEMARNAT, 2015) establece las especificaciones y los métodos para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales, sin embargo esta norma también refiere que la infraestructura de regulación no supera el 70% de los requerimientos de medición del agua en México, por lo tanto los requerimientos de agua tienen que deducirse con modelos hidrológicos por cada ambiente.

Los modelos hidrológicos son representaciones del ciclo hidrológico desarrollados para entender un fenómeno los componentes del ciclo (Chow, 1988). Según Sivapalan (2005) a nivel mundial se han desarrollado sofisticados modelos numéricos, llamados modelos con base física, por el hecho de que se basan en leyes o ecuaciones que gobiernan un proceso (paradigma reduccionista). Sin embargo, las teorías en los que han sido desarrollados se fundamentan a nivel de laboratorio u otras pequeñas escalas, donde asumen homogeneidad, uniformidad e invarianza en el tiempo en las variables que involucran.

Resulta impráctico tratar de simular en forma completa la heterogeneidad de las subcuencas, primeramente por el gran tiempo computacional en su proceso y por el hecho de que requerirían un gran número de variables medidas para alimentar a los parámetros (Beven, 1989). En países en desarrollo, es prácticamente imposible obtener suficientes datos para poner en marcha los modelos físicamente basados. Sin embargo, se tiene una cultura consumista, es decir, se utilizan modelos hidrológicos ya existentes como una actividad rutinaria que en muchas ocasiones sin tener el conocimiento previo del fenómeno se llega a creer ciegamente en los resultados de estos modelos (Collado, 1990).

En contraste con los modelos reduccionistas, el enfoque de una teoría unificadora que adopte la heterogeneidad multi-escala como una parte intrínseca de la hidrología en subcuencas se presenta como una opción en la modelación hidrológica (Sivapalan, 2003). Esta teoría enfatiza el uso de patrones en las observaciones para formular y evaluar hipótesis alternativas acerca de los procesos fundamentales que controlan el funcionamiento hídrico. Lo anterior con el objetivo de entender, explicar y caracterizar la variabilidad hidrológica en espacio y tiempo, además incluir tendencias y cambios espacio-temporales a escalas apropiadas (Sivapalan, 2005).

Un componente clave del ciclo hidrológico para realizar una modelación con un enfoque holístico es el flujo base, el cual puede definirse como proporción de agua subterránea que llega

al cauce principal. El estudio de este componente es necesario para diferentes propósitos: generación de energía hidroeléctrica, preservación de sistemas acuáticos, disponibilidad de agua en los acuíferos y transporte de contaminantes (Salas *et al.*, 2016). El principal problema es que no existen mediciones cuantitativas de este componente, generalmente los registros hidrométricos miden el gasto hidráulico que involucra al flujo directo y el flujo base.

Existen diferentes formas en como estimar el flujo base, por ejemplo, los métodos empíricos son las técnicas más comúnmente usadas para la separación del hidrograma, se basan en el empirismo de las observaciones sin tener en cuenta las teorías que gobiernan el sistema. En los métodos gráficos el flujo base es separado en forma arbitraria, este método es ampliamente usado por su fácil aplicación especialmente en subcuencas con pocos hidrogramas.

Los métodos analíticos están basados en teorías fundamentales del agua subterránea y superficial, aunque por su complejidad son menos atractivos para los investigadores, estos poseen mayor veracidad con las variables de entrada apropiadas. Los métodos geoquímicos identifican componentes químicos antes, durante y después de una tormenta, el mayor problema de este método es lo caro de su aplicación (Nejadhashemi *et al.*, 2009). Por último se encuentran las técnicas automatizadas, estas están basadas en los tradicionales métodos de separación de flujo base, son recomendadas por su simplicidad, sin embargo carece de interpretación física (Blume *et al.*, 2007).

En esta investigación se optó por analizar el flujo base por medio de métodos analíticos, la justificación de esto es que existen metodologías robustas que simulan el proceso de almacenamiento-descarga de un acuífero dentro de un enfoque “*Top Down*”, es decir, modelar el proceso con la información disponible, que sus resultados sean operativos y congruentes con el fenómeno a estudiar en un entorno holístico. Para lo cual se plantearon los objetivos y preguntas de investigación siguientes:

1.1 Objetivo general

Analizar el comportamiento de patrones sobre el flujo base en subcuencas de México

1.2 Objetivos particulares

- i. Estimar el flujo base mediante un modelo no lineal.
- ii. Analizar el efecto de las variables fisiográficas sobre los parámetros de modelo no lineal.
- iii. Estimar el flujo base mediante un modelo empírico.

- iv. Calcular la curva de recesión con un modelo expo-lineal.
- v. Estimar el flujo base analíticamente con el modelo expo-lineal.
- vi. Establecer un modelo que defina el almacenamiento en acuíferos y como son afectados por factores ambientales o de manejo en subcuencas de México.

1.3 Preguntas de investigación

- i. ¿Es factible usar el enfoque no lineal para modelar las curvas de recesión y separar el flujo base en subcuencas de México?
- ii. ¿Existirán conexiones entre los patrones de flujo base de diferentes climas y es posible identificarlos a gran escala?
- iii. ¿Es posible construir un modelo empírico basado con la información disponible para separar el flujo base en México?
- iv. ¿Cómo encontrar el punto donde el flujo directo cesa y empieza el flujo base analíticamente?
- v. ¿Se puede construir un modelo que defina la disponibilidad de agua en una cuenca, donde se observe como influye el manejo superficial de la cuenca sobre el almacenamiento de agua del acuífero?

1.4 Aportes de la investigación

Las contribuciones realizadas en el marco del presente trabajo se recogen en las siguientes publicaciones:

1. Artículo. Modelación no lineal del flujo base en subcuencas de Chiapas, México

Autores: Víctor Manuel Salas Aguilar, Antonia Macedo Cruz, Fernando Paz Pellat, Enrique Palacios Vélez y Carlos Ortiz Solorio

Revista: Terra Latinoamericana

Volumen y Número: 33 (4)

2. Artículo. Regional Patterns of Baseflow Variability in Mexican Subwatersheds

Autores: Víctor Manuel Salas Aguilar, Antonia Macedo Cruz, Fernando Paz Pellat, Enrique Palacios Vélez, Carlos Ortiz Solorio y Abel Quevedo Nolasco.

Revista: Water

Volumen y Número: 33 (4)

3. Capítulo de libro. Respuesta del flujo hídrico a la variabilidad climática y cambios de cobertura forestal a nivel de subcuenca en Chiapas, México

Autores: Víctor Manuel Salas Aguilar, Antonia Macedo Cruz, Fernando Paz Pellat, Enrique Palacios Vélez y Carlos Ortiz Solorio

Libro: Estado actual del conocimiento del ciclo de carbono y sus interacciones en México. Síntesis a 2014, Edition: Programa Mexicano del Carbono

1.5 Organización de la tesis

El primer capítulo “Modelación no lineal del flujo base en subcuencas de Chiapas, México” se aplicó el modelo de Wittenberg (1999) para ajustar las curvas de recesión en tres subcuencas húmedas. Se calibró el parámetro del modelo con base en el gasto mensual, para encontrar la envolvente inferior de la relación anterior se aplicó una regresión cuantílica. Se calcularon el índice de flujo base para las tres subcuencas y la recarga potencial por medio de un balance hídrico. Los resultados mostraron la factibilidad de usar un modelo no lineal en la separación del flujo base en subcuencas con grandes descargas.

En el segundo capítulo “Patrones regionales de la variabilidad del flujo base en subcuencas de México” se analizó las curvas de recesión anual de mayor magnitud para ajustar un parámetro, el cual fue relacionado con variables fisiográficas en distintas condiciones. El parámetro de recesión presentó una tendencia no lineal con respecto al cociente de la evapotranspiración potencial y la precipitación, la variabilidad de esta relación se debió al producto de la precipitación por la trasmisividad. Con base en el análisis de los datos se propuso un modelo doble exponencial el cual depende de un sólo parámetro y las variables de precipitación y evapotranspiración para separar el flujo base del flujo directo.

El tercer capítulo “Patrones de descarga de aguas subterráneas en subcuencas con distinto uso de suelo en el centro de México” planteó la idea de encontrar el punto de transición del flujo superficial y flujo base con referencia a un modelo expo-lineal. La derivación del modelo expo-lineal sirvió para proponer una ecuación que permita separar el flujo base del superficial en series de tiempo. Por último la estimación del punto de transición y la tasa relativa de descarga permitió el uso de la propiedad de un conjunto de líneas rectas que se intersectan en un punto en común. Esto permitió hacer un esquema genérico para hacer equivalentes las descargas de aguas subterráneas asociadas a distintos niveles de estrés o uso de suelo con diferentes subcuencas del centro de México.

CAPÍTULO II. MODELACIÓN NO LINEAL DEL FLUJO BASE EN SUBCUENCAS DE CHIAPAS, MÉXICO.

Artículo publicado en la revista *Terra Latinoamericana*. Cita: Salas-Aguilar.V.; Paz, F.; Macedo, C.; Ortiz, C.; Palacios, E. Modelación no lineal del flujo base en tres subcuencas de México. *Terra Latinoamericana*. 2015, 33, 285–297

MODELACIÓN NO LINEAL DE LA SEPARACIÓN DEL FLUJO BASE EN SUBCUENCAS DE CHIAPAS, MÉXICO

Non-linear modelling separation of the base flow in subbasins of Chiapas, Mexico
V́ctor Salas-Aguilar, Antonia Macedo-Cruz *, Fernando Paz, Enrique Palacios, Carlos Ortiz
and Abel Quevedo

Colegio de Postgraduados, Carretera México-Texcoco, Km 36.5 Montecillo, 56230 México, Mexico; vsalasaguilar@gmail.com (V.S.-A.); ferpazpel@gmail.com (F.P.); epalacio@colpos.mx (E.P.); ortiz@colpos.mx (C.O.); anolasco@colpos.mx (A.Q.)

2.1 Resumen

El flujo base es un elemento importante dentro de la modelación hidrológica en cuencas. Su estudio resulta clave en la estimación de la relación precipitación-escorrentía. En este trabajo se separó el flujo base del gasto total en tres subcuencas en el estado de Chiapas. La variación de la recarga potencial de los acuíferos someros también fue evaluada. Las curvas de recesión se calibraron con el uso de la relación no lineal almacenamiento-descarga de un acuífero. El modelo se calibró mensualmente con base en un parámetro (a), mismo que fue relacionado con el gasto mensual con un enfoque de regresión cuantílica (RC). Este proceso permitió obtener valores del parámetro a escala diaria. Las curvas de recesión para las distintas subcuencas, se ajustaron bien al modelo planteado ($R^2 > 0.85$). La regresión cuantílica permitió ajustar un modelo potencial en los valores extremos inferiores, de modo que el flujo base no excedió al gasto total. Los índices de flujo base (IBI) fueron 0.74, 0.69 y 0.54, para las subcuencas Cahuacán, Zanatenco y Tulijá respectivamente. La recarga potencial presentó una fuerte estacionalidad, producto de las altas precipitaciones de la zona. La recarga fue mayor para las subcuencas Cahuacán y Zanatenco. La subcuenca Tulijá se encuentra dentro de un acuífero reducido en su extensión, situación que limita una recarga mayor. Se demostró que la aplicación de un modelo no lineal en el análisis de las curvas de recesión es aplicable para evaluar la separación del flujo base y gasto total en subcuencas con distintas características hidrogeológicas.

Palabras clave: Balance hídrico subterráneo, índice de flujo base, relación almacenamiento-descarga, regresión cuantílica.

2.2 Summary

Baseflow is an important element in the hydrological modelling in a subbasin, its study is key in estimating the rainfall-runoff relationship. In this work, the baseflow was separated of total streamflow into three sub basins on Chiapas. The variation of potential recharge shallow aquifers was also evaluated. Recession curves were calibrated monthly using the nonlinear relationship between storage-discharge of an aquifer. The model was calibrated monthly based on a parameter (a), it was associated with the monthly streamflow quantile regression approach (RC) for parameter values at daily scale. Recession curves for the different sub basins, fitted well the proposed model ($R^2 > 0.85$). The use of quantile regression to adjust allowed below potential outliers, thus baseflow model did not exceed the total streamflow. Baseflow indices (IBI) were 0.74, 0.69 and 0.54, for the sub basins Cahuacán, Zanatenco and Tulijá respectively. The recharge potential showed a strong seasonality, product of high rainfall in the area. The recharge was higher for sub basin Cahuacán and Zanatenco, sub basin Tulijá is located within an aquifer reduced in extent, situation that limits a major recharge. It was shown that a nonlinear model is applicable to assess the recession curve in the separation of the baseflow and total streamflow on sub basin with different hydrogeological characteristics.

Index words: underground water balance, index baseflow, storage-discharge relationship, quantile regression.

2.3 Introducción

El desarrollo de modelos de relación precipitación-escorrentía (PE) requiere del conocimiento del balance hídrico al interior de un área de captación. Un elemento importante del balance y por lo tanto de la modelación PE es la separación del flujo base, definido como la porción del flujo que es generado por las aguas subterráneas y fluyen hacia el cauce principal.

Existen diferentes métodos para la separación del flujo base del flujo directo, entre los que destacan métodos analíticos (Padilla *et al.*, 1994), gráficos (USDA-ARS, 1973), geoquímicos (Wallinget *et al.*, 1975) y automatizados que describen una relación no lineal de almacenamiento-descarga para el flujo base (Wittenberg y Sivapalan, 1999).

La curva de recesión ha sido simulada mediante una ecuación lineal simple, fundamentada en que el almacenamiento del acuífero es directamente proporcional a su parámetro de retención, donde las unidades son de tiempo (Pedersen *et al.*, 1980). Wittenberg (1994) y Gan y Lou (2013) mencionan que la curva de recesión en condiciones reales tiene forma cóncava, la cual es un fuerte indicativo de la no linealidad del proceso.

Un método común para estimar el flujo en aguas subterráneas es conocido por el enfoque de *abajo hacia arriba* el cual consiste en medir la lluvia en la superficie, para estimar la infiltración, redistribución, evaporación y percolación de las aguas residuales a través de la zona no saturada (Caro y Eagleson, 1981). Los errores en la medición de la precipitación, combinado con la incertidumbre de los parámetros del suelo, usados en los procesos individuales de los modelos, pueden producir fácilmente errores en la relación almacenamiento-descarga de las aguas subterráneas.

Otra opción para evaluar el balance de las aguas subterráneas, es el enfoque de *arriba hacia abajo*, que consiste en el análisis de las mediciones del gasto. Este método se basa en la separación del gasto total observado, en flujo rápido y flujo base, e identifica al flujo base como la salida del almacenamiento de las aguas subterráneas (Nathan y McMahon, 1990).

Aksoy y Wittenberg (2011) refieren que durante el período cuando la lluvia cesa y el flujo directo comienza a ser despreciable, la curva de recesión del flujo describe la atenuación del embalse de las aguas subterráneas y contiene información de la relación almacenamiento-descarga de un acuífero. Esta información hace posible la separación del flujo base y directo en series de tiempo del flujo total y permite el cálculo de la recarga en las aguas subterráneas.

La Comisión Nacional del Agua reporta que el 16.3% de la precipitación media anual y el 36.03% del escurrimiento superficial de México, se producen en el estado de Chiapas

(CONAGUA, 2011). Debido a ello se han realizado numerosos trabajos en sus cuencas hidrológicas, efectuándose análisis con modelos hidrológicos clásicos, como el método de curva numérica, la ecuación universal de pérdida de suelo y balances hídricos (Figueroa *et al.*, 2011; Santacruz de León, 2011 y Esquivel *et al.*, 2013). Sin embargo, los datos para alimentar dichos modelos no están disponibles en forma operacional y generan incertidumbre, algo común en aplicaciones hidrológicas en México (Paz *et al.*, 2010).

El objetivo de este estudio fue analizar las curvas de recesión para separar el flujo base e identificar la no linealidad de este proceso. Lo anterior es un paso hacia la modelación con base física, el cual es un progreso para el entendimiento y regionalización de los procesos hidrológicos a nivel de cuenca.

2.4 Materiales y métodos

2.4.1 Área de estudio

Ubicación. El estado de Chiapas se localiza al sureste de México; colinda al norte con el estado de Tabasco, al oeste con Veracruz y Oaxaca, al sur con el Océano Pacífico y al este con la República de Guatemala. Al interior del estado se ubicaron tres subcuencas de estudio: Cahuacán, Zanatenco y Tulijá (Figura 1.1).

Los datos vectoriales de las subcuencas fueron adquiridas del Instituto Nacional de Estadística y Geografía, con una escala de 1:50,000 (INEGI, 2013), dichas subcuencas cuentan con una área de captación hídrica de 290, 234 y 157 km² respectivamente.

Clima e Hidrografía. La subcuenca Cahuacán tiene un clima húmedo a subhúmedo con lluvias en verano, de acuerdo a la clasificación climática de Köppen modificado por García (1988), los rangos de temperatura varían de 18 a 34°C a lo largo del año, la precipitación media anual oscila en los 4,000 mm. El río que desemboca sus aguas es el Río Cahuacán, perteneciente a la cuenca Río Suchiate, dentro de la región hidrológica 23 (RH23).

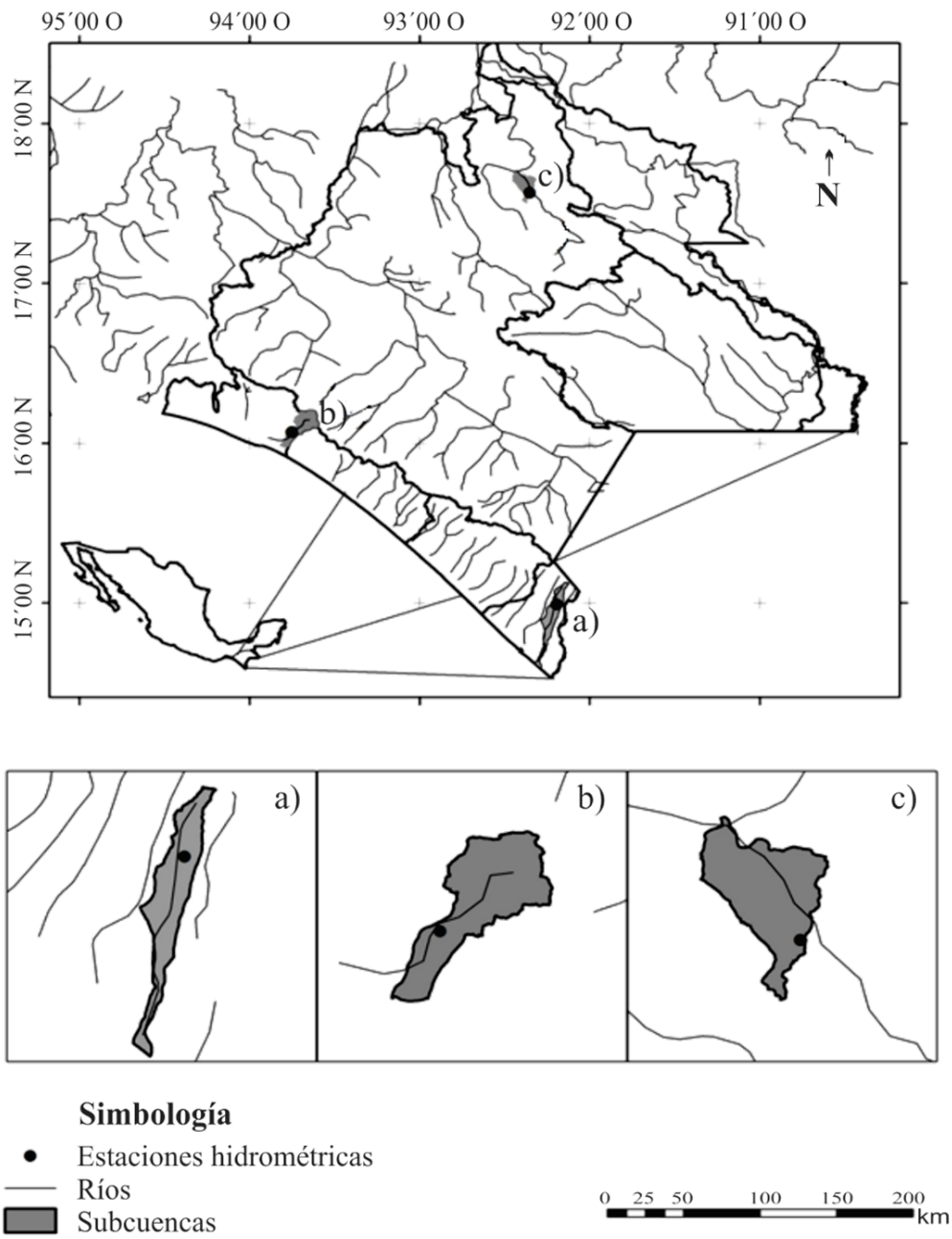


Figura 1.1 Ubicación general de las subcuencas a) Cahuacán; b) Zanatenco y c) Tulijá

El clima de la subcuenca Río Zanatenco, se clasifica como húmedo con lluvias en verano, el porcentaje de lluvia invernal varía entre el 5 y el 10%, la temperatura media anual se estima en 28.3 °C, mientras que la precipitación media anual es de 3,061.5 mm. El drenaje de esta subcuenca es desalojado por el Río Zanatenco, originado en la vertiente sur de la Sierra Madre de Chiapas y desemboca al Océano Pacífico. Pertenece a la región hidrológica 23.

La subcuenca Tulijá, debido a su conformación orográfica presenta una gran variedad de climas que van desde lo templado subhúmedo a cálido con lluvias registradas todo el año. La temperatura media anual es de 26°C y la precipitación es superior a los 3,800 mm. El Río Tulijá drena las aguas de la subcuenca hacia el golfo de México. Pertenece a la región hidrológica 30 (RH30).

Uso de Suelo y Vegetación. La descripción del uso de suelo y vegetación de las subcuencas, se obtuvo de los datos vectoriales serie V de INEGI (INEGI, 2014). Al interior de la subcuenca Cahuacán el 61% de la superficie corresponde a agricultura de riego y temporal, el 25% a pastizal, el 7% a zonas urbanas (Tapachula, Chiapas) y el 3% bosque mesófilo de montaña.

En la subcuenca Zanatenco, el pastizal y la selva mediana perennifolia predominan en el 82% del área con un 40 y 42%, respectivamente. La agricultura de temporal abarca un 12% y el bosque mesófilo de montaña ocupa el 5%. En la subcuenca Tulijá el pastizal cultivado ocupa el 77% y la selva alta perennifolia el 19%, los cuerpos de agua y los asentamientos humanos ocupan el 3 y 0.006% respectivamente.

Marco Hidrogeológico. La subcuenca Cahuacán se encuentra al interior del acuífero Soconusco (3,081 km²), es clasificado como libre debido a sus características aluviales y su funcionamiento hidráulico, se encuentra delimitado al noroeste por una barrera de rocas ígneas graníticas que forman la Sierra Madre del Sur; al noreste, por los productos piroclásticos del volcán Tacaná; al este por el Río Suchiate, y al sur y oeste con el Océano Pacífico. La fuente de recarga principal al acuífero es el agua infiltrada, debido a las altas precipitaciones que se tienen en la zona (CONAGUA, 2009a).

La subcuenca Zanatenco se ubica al interior del acuífero Arriaga-Pijijiapan (3,644 km²), el almacenamiento de este acuífero está formado por materiales de relleno aluvial de la planicie costera. La infiltración es directa del agua de lluvia sobre la planicie y de la parte aluvial al pie de las sierras cristalinas, en donde las corrientes superficiales pierden su velocidad e infiltran una gran parte de su volumen. Las descargas se llevan por lo somero de los niveles, este acuífero se considera del tipo libre (CONAGUA, 2009b).

La subcuenca Tulijá se localiza en el acuífero Palenque (3,971 km²), el cual se encuentra delimitado al sur por grandes elevaciones topográficas, que conforma la zona septentrional de Chiapas. El acuífero se encuentra alojado en materiales clásticos no consolidados, que por sus características litológicas forman un acuífero de tipo libre y espesor variable. En su hidrología, el acuífero presenta una reducida extensión tanto horizontal como vertical. Su fuente de recarga es la precipitación, captando además aportaciones de aguas laterales provenientes de rocas permeables, principalmente de las partes altas del relieve (CONAGUA, 2009c).

2.4.2 Descripción de la base de datos

Se utilizaron tres estaciones de aforo pertenecientes a la misma cantidad de subcuencas, no influenciadas por el manejo de las descargas de presas u obras de almacenamiento de gran impacto. El período de análisis fue de 2000-2011 (BANDAS, 2011), los años donde se presentaron vacíos fueron excluidos del análisis. Los datos de precipitación y temperatura a nivel diario fueron adquiridos de la base del Servicio Meteorológico Nacional para el mismo período; las estaciones climatológicas pertenecen a las subcuencas de estudio, las cuales se homologaron en tiempo con los registros de las estaciones hidrométricas, con estas variables se calculó la evapotranspiración potencial mediante el método de Hargreaves (1985).

El control de calidad de los datos, se evaluó con el método propuesto por González *et al.* (2002) el cual relaciona los cuartiles y el rango intercuartíl para detectar valores extremos. La homogenización de la serie de datos se realizó por medio del test de Radionov (2004).

El test de Radionov calcula la diferencia entre los valores medios de dos regímenes subsecuentes y ofrece un valor de cambio estadísticamente significativo de acuerdo con una prueba de t de Student. Las inhomogeneidades se detectaron por medio del índice en cambio del régimen (ICR), que cuantifica valores positivos cuando el cambio en la media de la variable es positiva y en valores negativos es todo lo contrario (Radionov y Overland, 2005). La diferencia en el cambio del régimen se calcula con la siguiente fórmula:

$$diff = t \sqrt{2\sigma^2/l} \quad (1)$$

Donde t es el valor de la distribución t (bilateral) con $2l-2$ grados de libertad a una probabilidad de 0.05. El parámetro l indica la serie de años correspondientes a un cambio en el régimen, en este caso se consideró 10 años, σ^2 es la varianza promedio de las oscilaciones de precipitación y gasto correspondientes. Los valores medios (x_R) de las oscilaciones corresponden a los l años considerados, dichos valores se suman y se restan a $diff$, obteniendo cambios en la media positivos o negativos. El cálculo final para obtener el ICR es:

$$ICR = \sum_{i=j}^{j+m} \frac{x_i}{l\sigma^2}, m = 0,1 \dots, l-1 \quad (2)$$

Un cambio en el régimen se determina cuando los valores del gasto exceden los rangos de los valores medios de las oscilaciones por dos o más años continuos.

2.4.3 La función no lineal de la relación almacenamiento descarga

La función exponencial ha sido usada para describir las relaciones de almacenamiento-descarga (Wittemberg, 1994):

$$S = aQb^b \quad (3)$$

Dónde S es el almacenamiento del acuífero m^3 , Qb es la tasa de descarga $m^3 s^{-1}$, a es el factor de dimensión $m^{3-3b} s^b$ y b es adimensional, cuando $b=1$, corresponde a un reservorio lineal.

Para este caso el gasto fue expresado en volumen por unidad de área por cada día (d), entonces S es en mm , Q en $mm d^{-1}$ y a fue en $mm^{1-b} d^b$

La salida del acuífero puede ser derivada de la ecuación (3).

$$Qb = \left[\frac{S}{a} \right]^{1/b} \quad (4)$$

Al combinar la ecuación (3) con la ecuación de continuidad $\frac{\partial S}{\partial t} = -Q$ produce:

$$Qt = Q_0 \left[1 + \frac{(1-b)Q_0^{1-b}}{ab} t \right]^{\frac{1}{b-1}} \quad (5)$$

Dónde Qt es la curva de recesión de un reservorio no lineal y Q_0 es la descarga inicial

2.4.4 Calibración de los parámetros de la curva de recesión

Se eligieron dos años hidrológicos de las series de tiempo en la que no existan datos faltantes. A nivel mensual se seleccionaron las curvas de recesión más razonables, es decir, la curva de recesión empieza con un valor alto del flujo y valores subsecuentes con igual flujo o menor que el anterior se considera parte de la curva recesión hasta que existe un incremento en la curva.

Los parámetros a y b pueden ser calibrados con el método iterativo de mínimos cuadrados ajustados a los datos diarios de la curva de recesión. El valor del exponente b oscila entre 0 y 1, Wittenberg (1994; 1999) y Aksoy y Wittenberg (2011) mencionan que para propósitos prácticos, tal como una regionalización, es posible fijar el parámetro b y calibrar el parámetro a .

Los análisis de curva de recesión en diferentes regímenes hidrológicos alrededor del mundo producen valores $b < 1$, con un valor medio de 0.5. Por ello, se fijó el parámetro b en 0.5 y solo mensualmente se calibro el parámetro a .

Los períodos de la calibración de la curva de recesión variaron dependiendo de los registros disponibles de cada subcuenca. El desempeño de la curva de recesión simulada se evaluó mediante el coeficiente de determinación (R^2). Los valores mensuales del parámetro a calibrado de las diferentes subcuencas fueron estandarizados a la unidad.

2.4.5 Separación del flujo base

El algoritmo del embalse no lineal fue aplicado para la separación del flujo base del total de las series de tiempo del flujo diario. Una vez que el modelo es calibrado el cálculo del flujo base comienza en el último valor de la recesión y se regresa progresivamente a lo largo del eje de tiempo del hidrograma. El flujo base al tiempo $t - \Delta t$ es determinado invirtiendo la ecuación (5):

$$Q_{t - \Delta t} = \left[Q t^{b-1} \frac{t(b-1)}{ab} \right]^{\frac{1}{b-1}} \quad (6)$$

El tiempo Δt es normalmente un día, el cálculo detallado de la recesión del flujo base puede verse a detalle en Wittenberg (1999). Debido a que el valor de b es fijado a 0.5, el parámetro a es el único variable. La variación diaria de este parámetro es descrita mediante un modelo potencial ($y = bx^c$), de manera similar a lo que se hace con la curva maestra (Tallaksen, 1995), se combinan las curvas individuales de recesión en una sola. El valor de a fue predicho por la relación que se obtuvo con el gasto máximo mensual.

La limitante de los modelos anteriores es que ajusta los datos mediante el uso de mínimos cuadrados ordinarios a la media de la distribución, es por ello que evita modelar los extremos de la variable respuesta. Para optimizar el valor de los parámetros del modelo y describir el parámetro a , se utilizó el método de regresión cuantílica no lineal (NLQR).

La forma funcional de NLQR puede ser expresada como:

$$Y_i = \xi\tau(t_i, b) + \varepsilon_i \quad (7)$$

Donde $\xi\tau(t_i, b)$ es la función paramétrica formulada como una función no lineal de los parámetros en el modelo ($y = bx^c$), $\tau = (\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_q)$ es un vector dimensional $q * 1$, usado para definir los cuantiles. El enfoque del modelo NLQR condiciona que la distribución de la respuesta Y es en función de τ . La estimación de los parámetros se obtuvo de manera iterativa al minimizar la suma de los residuales ponderados absolutos (SRE), mediante el uso de la función NLRQ en la librería *quantreg* del paquete estadístico R 3.0.3 (Koenker, 2005).

$$SRE\tau = \min \sum_{i=1}^n \rho\tau |Y_i - \xi\tau(ti, b)| \quad (8)$$

Se seleccionaron los parámetros del cuantíl más bajo y que fuera significativo ($p < 0.05$). Esto es porque los parámetros obtenidos del modelo ajustado en describir a deben ser bajos, para que en términos prácticos el flujo base no exceda el flujo total al aplicar la ecuación (6) a escala diaria. La regresión cuantílica fue implementada por Koenker y Bassett (1978). Para ver más detalles sobre utilización y limitaciones de la regresión cuantílica ver Weerts *et al.* (2011) y López y Mora (2007).

2.4.6 Recarga Potencial

Al obtener series continuas de flujo base diario, es posible calcular la recarga potencial de aguas subterráneas, como se muestra a continuación:

$$RASi = \int_{ti-1}^t (RV) dt - \int_{ti-1}^t (ETP + Qb) dt - \Delta S dt \quad (9)$$

Donde $RASi$ es la recarga de aguas subterráneas (mm d^{-1}); RV son las recargas verticales (mm d^{-1}); ETP es la evapotranspiración (mm d^{-1}); Qb es el flujo base (mm d^{-1}) y ΔS el cambio del almacenamiento calculado con la ecuación (3) (mm d^{-1})

Las recargas verticales son determinadas por la infiltración, lo que permite mitigar la recarga inducida por riego y por fugas de los sistemas de almacenamiento de las zonas urbanas, por falta de información. Por lo tanto, la RV queda reducida a la siguiente formula:

$$RV = I = P - FD \quad (10)$$

Donde FD es el flujo directo (mm d^{-1}), calculado una vez determinado el flujo base.

2.5 Resultados y discusión

2.5.1 Análisis de Datos

La Figura 1.2 muestra el índice de cambio en el régimen mensual (ICR) para las tres subcuencas. La subcuenca Cahuacán presentó cambios ligeros del ICR (+0.04, -0.03), positivo a principios de 2003 y negativo a finales de 2005, que indica un período de dos años por encima de la media. La subcuenca Zanatenco también ubicada en la costa de Chiapas, presentó un cambio positivo en el 2005, mismo que descendió para el siguiente año. Para estas dos subcuencas se observó un decremento en la media del gasto desde finales de 2007, hasta finalizar sus respectivos registros.

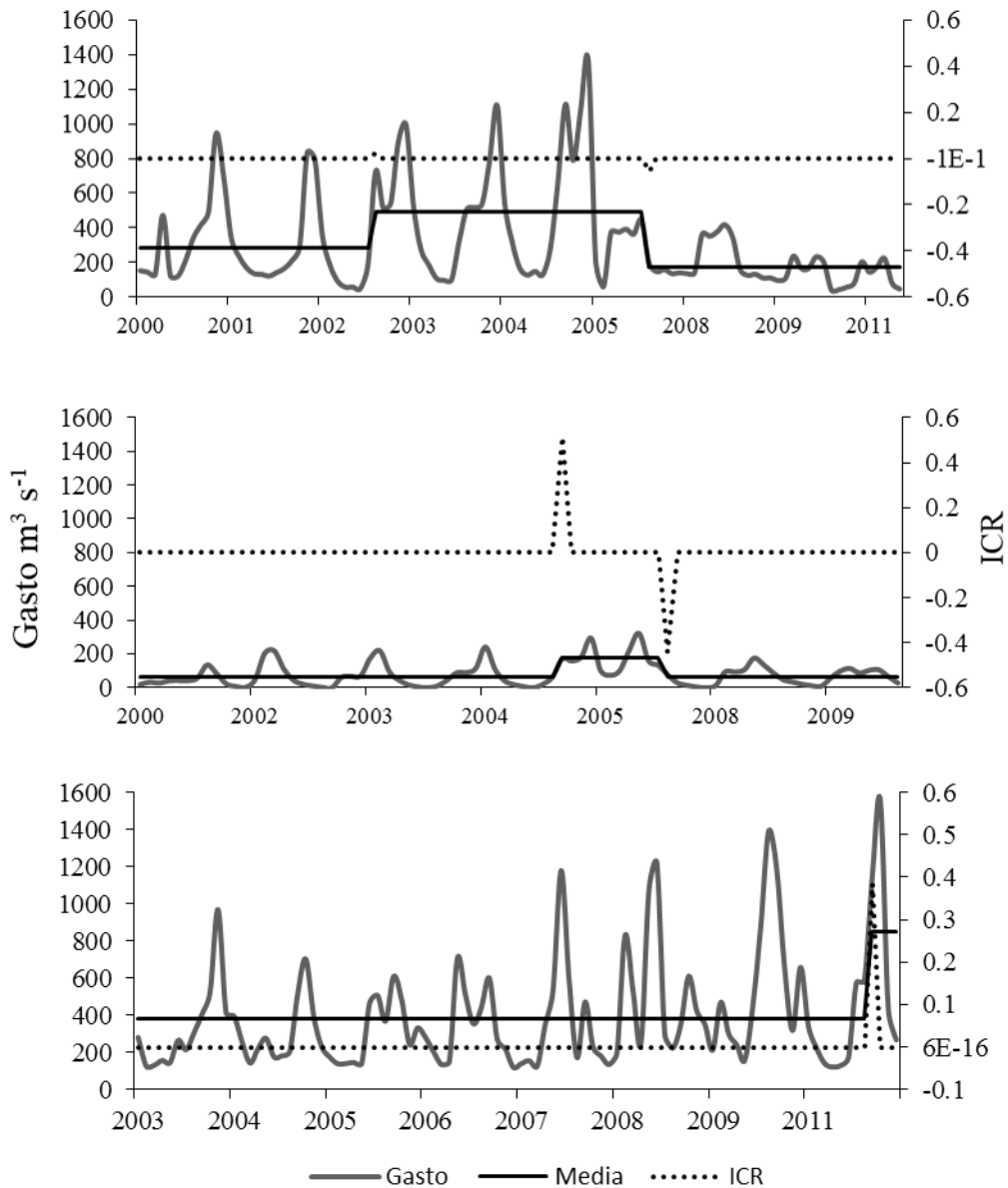


Figura 1.2 Detección del cambio del régimen en el gasto (mm) para las subcuencas a) Cahucán; b) Zanatenco y c) Tulijá

La subcuenca Tulijá sólo a finales del 2011 presentó un cambio del ICR (+0.4). Es posible observar en este análisis que la magnitud en los cambios no fue tan importante ($ICR < 0.5$), en muchas situaciones, según Radionov (2004), es preferible conocer la magnitud del cambio independientemente de su signo, por la razón de que la magnitud sería un fuerte indicador de la anomalía en la serie datos. En Chiapas, se han presentado desastres naturales en años recientes (CONAGUA, 2011) por lo cual, los sistemas de observación no marcan una inhomogeneidad de fuerte magnitud para el período de análisis.

2.5.2 Ajustes de las curvas de recesión

La Figura 1.3 muestra las curvas de recesión de mayor duración en cada subcuenca (mes de octubre). Se observa una relación no lineal en la descarga del acuífero, que mantiene fijo el parámetro b . El Cuadro 1.1 presenta la calibración del parámetro a , con respecto a los valores máximos de escurrimiento para las tres subcuencas en dicho período.

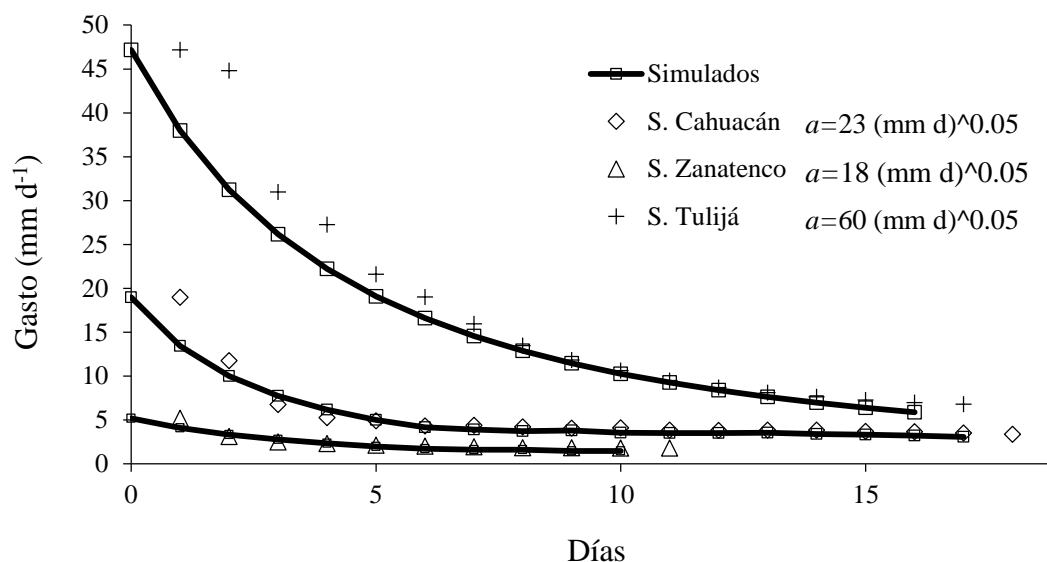


Figura 1.3 Ajuste de las curvas de recesión de datos observados vs simulados, en el mes de Octubre para las subcuencas de estudio

Cuadro 1.1 Valor del parámetro a en el ajuste no lineal de la relación almacenamiento-descarga, para las tres subcuencas de estudio.

Nombre de Subcuenca	Valor calibrado de a (mm d ⁻¹)	R ²
Cahuacán	23	0.94
Zanatenco	18	0.87
Tulijá	60	0.92

En general, la calibración de la curva de recesión fue alta para todos los meses ($R^2 > 0.87$). Lo anterior es similar a lo reportado por Gan y Luo (2013), quienes encontraron una relación no lineal en la descarga del acuífero y asumen esta relación a factores como el clima, topografía, tipo de suelos y geología de la cuenca.

Resultados similares fueron encontrados por Nuñez *et al.* (2011) al analizar la respuesta de la curva de recesión en 17 subcuencas, estos autores afirman que la recesión también puede ser representada por medio de un modelo de dos embalses lineales. La aplicación del modelo de

dos embalses no lineales requiere la calibración de tres parámetros y en muchos de los casos la dispersión de los datos en una gráfica semilogarítmica tiende a ser cóncava la cual es fuerte indicación de no linealidad (Wittenberg, 1994 y Wittenberg, 2003).

2.5.3 Separación del flujo base y recarga potencial.

La relación entre el parámetro a mensualmente ajustado y el gasto máximo mensual tienen una relación negativa, esto se puede observar en la Figura 1.4. Cuando existen valores mínimos del gasto los valores de a tienden a la unidad y conforme los valores del gasto aumentan el valor del parámetro disminuye potencialmente. En los tres casos, el modelo potencial con el valor de la pendiente negativa fue el que mejor se adaptó. El ajuste para las tres subcuencas fue aceptable ($R^2 < 0.67$ y $R^2 > 0.5$), sin embargo, el objetivo de este análisis fue obtener valores diarios de a que describan de mejor forma el comportamiento del flujo base en el extremo inferior de la distribución de los datos.

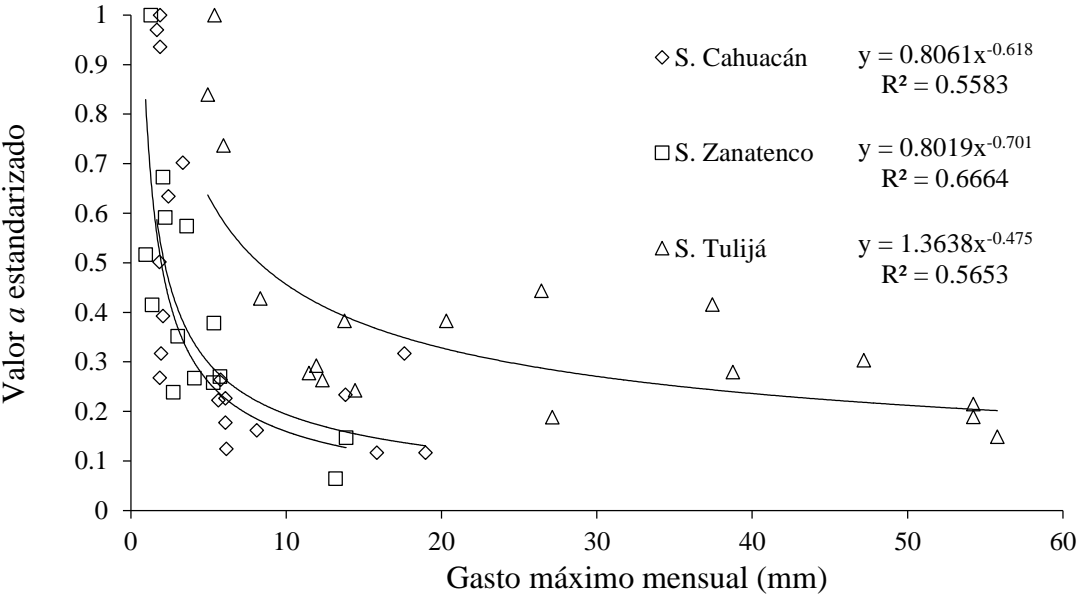


Figura 1.4. Relación entre el parámetro calibrado y el gasto máximo mensual, para las subcuencas: Cahuacán, Zanatenco y Tulijá

Por lo tanto, en el análisis de la regresión cuantílica los parámetros del cuantíl 0.2 fueron significativos ($p < 0.05$) para las tres subcuencas, el Cuadro 1.2 muestra los coeficientes de la regresión del cuantíl 0.2.

Cuadro 1.2. Resultados de la regresión cuantílica para estimar el valor de a en escala diaria

Parámetro	S. Cahuacán		S. Zanantenco		S. Tulijá	
	Coef	SRE	Coef	SRE	Coef	SRE
Bo	0.6035	0.304	0.4938	0.21	0.683	0.385
cI	-0.594	0.27	-0.5602	0.283	-0.377	0.34

SRE = Suma de residuales estandarizados

La Figura 1.5 muestra el ajuste de la regresión cuantílica para los cuantiles 0.1 y el 0.9, ningún cuantil se ajustó al origen, sin embargo la pendiente del modelo si describió la tendencia de los datos. Los parámetros del Cuadro 2 permitieron modelar a en forma diaria, de esta manera no solo se obtienen valores de este parámetro para separar el flujo base, también es posible evaluar la relación almacenamiento-descarga a nivel diario.

Un análisis visual del conjunto de datos indicó que el valor del parámetro de escala (bo) producía mejores resultados si se ajustaba a un rango de 0.8 y 0.9, esto tiene congruencia porque al observar la tendencia de los datos, valores de a cercanos a la unidad producen valores del gasto mínimos. El parámetro se fijó en 0.85 para todas las subcuencas, varió únicamente la pendiente del modelo obtenido por RQ .

La Figura 1.6 muestra la separación del flujo base para las tres subcuencas. Durante períodos de baja precipitación la contribución del flujo base es más considerable que el flujo directo, el flujo directo responde simultáneamente con la presencia de altas precipitaciones. Los resultados de Penna *et al.* (2011) fueron similares, ellos encontraron que la respuesta al escurrimiento superficial fue alta en subcuencas con condiciones de humedad en el suelo alta, cercanas a la saturación.

El índice del flujo base (IFB), proporción del gasto total y el flujo base, varió en cada subcuenca, se presentaron un IFB de 0.74, 0.69 y 0.54, para las subcuencas Cahuacán, Zanatenco y Tulijá respectivamente. De acuerdo con Price (2011) la diferencia del IFB radica en la composición de las rocas presentes en las subcuencas, la subcuenca Tulijá exhibe rocas permeables de tipo calizas, por lo tanto tiende a almacenar grandes volúmenes de agua, en contraste con el tipo de roca predominante en las subcuencas Cahuacán y Zanatenco donde existe abundancia de rocas basálticas y cristalinas poco permeables.

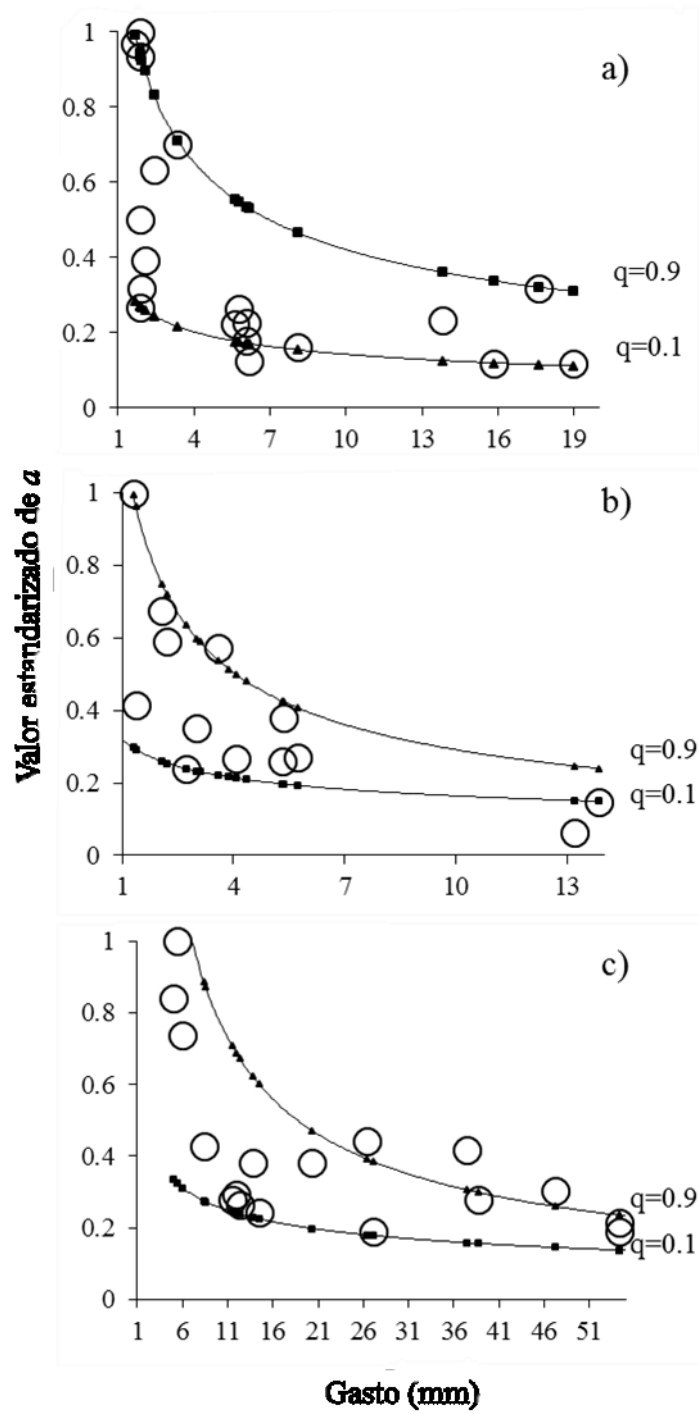


Figura 1.5 Ajuste de la regresión cuantílica, en el cuantíl 0.1 y 0.9 en las subcuencas: a) Cahuacán; b) Zanatenco y c) Tulijá

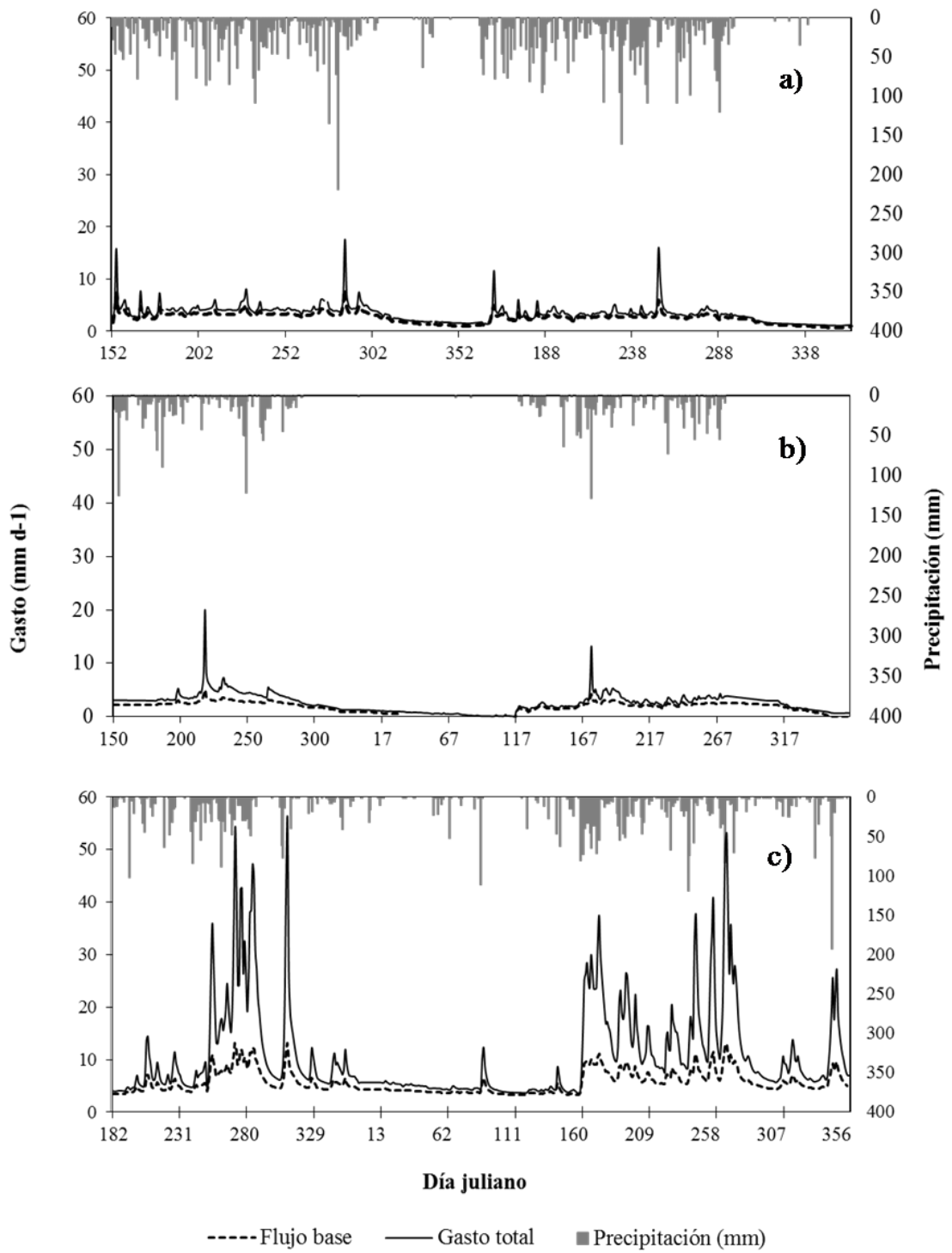


Figura 1.6 Separación del flujo base del gasto total calculado para diferentes años en las subcuencas a) Cahuacán 2007-2008, b) Zanatenco 2008-2009 y c) Tulijá 2004-2005.

Algunos autores como Santhi *et al.* (2008) afirman que el IFB está relacionado al porcentaje de arena, al gradiente y la cantidad de precipitación efectiva. Longobardi y Villani (2008) indicaron que la forma de la cuenca influye en la respuesta del IFB, donde cuencas alargadas son propensas a desalojar el flujo más rápidamente. Aksoy y Wittemberg (2011) mencionan que el almacenamiento y las propiedades hidráulicas del acuífero están más relacionados al gasto, que a la morfología de la superficie de las cuencas.

En general el modelo no lineal de almacenamiento-descarga produce estimaciones muy cercanas entre el flujo base y el gasto total, los anterior no dista mucho de la realidad. Gonzáles *et al.* (2009) utilizaron trazadores hidrogeológicos para separar el flujo base del total y encontraron que incluso en períodos de inundaciones la descarga de aguas subterráneas es el mayor contribuidor al gasto en los ríos, otros autores como Chapman y Maxwell (1996) presentaron resultados similares.

Por otra parte valores promedio mensuales de recarga potencial son mostrados en la Figura 1.7. Como era de esperarse por la condición climática que alberga el estado de Chiapas, ninguna subcuenca presentó déficit de recarga de aguas subterráneas.

En la cuenca Cahucacán se presentan altos valores de recarga sobre todo en los meses de verano y otoño debido a las altas precipitaciones presentadas en el año 2008 en particular, la recarga anual fue de 2,547 mm y el gasto total fue de 847 mm. En contraste, la subcuenca Zanatenco presentó valores de recarga más austeros con solo 871 mm anuales de recarga y 743 mm de gasto anual.

Por último, el gasto anual de la subcuenca Tulijá excedió a la recarga potencial con valores de 3,700 mm y 524 mm respectivamente, en su hidrológia este acuífero presenta una reducida extensión en lo vertical, además es caracterizado por predominio de zonas pantanosas (CONAGUA, 2009c) lo cual impide una recarga potencial grande. En esta forma el escurrimiento responde rápidamente a la precipitación.

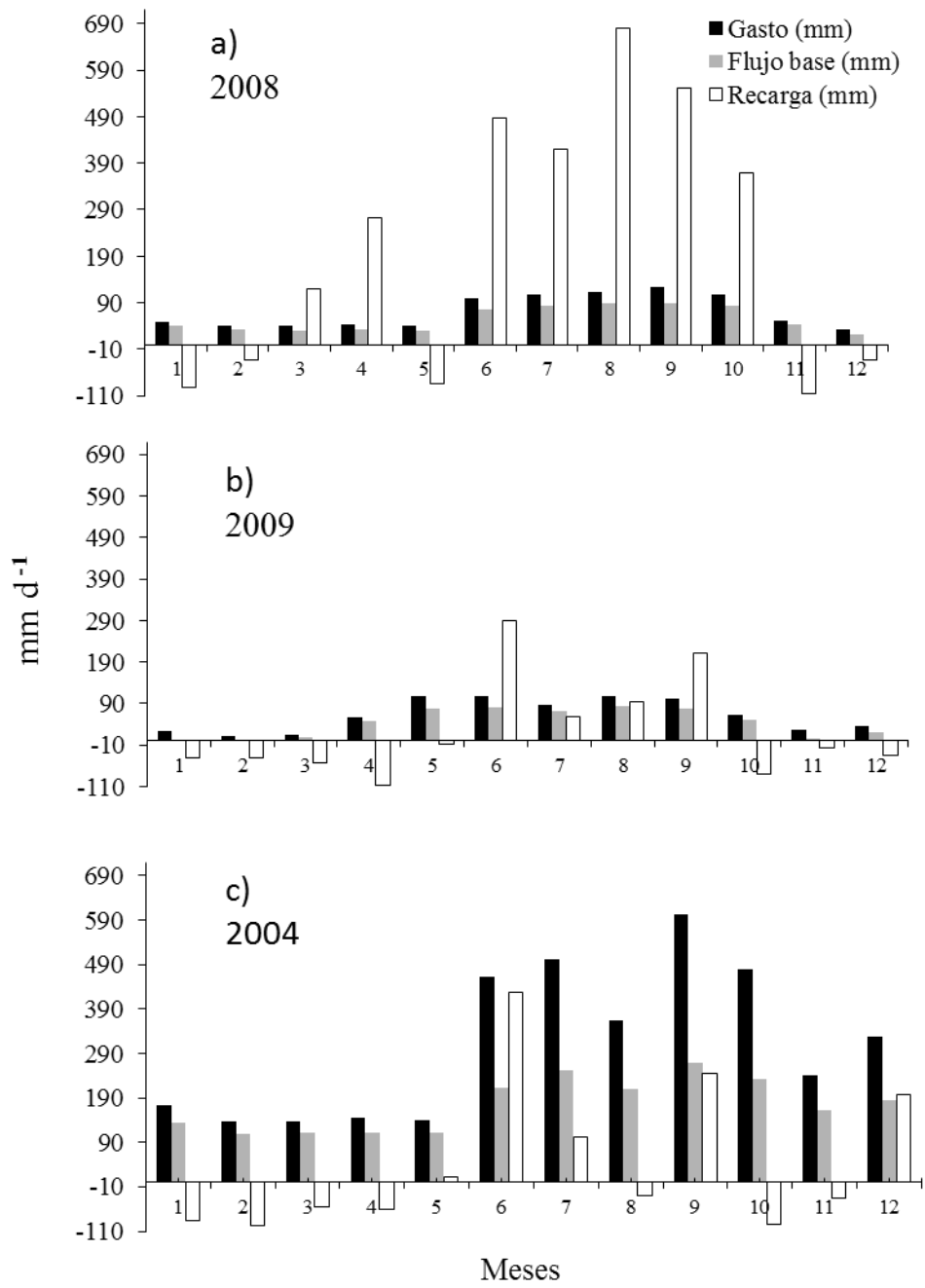


Figura 1.7 Valores mensuales del gasto, flujo base y recarga potencial en las subcuencas a) Cahuacán; b) Zanatenco y c) Tuliá

2.6 Conclusiones

El análisis de las curvas de recesión en tres subcuencas en Chiapas se ajustó satisfactoriamente al modelo no lineal de almacenamiento-descarga. El ajuste de un solo parámetro permitió identificar una relación potencialmente inversa entre el parámetro a y los valores máximos del gasto mensual.

El empleo de la regresión cuantílica permitió modelar el extremo inferior de la relación anterior y con ello se obtuvieron valores del parámetro a diariamente. El uso de un parámetro único para la separación del flujo base, fue suficiente para proporcionar una herramienta útil en términos operacionales.

Las tres subcuencas presentaron una fuerte estacionalidad en la recarga de acuíferos, producida por las altas precipitaciones que se tienen en la zona. Los meses de invierno presentaron déficit, mientras que en los meses de verano y otoño se presentaron excesos en la recarga.

La forma del acuífero incide en el balance hídrico de la recarga, en acuíferos con gran extensión, como las subcuencas Cahuacán y Zanatenco la recarga es superior al gasto total. La subcuenca Tulijá presenta una menor extensión en lo vertical, por ello la recarga fue inferior al gasto. Se recomienda el uso de esta metodología en otras subcuencas, con el objeto de regionalizar los parámetros.

2.7 Literatura citada

- Aksoy, H. and H. Wittenberg. 2011. Nonlinear baseflow recession analysis in watersheds with intermittent streamflow. *Hydrological Sciences Journal* 56: 226-237.
- BANDAS Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales.2011. Consulta de datos hidrométricos, de presas y sedimentos. Comisión Nacional del Agua, México. www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/contenido/documentos/portada%20bandas.htm (Consulta: 15 de enero de 2014).
- Caro, R., and P.S. Eagleson .1981. Estimating aquifer recharge due to rainfall. *J. of Hydrology* 53: 185-211.
- Chapman, T.G., and A. Maxwell. 1996. Baseflow separations- Comparasion of numerical methods with tracer experiment. In:23rd hydrology and Water Resources Symposium, Hobart. Institution od Engineers Australia, Hobart, Tasmania.
- CONAGUA Comisión Nacional del Agua. 2009a. Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea. Acuífero Soconusco. Comisión Nacional del Agua. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. México.
- CONAGUA Comisión Nacional del Agua. 2009b. Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea. Acuífero Arriaga-Pijijiapan. Comisión Nacional del Agua. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. México.
- CONAGUA Comisión Nacional del Agua. 2009c. Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea. Acuífero Palenque.. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. México.
- CONAGUA Comisión Nacional del Agua. 2011. Estadísticas del agua en México. Secretaria de Medio ambiente y Recursos Naturales . Mexico.
- Esquivel, G., P . Bueno., y I.Sánchez.2013. Eficiencia predictiva de modelos hidrológicos para cuencas poco instrumentadas. In: III Congreso Nacional de Manejo de Cuencas Hidrográficas. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Figueroa, M.,A. Ibáñez., y R. Arteaga. 2011. Cambio de uso de suelo en la cuenca de San Cristobal de las Casas, México. *Agrociencia* 45: 531-544.
- Gan, R.,and Y. Luo. 2013. Using the nonlinear aquifer storage–discharge relationship to simulate the base flow of glacier- and snowmelt-dominated basins in northwest China. *HESS* 17: 3577-3586.
- Garcia, E. 1988. Modificaciones al régimen de clasificación climatica de Koppen, México. , Offset Larios, México.
- González, H. J., M. De Luis., P. Stepanek., J. Raventos, y J. María. 2002. Reconstrucción, estabilidad y proceso de homogeneizado de series de precipitación en ambientes de elevada variabilidad pluvial. In: VII Reunión Nacional de Climatología Albarracín 2002 Grupo de Clima de la Asociación de Geógrafos Españoles. España.
- Gonzáles, A. L., J. Nonner., J. Heijkers, and S. Uhlenbrook. 2009. Comparason of different base flow separation methods in a lowland catchment. *HESS* 13: 2055-2068.
- Hargreaves, G.H., and Z.A. Samani.1985. Reference cropevapotranspirationfromtemperature. *AppliedEng. inAgric.* 1: 96-99.
- INEGI Instituto Nacional de Estadística y Geografía. 2013. Red hidrográfica escala 1:50,000 edición 2.0. México.www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/hidrologia/ descargas.aspx (Consulta: 12 de marzo de 2014).
- INEGI Instituto Nacional de Estadística y Geografía. 2014. Datos vectoriales escala 1:250,000 serie V: Uso de suelo. México. www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/uso suelo/ default.aspx (Consulta: 22 de abril de 2014).
- Koenker, R., and G. W. Bassett. 1978. Regression Quantiles. *Econometrica* 46: 33-50.
- Koenker, R. 2005. Quantile regression. Cambridge University Press. Reino Unido.

- Longobardi, A., and P. Villani. 2008. Baseflow index regionalization analysis in a mediterranean area and data scarcity context: Role of the catchment permeability index. *J. Hydrology* 355: 63-75.
- López, H. A., y H. M. Mora. 2007. Cálculo de los estimadores de regresión cuantílica lineal por medio del método ACCPM. *Revista Colombiana de Estadística* 30: 53-68
- Nathan, R.J., and T. A. McMahon. 1990. Evaluation of automated techniques for baseflow and recession analyses. *Water Resources Research* 26: 1465-1473
- Núñez G, G., M.A. Dominguez., E. Ventura, y A. Ramírez. 2011. Modelación de las curvas de recesión de hidrogramas observados en una cuenca semiárida pequeña. *Agrociencia* 45: 157-164.
- Padilla, A., A. Pulido-Bosh. and A Mangin. 1994 Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *Ground Water* 32: 267-277.
- Paz P, F., M.I. Marin., E. López., A. Zarco., M, Martínez., E. Palacios., y E. Rubiños. 2010. Elementos para el desarrollo de una hidrología operacional con sensores remotos:suelo desnudo. *Tec. Cienc. Agua*. 1: 11-19.
- Pedersen T, J., J. C. Peters., and O. Helweg. 1980. Hydrographs by single linear reservoir model. *Journal of Hydraulics Division. ASCE* 106: 837-852.
- Penna, D., H.J. Tromp-van Meerveld., A. Gobbi., M. Borga., and G. Dalla. 2011. The influence of soil moisture on threshold runoff generation process in an alpine headwater catchment. *HESS* 15: 689-702.
- Radionov, S. 2004. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *geophysical research letters* 31: 1-4.
- Radionov, S. N. and J.E. Overland. 2005. Application of a sequential regime detection method to the Bering Sea ecosystem. *ICES J. Mar. Sci.* 62: 328-332.
- Santacruz D.G. 2011. Estimación de la erosión hídrica y su relación con el uso del suelo en la cuenca del río Cahoacán, Chiapas, México. *Aqua-LAC* 3.1: 45-54.
- Santhi, C., P. Allen., M., R. S. Muttiah., J. G. Arnold., and P. Tuppada. 2008. Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions. *J. of Hydrology* 351: 139-153
- Tallaksen, L. 1995. A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology* 165: 349-370
- USDA United States Department of Agriculture -Agricultural Research Service. 1973. Linear theory of hydrologic systems. Technical Bulletin No. 1468. Washington.
- Walling, D. E., and I. D. Foster., 1975. Variations in the Natural Chemical Concentration of River Water During Flood Flows and the Lag Effect: some further comments. *Journal of Hydrology* 26 237-244.
- Wittenberg, H. 1994. Nonlinear analysis of flow recession curves. *IAHS Publ.* 221: 61- 67.
- Wittenberg, H. 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage process. *Hydrological Processes* 13: 715-726.
- Wittenberg, H. and M. Sivalpalan. 1999. Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *Journal of Hydrology* 219: 20-33
- Wittenberg, H. 2003. Effects of season and man-made changes on baseflow and flow recession: case studies. *Hydrological Processes* 17: 2113-2123.
- Weerts, A.H., H.C. Winsemius, and J. S. Verkade. 2011. Estimation of predictive hydrological uncertainty using quantile regression: examples from the National Flood Forecasting System (England and Wales). *HESS* 15: 255-265.

CAPÍTULO III. REGIONAL PATTERNS OF BASEFLOW VARIABILITY IN MEXICAN SUBWATERSHEDS

Artículo publicado en la revista *Water* MPDI. Cita: Salas-Aguilar, V.; Macedo-Cruz, A.; Paz, F.; Palacios, E.; Ortiz, C.; Quevedo, A. Regional Patterns of Baseflow Variability in Mexican Subwatersheds. *Water* 2016, 8, 98



water



Regional Patterns of Baseflow Variability in Mexican Subwatersheds

Víctor Salas-Aguilar, Antonia Macedo-Cruz *, Fernando Paz, Enrique Palacios, Carlos Ortiz and Abel Quevedo

Colegio de Postgraduados, Carretera México-Texcoco, Km 36.5 Montecillo, 56230 México, Mexico; vsalasaguiar@gmail.com (V.S.-A.); ferpazpel@gmail.com (F.P.); epalacio@colpos.mx (E.P.); ortiz@colpos.mx (C.O.); anolasco@colpos.mx (A.Q.)

* Correspondence: macedoan@colpos.mx; Tel.: +52-595-952-0200 (ext. 1164)

Academic Editor: Kwok-wing Chau

Received: 1 December 2015; Accepted: 3 March 2016; Published: 11 March 2016

3.1 Abstract

One of the challenges faced by subwatershed hydrology is the discovery of patterns associated with climate and landscape variability with the available data. This study has three objectives: (1) to evaluate the annual recession curves; (2) to relate the recession parameter (RP) with physiographic characteristics of 21 Mexican subwatersheds in different climate regions; and (3) to formulate a Baseflow (BF) model based on a top-down approach. The RP was calibrated utilizing the largest magnitude curves. The RP was related to topographical, climate and soil variables. A non-linear model was employed to separate the baseflow which considers RP as a recharge rate. Our results show that RP increases with longitude and decreases with latitude. RP displayed a sustained non-linear behavior determined by precipitation rate and evapotranspiration P/E over years and subwatersheds. The model was fit to a parameter concurrent with invariance and space-time symmetry conditions. The dispersion of our model was associated with the product of P/E by the aquifer's transmissivity. We put forward a generalized baseflow model, which made the discrimination of baseflow from direct flow in subwatersheds possible. The proposed model involves the recharge-storage-discharge relation and could be implemented in basins where there are no suitable ground-based data.

Keywords: runoff; invariance; non-linear model; recession parameter; symmetry

3.2 Introduction

Baseflow (BF) is an essential component for the hydrological balance of a basin. Its study is necessary for different purposes, such as aquatic systems' preservation, hydroelectric energy generation and pollutant transportation, and it also includes the effects of plant coverage changes on surface runoff [1–3]. Long-term hydrological balance within the basin depends on water and energy availability [4]. Budyko's model considers this relation and associates actual and potential evapotranspiration (energy) with precipitation (water). This model and its derivations have been proven reliable through validation in different climate and physiographic conditions around the world [5–8].

This approach has been utilized to predict BF; for instance, Wang and Luo [9] found an association between the aridity index and perennial stream. The baseflow recession parameter (RP) has also been related by means of this model; van Dick [2] noted how the parameter decreased exponentially as the aridity index value increased. Furthermore, Beck *et al.* [3] observed the same trend when they correlated climate, topography, plant coverage, geology and soil type with the baseflow recession parameter. Their results indicated non-linear and heteroscedastic relations with satisfactory fits ($R^2 > 0.72$). Similar studies associated the baseflow index with geographical, climate and edaphic patterns [10,11]. This model has the disadvantage of disregarding underwater storage, making it impractical to model the water balance at temporal scales [12]. According to Istambulluoglu *et al.* [13], the model correlates negatively as the aridity index increases, which points out the need to include the baseflow component into Budyko-like hydrological balances on an interannual basis.

Other studies have described how hydrological balance variability and interaction within and among subwatersheds follow similar patterns [14]. For instance, the precipitation-runoff relations on a monthly and an annual basis tend to display non-linear behaviors, varying only in magnitude, as shown by Ponce and Shetty [15]. These studies describe a space-time dependence that can be labeled as symmetry, where observations from different regions can be utilized for the construction of a generalized model with invariance principles [16,17]. The recession master curve is a symmetric model for studying BF; however, according to Tallaksen [18], it is inconvenient due to its grouping of n different recession curves along the year, a procedure that turns out to be time consuming if many years are to be analyzed.

Although there are simplifications based on linear reservoirs utilized to separate baseflow [19,20], the linear algorithm can only be successful when short periods of recession are adjusted. According to He *et al.* [21], in most cases of unconfined aquifers, the storage-

discharge relationship in an aquifer represented by the curve of recession is set to a concave shape, indicating the non-linearity of the process.

Moreover, the problem of calibrating and validating mechanistic models in Mexico is that there is not enough data to feed these models [22]. Therefore, this research aimed at discovering new hydrological patterns that incorporate within them the effects of the natural heterogeneity found in different subwatersheds [14], responding to the hypothesis of a robust hydrological model, sustained on physical limits and based on easily accessible data that can be replicated in any zone.

Therefore, the proposal of this study can be divided into three different objectives. The first one was to evaluate the annual recession curve with a non-linear model; the second one was to relate the recession parameter with subwatershed physiographics; and the last one was to formulate a baseflow model supported by the symmetry and invariance principles. Our base hypothesis was that working with annual data enables a separation of baseflow into shorter time scales.

3.3 Materials and methods

3.3.1 Input Data

Daily runoff registers (converted into $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) from 21 Mexican subwatersheds were gathered; the source of this information was El Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales [23]. The subwatersheds were selected so as to represent different climate characteristics (aridity index, seasonality, humidity), as shown by Garcia *et al.* [24], and landscape characteristics (topography, soil and plant coverage).

An additional criterion was that the subwatersheds were located in National Parks and Biosphere Reserves, in order to avoid as much as possible extraneous influences on the hydrological regime (water extraction, urban development, storage works, *etc.*) (Figure 2.1). The subwatersheds areas ranged from 42 to 23,475 km^2 . The analyzed period went from 1950 to 2011, which is the period of available hydrometric data in Mexico.

Hydrological vector data for Mexico were available at the hydrologic region, basin, subwatershed and micro-basin levels according to the Instituto Nacional de Estadística y Geografía (National Institute of Statistics and Geography, INEGI) and the Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (National Commission for Knowledge and Use of Biodiversity, CONABIO) [25,26]. To convert flow in $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ to depth in $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$, it is necessary to know the area of the subwatershed that uses the gauging station

present as its reference.

The INEGI and CONABIO vectors failed to consider the previous data, which led to conversion overestimations or underestimations. Therefore, subwatersheds were digitized based on their hydrometric station [27]; the former Hydraulic Resources Secretary [28] hydrological bulletins were used as the reference.

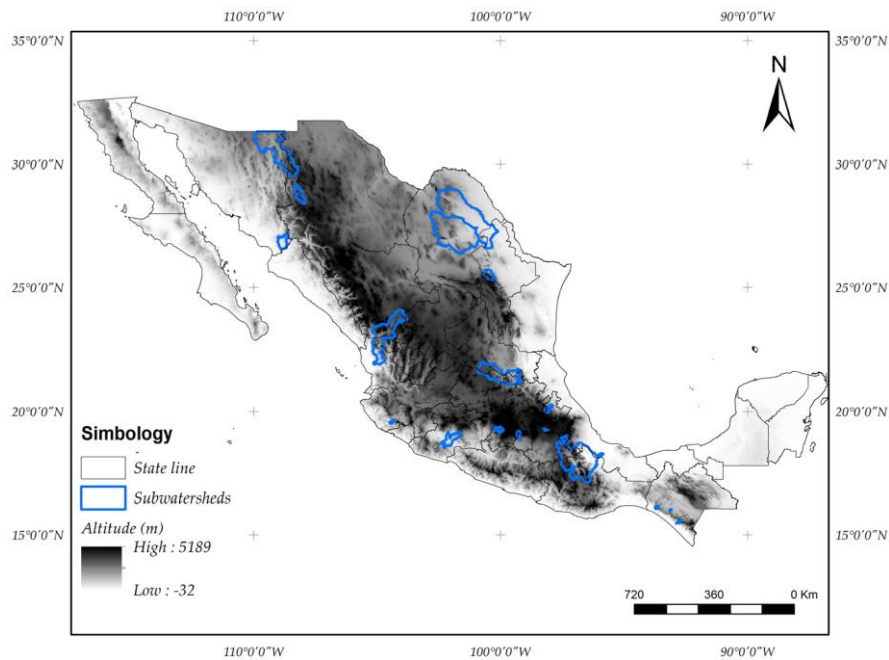


Figure 2.1. Locations for the 20 Mexican subwatersheds included in this study.

Daily precipitation and temperature data were obtained from the National Climate Grid [29]. The grid consisted of 3147 nodes distributed across the country and separated by 27 km from one another, which have registered daily information on precipitation and minimum and maximum temperature from 1950 to 2013. The information in the climate grid was processed in order to estimate potential evapotranspiration using the Hargreaves [30] method.

The data were transformed into an annual scale to enable interpolation through a cubic method. The Python 2.7^{RM} (Python Software Foundation, Amsterdam, The Netherlands) programming language was utilized to obtain the annual average values for each subwatershed and each variable. The soil texture records were obtained from the Food and Agriculture Organization of the United Nations [31] Soil Database v 1.2.

3.3.2 Recession Curves Selection

The traditional analytic method for obtaining the master curve required discrimination of n curves per year, which led to a slow and operator-biased extraction process (e.g., Figure 2.2a).

This research proposed to select one annual recession curve per subwatershed, the one with the largest magnitude, which makes the consideration of climate variability among the selected subwatersheds possible (Figure 2.2b). Recession curves were selected, considering at least three years of hydrometric records. The selected annual curves fit the non-linear model put forward by [32]:

$$Q_t = Q_o \left[1 + \frac{(1-b)Q_o^{1-b}}{ab} t \right]^{\frac{1}{b-1}} \quad (1)$$

where Q_t is the recession curve for a non-linear reservoir ($\text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$), Q_o is the initial discharge, t is time measured in days and a (RP) and b are the model's parameters.

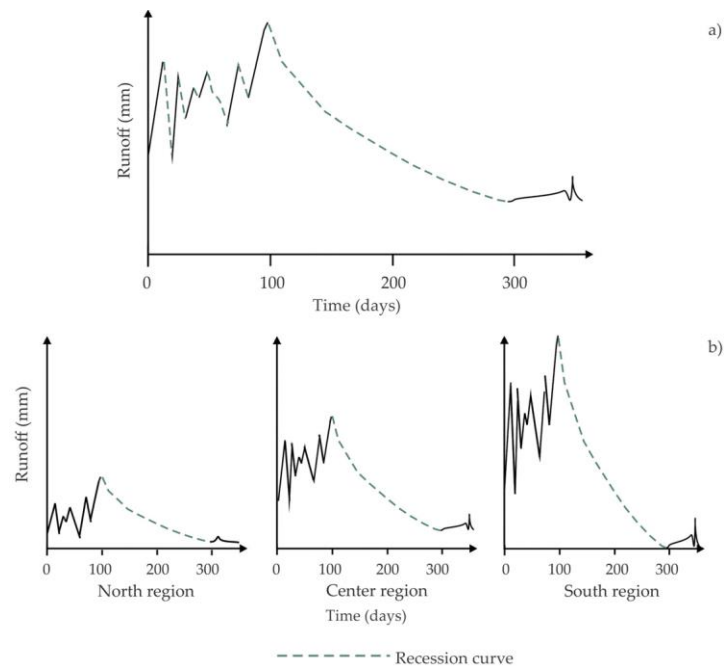


Figure 2.2 Recession curves' selection through the master curve method (dotted line through the year) (a); proposed annual recession curves selection (annual dotted line) (b).

The b exponent value ranges from 0 to 1, corresponding to studies by [32–34]. For regionalization purposes, this exponent can be fixed to average conditions $b = 0.5$, which is a standard value in unconfined aquifers [35,36].

A contribution of this work, as compared to the aforementioned non-linear models, is that the a (RP) value was fitted and associated with a physiographic characteristic inherent to its subwatershed, adding physical significance to the model.

The Hastie [37] criterion (Z) was applied to minimize errors in the objective function and to optimize a :

$$Z = \|y - \hat{y}\| + a \sum wi \quad (2)$$

where \hat{y} is the fitted recession curve, a is the RP and wi is the prediction error.

3.3.3 Spatial Predictors of the Response of Baseflow and Symmetry in the Process

The area and average slope were analyzed for each subwatershed using topographical variables. The variables obtained from the soil database were percentages for sand, silt and clay. Finally, precipitation due to potential evapotranspiration $NP = \left(\frac{P}{E}\right)$ was normalized. The processed spatial characteristics were related to RP.

$$RP = f [Climate, Soil, Topography]$$

The analysis involved the correlation of variables with RP. A threshold of ± 0.40 (equivalent to $R^2 = 0.20$) was considered a potentially meaningful correlation [2]. Potential, exponential and linear functions were calculated for all predictors. The fitting criteria were based on the R^2 determination coefficient and the root-mean-square error (RMSE). To avoid multiple methods to evaluate data fit, these two criteria were chosen because they are the most widely used in various hydrological calibrations [2,3,15,21].

3.3.4 Baseflow Separation

The use of a recession curve approach as done by Wittenberg [33] required inverting Equation (1), and the baseflow was calculated by combining the recursive filters back and forward. This method assumes that the first and last values of the hydrometric time series represent the baseflow.

This kind of model only displays a statistical array harmonically representing the low frequencies of the surface flow, since it considers neither the intrinsic balances within a subwatershed (water and energy balance) nor the displacement or retention that flow may be affected by (e.g., soil, vegetation and basin shape).

The aim of this study was to find a logical relation between the recession parameter and variables inherent to subwatersheds in order to separate the baseflow. Salas *et al.* [38] found non-linear trends of the recession parameter over the baseflow. Therefore, we proposed to implement a non-linear function in order to estimate the baseflow (BF) in reference to previously-estimated parameters and associate the (α) model dispersion with hydrological characteristics available from the subwatersheds.

$$BF = f \left[\frac{P}{E}, \alpha \right] \quad (3)$$

The aquifers selected for this analysis were the only ones for which average transmissivity

was reported. Table 2.1 shows hydrogeological values for each subwatershed and its corresponding aquifer.

Table 2.1. Subwatershed hydrogeological characteristics [39–45].

Hydrometric Station	Aquifer Identifier	Aquifer Type	Trasmisividad ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	Rock Type
9080	0859 [39]	unconfined	0.0241	Riolite-tuff-acid, basalt, alluvial
11012	1802 [40]	unconfined	0.0131	Riolite-tuff-acid, basalt, alluvial
12601	1502 [41]	unconfined	0.0370	Alluvial, riolite
18271	1701 [42]	unconfined	0.0180	Basalt, sandstone
23022	0711 [43]	unconfined	0.0018	Basalt
24038	0512 [44]	unconfined	0.1761	Limestone, sandstone
24150	0507 [45]	unconfined	0.0902	Alluvial, limestone

3.4 Results

3.4.1 Recession Curves

The average recession curves for 21 Mexican subwatersheds were obtained. Table 2.2 presents calibration results for the curve model. In general, the observed data fit well to the proposed model ($R^2 > 0.88$). The largest magnitude curve was found to be located in the southwest part of the country (San Pedro, Chiapas, hydrometric station Number 30,067), whereas the lowest value was located in a subwatershed in the Mexican northwest (Río Salado-Anahuac, hydrometric station Number 24,038).

Table 2.2 Average recession constant fitting summary.

Hydrometric Station	Subwatershed Name	Longitude ($^{\circ}$)	Latitude ($^{\circ}$)	Number of Recessions	Surface (km^2)	Fitted Value	R^2
9010	R.Bavispe-Angostura	-109.36	30.61	3	14188	6.4	0.92
9080	R. Papigochic	-108.30	29.13	4	1856	14.3	0.96
10098	R. Alamos	-108.76	26.59	4	1813	12.7	0.91
11012	R. San Pedro	-105.14	21.96	4	11924	36	0.92
15010	R. Purificación	-104.50	19.56	4	168	54.8	0.93
18157	R, Atoyac	-98.23	19.23	6	258	125.3	0.95
18169	R. Tilostoc	-100.11	19.17	4	154	212.6	0.93
18271	R. Apatlaco	-99.22	18.84	6	364	15.3	0.88
18466	R. Tilostoc-Anahuac	-100.25	19.27	3	124	100	0.91
18489	R. Tilostoc-set	-100.12	19.22	3	317	113.4	0.95
23011	R. Zanatenco	-93.74	16.08	6	166	43	0.96
23022	R.Sesecapa	-92.87	15.46	3	125	90.9	0.9

24038	R. Salado	-100.13	27.22	3	23475	4	0.97
24150	R. Salado de Nadador	-100.94	27.42	6	21520	25	0.94
24198	R. Monterrey	-100.36	25.66	6	5412	91	0.94
26268	R. Tampán	-99.21	21.65	4	8722	22	0.92
27083	R. Necaxa	-97.87	20.25	5	562	140.3	0.98
28135	R. Papaloapan	-95.84	18.30	3	20263	87.5	0.92
30067	R. San Pedro Mar	-93.09	16.06	5	42	235	0.92
12574	R. Gavia	-99.87	19.42	5	37	3.5	0.93
12601	R. Sila	-99.71	19.77	3	36	12.5	0.96

Figure 2.3 shows the recession pattern spatial trend based on geographical location. It was demonstrated that the RP increases both ways, by decreasing longitude and increasing latitude. The RP values were rescaled to one.

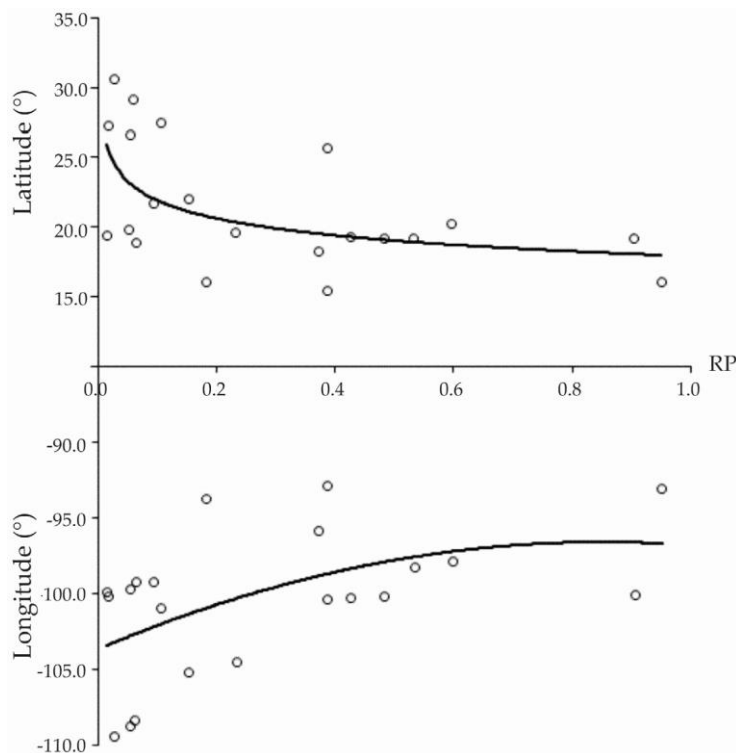


Figure 2.3. Relation between the recession parameter (RP) and corresponding longitude and latitude.

3.4.2 Baseflow Response Spatial Predictors

The dependence of the RP on climate and topographical variables is presented in Figure 2.4. The relation between the percentages of sand, silt and clay and RP was weak ($R^2 < 0.14$), indicating that the soil variables considered do not affect the fitted parameter. Area and slope were slightly predictive of the parameter ($R^2 > 0.30$); however, these variables were not statistically significant ($p > 0.05$). With regard to normalized precipitation (NP), a marked non-linear trend with RP was observed ($R^2 > 0.43$), and so, this climate variable was chosen as the principal parameter predictor. The remaining 57% of variance was not explained by this variable. Equation (5) represents this dispersion in the model.

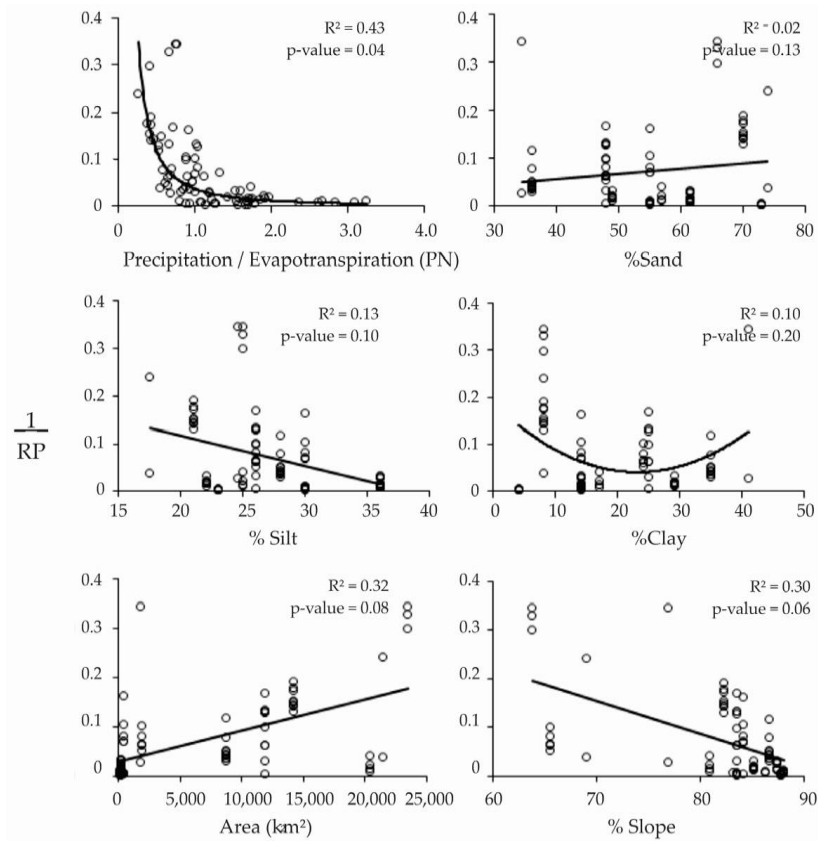


Figure 2.4. Relation between recession parameter and landscape and climate variables among subwatersheds.

Figure 2.5 presents the fitting of the proposed model (Equation (4)), and it shows the variability among subwatersheds (represented by their hydrometric station) and the annual variability of the RP and NP relation for 21 selected subwatersheds. Figure 2.5a shows the long-term average for RP and NP. Figure 2.5b presents the corresponding interannual relation. Both relations fit better to the following exponential model:

$$\frac{1}{a} = 1 - \left(1 - \exp\left(\frac{P}{E}\right)^{-\alpha}\right) \quad (4)$$

A closer fitting was found for the long-term relation ($R^2 = 0.51$, $RMSE = 0.12$) as compared to the interannual relation ($R^2 = 0.35$, $RMSE = 0.71$). The interannual variability showed a higher dispersion than the average long-term variation; even so, this trend and the α fitted parameter were similar in both cases (3.88 vs. 4.22). In this study, the model dispersion (Equation (4)) was associated with the predominant type of rock in each subwatershed and its transmissivity. Transmissivity data were available for only seven subwatersheds.

Figure 2.6a presents this relation; the storage-discharge relation for subwatersheds with limestone and sandstone surface structures was the most direct (higher RP and transmissivity values), such as the Río Salado and Río Salado de Nadadores subwatersheds (hydrometric station Numbers 24,038 and 24,150). On the other hand, subwatersheds where basalt and crystal rocks are predominant revealed low RP values (e.g., Río Sesecapa, station Number 23,022). At subwatersheds presenting a mixture of permeable and impermeable rock types, the recession curve values were intermediate (e.g., Río Apatlaco, station Number 18,271).

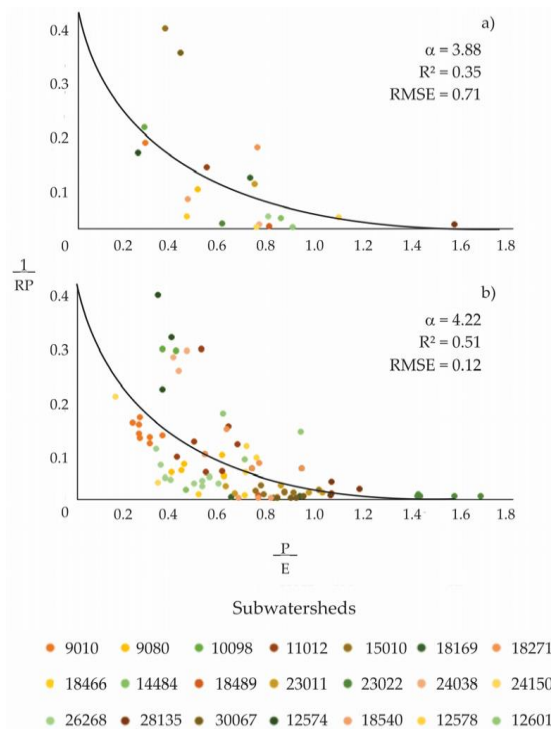


Figure 2.5 Subwatershed variability (identified through hydrometric stations) at (a) an interannual scale and (b) subwatershed average long-term variability.

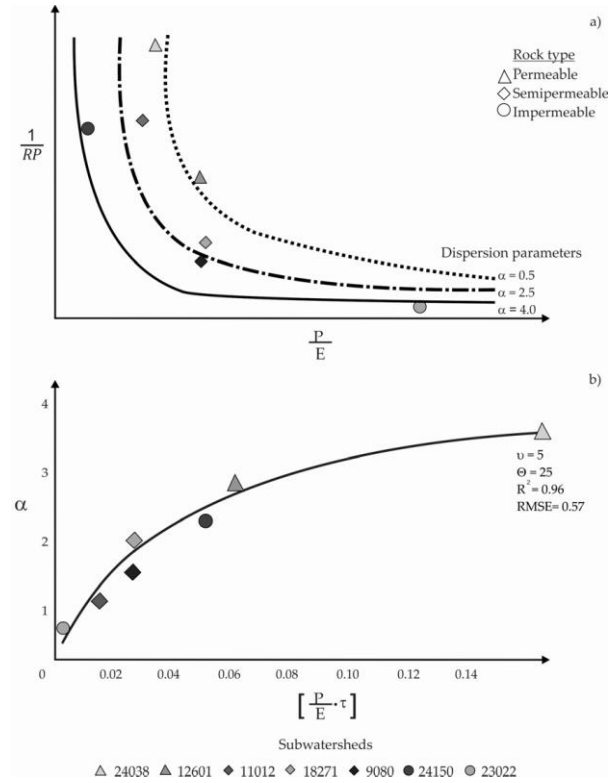


Figure 2.6 Subwatershed variability (identified through hydrometric station) and rock type. Relation between the dispersion parameter estimated in the model (a); Equation (4) and the product of P/E by transmissivity (b).

–Figure 6b shows the relation between the model’s (Equation (4)) α parameter and the product of P/E by the average transmissivity for each aquifer (τ). A potential model (Equation (5)) was proposed in order to fit this trend ($R^2 = 0.96$, $RSME = 0.57$). The model depends on two parameters: μ is the maximum reported transmissivity for Mexican aquifers (which could be fixed), and θ is the model’s variation rate in relation to P/E

$$\alpha = \mu \left(\frac{\theta \left(\frac{P}{E} * \tau \right)}{1 + \left(\theta * \left(\frac{P}{E} * \tau \right) \right)} \right) \quad (5)$$

3.4.3 Baseflow Separation

The daily rainfall and streamflow time series were compared to each other. Generally, a more or less one-day lag-time was observed between maximum precipitation events and runoff. We proposed an exponential model, Equation (9),

contemplating the recession curve based on $\left(\frac{P}{E}\right)$ in order to separate the baseflow with the following frontier conditions:

$$P > Qd > Qb \quad (6)$$

$$Qb \rightarrow Qd, \quad \text{if: } \frac{P}{E} \rightarrow 0 \quad (7)$$

$$\text{Max}\left(\frac{P}{E}\right)_{t-2} \rightarrow \text{Max}(Qd)_{t-1} \rightarrow \text{Max}(Qb) \quad (8)$$

Precipitation (P) will always be larger surface than runoff (Qd), which in turn will be larger than baseflow (BF; Equation (6)). The exponential function (Equation (9)) of the model allows BF to come closer to direct flow when $\left(\frac{P}{E}\right)$ is zero (Equation (7)).

The maximum BF events continued after a day with the highest surface runoff and after two days of maximum precipitation (Equation (8)). The proposed generalized model depends on only one parameter estimated in Equation (5).

$$BF = Qdt_{t-1} \left[\text{Exp} \left(-1 - \left(\exp \left(\frac{P}{E} \right)_{t-2}^{-\alpha} \right) \right) \right]^{-1/\alpha} \quad (9)$$

The BF separation for two subwatersheds with different climate conditions can be observed in Figure 2.7. The baseflow index (IFB), a proportion of total flow and BF, ranged from 0.39 to 0.36 at the Zanatenco and El Tecolote subwatersheds (hydrometric Stations 23,011 and 15,010).

Our results were justified and based on accurate observations of each area. The Zanatenco subwatershed has a precipitation rate higher than 3000 mm per year, whereas the El Tecolote subwatershed presented an annual mean precipitation of 1000 mm. This is the reason why we observed a difference in runoff magnitude in Figure 2.7.

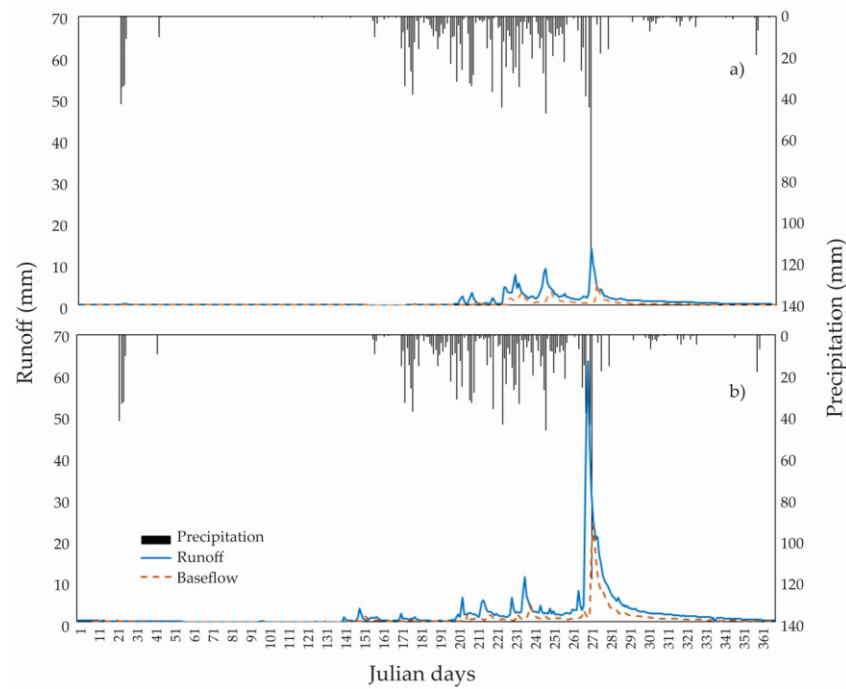


Figure 2.7. Separation of baseflow by the generalized baseflow model in the sub-basins: (a) El Tecolote, located in the state of Jalisco, Mexico; and (b) Zanatenco, located in the state of Chiapas, México.

3.5 Discussion

Estimating baseflow is a key challenge for hydrological research in Mexico, since there is a lack of large-scale information on subterranean waters dynamics. This study proposed a model based on precise analytical observations of different subwatersheds in the country to estimate baseflow with easily available information and a pragmatic approach.

The model proposed in this research is based on the observation of patterns of invariance and symmetry between sub-basins, rather than empirical adjustments. The response variable (rainfall-evapotranspiration) is hypothesized to be dependent on the availability of water and energy by exponential models, providing a physical explanation to the modeling, besides being feasible to implement, since these variables are readily available at the most basic climatological station.

3.5.1 Recession Curve

Generally, recession curve analysis is one of the most accurate methods for estimating BF [30]. Considering the top-down approach by Sivapalan [46] and Sivapalan's proposal of a unified hydrological theory [14], this study proposes analyzing different hydrographs per year and subwatershed, which allowed us to

obtain recession curves for different climate, topographic and edaphic conditions more efficiently than the master curve method.

Parametrization of recession curves usually implies the use of linear models, where the aquifer's storage is to be directly proportional to its retention parameter [47]. As occurred in Wittenberg and Gan and Luo [33,35], it was observed that recession curves in actual conditions have a concave shape and the estimated parameter steadily increases with decreasing runoff, a strong indication of the non-linearity of the process.

While Thomas *et al.* [48] compared the characteristics of the recession curve between linear and nonlinear models, the results were inconsistent in the linear model, and the authors recommended applying the nonlinear algorithm in sub-basins of New Jersey, USA. Stewart [49] showed that the direct flow and base flow in New Zealand watersheds have (non-linear) quadratic characteristics in their relations.

Equation (1) estimates recession curves based on a power law function and invariance properties for scale changes. On various watersheds around the world, authors, such as Wittenberg [32] and Wittenberg [50], as well as Wittenberg and Sivalapan [51], have tested that the b parameter is 0.5 on average. This condition allowed us to only estimate RP and keep b invariant, even with heterogeneous magnitudes of flow in different subwatersheds.

In simple terms, the RP parameter was related to the maximum flow of hydrometric records as observed by Salas *et al.* [38]. This revealed information about the humidity and drought of the subwatershed [52]. The maximum values of RP were found in high latitudes where arid climate prevails, as observed in Figure 2.3. Although, low RP values were found in humid climates south of Mexico.

Therefore, our result revealed that RP exhibits a trend associated with spatial location. RP increases when angular coordinates decrease. This trend was also found by Sivalapan *et al.* and Beck *et al.* [3,16], who found patterns in the spatial distribution of their fitted parameters allowing them to separate subwatersheds with similar conditions.

3.5.2 Baseflow Spatial Patterns and Model Parameterization

Different BF response spatial predictors were tested; the NP variable $\frac{P}{E}$ showed the closest fitting. The importance of using NP lies in potential evapotranspiration (E) varying much less than precipitation (P). Given that the E depends on solar radiation, temperature and latitude, it is a function of energy, and therefore, no major variations are

expected through the years. Thus, the E is converted as a scale natural factor for precipitation [53].

The climate index commonly used to predict the recession constant is the index of aridity. According to Wang and Wu [9], Peña *et al.* [54] and Longombardi and Villani [11], it was concluded that the baseflow patterns can be completely modeled with this index, because it considers water and energy limits on its implementation; this type of modeling is feasible by virtue of its physical representation of the phenomenon; and the allure of using a single parameter is that it can be applied in countries where there is not enough data to reproduce a spatially-explicit model [7].

Meanwhile, van Dick [2] and Lacey and Grayson [55] found that the humidity index (HI) was the most closely related variable to the baseflow constant; their studies reported a negative relationship between baseflow and HI. Beck *et al.* [3] found that E, mean temperature, forest coverage and mean subwatershed altitude had the strongest impact on BF. On the other hand, Fan *et al.* [56] stated that precipitation is the main recharge source for aquifers and that baseflow's response to precipitation depends on the season.

In contrast to Santhi *et al.* [10], this study did not find a significant impact of soil texture on RP on an annual basis (Figure 2.4). Other studies, such as He *et al.* [21] and Sanchez *et al.* [57], found no relationship between recession constant and soil characteristics, but found a relation with climatic variables. The results matched those of Haberland *et al.* [58], who found that the IFB was related to rainfall and topography, but they did not observe an influence of the properties of soil type or cover in the subwatershed.

Unlike the long-term analysis, higher variability and lower model fitting were found in the interannual analysis. Variability was dependent on the interacting dynamics of energy and water balances [8,53]. Furthermore, the low model fitting is due to temporary effects, such as temporary storage, as well as macroclimate conditions, which are reflected by means of the estimated model's parameter in Equation (5). The marked symmetry between RP and NP exhibits climate variability among basins and over years [6,16], suggesting that the observed trend will carry on in different regions and that applying the same model with the previously-calibrated parameters is feasible [15].

The hydrological balance trend depends on climate conditions, and its variability was attributed to landscape conditions [59]. This study associated the predominant rock type

in each subwatershed with its transmissivity, which in turn was associated with the model's parameter (Equations (9)). Tague and Gran [60] assert that subwatershed geology is a primary control in the baseflow-generation process. A more direct storage-discharge relation was found at subwatersheds whose soils were formed by permeable rocks.

According to Price [61], permeable or fractured rocks can store large amounts of water, as opposed to crystalline or very compact rocks. At subwatersheds where low-permeability rocks are predominant, RP values were lower. The results agree with Walton [62]; this author noted that the basins with greater groundwater discharge speed are those with low-permeability rocks. Meanwhile, Sanchez *et al.* [57] found that subwatersheds with basaltic rock presence tended to be drier and to have shorter recession times. These basins are also characterized by a low value of the index of aridity, which can accelerate the recession rate.

3.5.3 Baseflow Separation

The analyzed subwatersheds were selected by virtue of their minimum anthropogenic disturbances. Therefore, it is feasible to assume that the flow that feeds the outflow during a period of recession corresponds to the BF.

Our research showed that the recession parameter clearly exhibited spatial patterns across subwatersheds [63]. Subwatersheds within the same climatic conditions (similar values of P/E) exhibited different RP values, which according to Brooks *et al.* [64] depend on local landscape features, although in our work, it depended on the dominant lithology of each subwatershed. On account of its trend, the recession parameter is assumed to be an aquifer's recharge rate, which includes the intrinsic properties of each aquifer (hydraulic conductivity, porosity, transmissivity and surface) [35].

Analyzing the RP over time, Salas *et al.* [38] observed that the recession curve is the scale parameter modeling the separation of baseflow from direct flow by means of a non-linear function. This observation is similar to that presented by Paz *et al.* [22,65]. When analyzing potential functions, they concluded that if parameters match at one common point, it means that the parameters are correlated (fit a linear function). In this case, analytical modeling can be simplified to a single parameter, and setting one *a priori* value is avoided. This approach will be addressed in future research aimed at making comparable methods of setting *b* subjectively or estimating it analytically.

The daily time series of rainfall and streamflow were compared. Generally, a more or less one-day lag-time was observed between maximum precipitation events and runoff. According to Caro and Eagleson [66], the lag-time is due to an increased

hydraulic charge within the aquifer accelerating the stored water exfiltration towards the main currents. The exponential model proposal complies with the principle of BF never being equal to direct flow, due to the ground storage-evapotranspiration interaction, even with no precipitation [67].

This research is based on a top-down approach, that is to say, with the information available and hydrological support, it is possible to infer a complex phenomenon, which is commonly analyzed under a reductionist approach [14]. One example of this is given by Gholami *et al.* [68], who analyzed subterranean water fluctuations using dendrochronology with satisfactory results. These examples challenged the paradigm of always using the same variables in hydrological studies and offered an alternative to apply these conditions in future research.

The proposed BF generalized model requires only precipitation and evapotranspiration variables to estimate baseflow; these variables are readily available across the country, making its operational implementation feasible. The model has one additional distinct advantage: the maximum Q_b events correspond to the recession curve initial value. According to Aksoy and Wittemberg [34], the aforementioned feature involves an aquifer's recharge-storage-discharge interactions. The advantages of applying this type of model are the possibility of interpreting parameters by their association with observable physical features and operative parsimony [69].

The analysis presented in this paper separated the BF for 21 Mexican subwatersheds. Furthermore, a coherent digitalization for each acquisition area was obtained, *i.e.*, the measuring station was deemed the starting and ending point for determining each subwatershed surface, which contrasts with current basin cartographic products in the country.

The climate grid contains information under quality control standards, which allows for certainty regarding input data. Furthermore, the basin-to-basin analysis of annual recession curves showed the intrannual interaction within those basins due to climate variability. Although information on vegetation and groundwater levels is not available operationally in the country, this study was directed towards the discovery of patterns in the obtainable data and the formulation of hypotheses concerning subwatershed interactions, aiming to avoid the redundancy of using observations to calibrate *a priori* constructed models [14].

3.6 Conclusions

The results of this study demonstrate that baseflow (BF) can be separated from direct flow by using a single-parameter non-linear model. The higher variability and low model fitting of our proposed model was related to subwatershed geology and climate variables. This allowed us to use variables that are easily available in the country. It was feasible to calibrate the non-linear model using only the longer duration recession curve, unlike the traditional approach using the master curve.

The recession curve maintains a symmetric trend over years and within measured subwatersheds located in protected natural areas with diverse landscapes and climate conditions in Mexico. The BF generalized model is a result of accurate observations from different geographic regions in the country, and so, it can be utilized for separating BF in non-measured basins. Our ensuing research considers analyzing the interaction of BF with available ground humidity for short time scales.

Despite the limited information, the generalized BF model may represent a baseline for the generation of alternative modeling approaches. Such an accomplishment should include functional elements that explore the baseflow behavior based on multiple spatial and temporal scales. In order to improve the calibration model, we recommend incorporating local variables (e.g., canopy, soil moisture, groundwater levels), and we also suggest including subwatersheds affected by anthropogenic activity, so as to analyze flow changes ascribable to climate oscillation or human influence.

Acknowledgments: The authors would like to thank the CONACyT for financing the doctoral studies. This work has been partially support by Colegio de Postgraduados, Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación (SAGARPA).

Author Contributions: The research presented was developed in collaboration of all of the authors. Salas-Aguilar and Paz had the original idea for the study. Macedo-Cruz, Palacios, Ortiz and Quevedo conducted the research methods. All authors discussed the structure and commented on the manuscript at all stages.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

3.7 References

1. Campolo, M.; Soldati, A.; Andreussi, P. Forecasting river flow rate during low-flow periods using neural networks. *Water Resour. Res.* **1999**, *35*, 3547–3552. [[CrossRef](#)]
2. Van Dijk, A.I. Climate and terrain factors explaining streamflow response and recession in Australian catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2010**, *14*, 159–169. [[CrossRef](#)]
3. Beck, H.L.; van Dijk, A.; Miralles, D.G.; McVicar, T.R.; Schellekens, J. Global patterns in baseflow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. *Water Resour. Res.* **2013**, *49*, 7843–7863. [[CrossRef](#)]
4. Budyko, M.I. *Climate and Life*; Academics: New York, NY, USA, 1974.
5. Fu, B.P. On the calculation of the evaporation from land surface. *Sci. Atmos.* **1981**, *1*, 23– (In Chinese)
6. Zhang, L.; Dawes, W.R.; Walker, G.R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resour. Res.* **2001**, *3*, 701–708. [[CrossRef](#)]
7. Gerrits, A.M.J.; Savenije, H.H.G.; Veling, E.J.M.; Pfister, L. Analytical derivation of the Budyko curve based on rainfall characteristics and a simple evaporation model. *Water Resour. Res.* **2009**, *45*. [[CrossRef](#)]
8. Troch, P.A.; Carrillo, G.; Sivapalan, M.; Wagener, T.; Sawlez, K. Climate-vegetation-soil interactions and long-term hydrologic partitioning: Signatures of catchment co-evolution. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2013**, *17*, 2209–2217. [[CrossRef](#)].
9. Wang, L.; Wu, L. Similarity of climate control on baseflow and perennial stream density in the Budyko framework. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2013**, *17*, 315–324. [[CrossRef](#)]
10. Santhi, C.; Allen, P.; Muttiah, M.R.S.; Arnold, J.G.; Tuppad, P. Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions. *J. Hydrol.* **2008**, *351*, 139–153. [[CrossRef](#)]
11. Longobardi, A.; Villani, P. Baseflow index regionalization analysis in a mediterranean area and data scarcity context: Role of the catchment permeability index. *J. Hydrol.* **2008**, *355*, 63–75. [[CrossRef](#)]
12. Wang, T.; Istanbuluoglu, E.; Lenters, J.; Scott, D. On the role of groundwater and soil texture in the regional water balance: An investigation of Nebraska Sand Hills. *Water Resour. Res.* **2009**, *45*. [[CrossRef](#)]
13. Istanbuluoglu, E.; Tiejun, W.; Wright, O.; Lenters, J.D. Interpretation of hydrologic trends from a water balance perspective: The role of groundwater storage in the Budyko's hypothesis. *Water Resour. Res.* **2012**, *48*. [[CrossRef](#)]
14. Sivapalan, M. Pattern, process and function: Elements of a unified theory of hydrology at the catchment scale. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences*; Jhon Wiley Ltd.: West Sussex, UK, 2005; Chapter 13, pp. 193–219.
15. Ponce, V.M.; Shetty, A.V. A conceptual model of catchment water balance: Formulation and calibration.

- J. Hydrol.* **1995**, *173*, 27–40. [[CrossRef](#)]
16. Sivapalan, M.; Yaeger, M.A.; Ciaran, H.J.; Xiangyu, X.; Troch, P.A. Functional model of water balance variability at the catchment scale: 1. Evidence of hydrologic similarity and space-time symmetry. *Water Resour. Res.* **2011**, *47*. [[CrossRef](#)]
 17. Harman, C.J.; Troch, P.A.; Sivapalan, M. Functional model of water balance variability at the catchment scale: 2. Elasticity of fast and slow runoff components to precipitation change in the continental United States. *Water Resour. Res.* **2011**, *47*. [[CrossRef](#)]
 18. Tallaksen, L. A review of baseflow recession analysis. *J. Hydrol.* **1995**, *165*, 349–370. [[CrossRef](#)]
 19. Eckhardt, K. How to construct recursive digital filters for Baseflow separation. *Hydrol. Process.* **2005**, *19*, 507–515. [[CrossRef](#)]
 20. Huyck, A.; Pauwels, V.; Vershoest, N. A baseflow separation algorithm based on the linearized Boussinesq equation for complex hillslopes. *Water Resour. Res.* **2005**, *41*. [[CrossRef](#)]
 21. He, S.; Li, S.; Xie, R.; Lu, J. Baseflow separation based on a meteorology corrected nonlinear algorithm in typical rainy agricultural watershed. *J. Hydrol.* **2016**, *535*, 418–428. [[CrossRef](#)]
 22. Paz, F.; Odi, M.; Cano, A.; Bolaños, M.; Zarco, A. Equivalencia ambiental en la productividad de la vegetación. *Agrociencia* **1999**, *43*, 635–648. (In Spanish).
 23. Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales, 2011. Consulta de Datos Hidrométricos, de Presas y Sedimentos. Comisión Nacional del Agua: México. Available online: www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/contenido/documentos/portada%20bandas.htm (accessed on 25 January 2015).
 24. García, E. *Climas, 1:4000 000. IV.4.10 (A). Atlas Nacional de México Vol. II*; Instituto de Geografía, UNAM.: Ciudad de México, México, 1990. (In Spanish)
 25. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). Red Hidrográfica Escala 1:50,000 Edición 2.0. Available online: http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/topografia/regiones_hidrograficas.aspx (accessed on 16 January 2016).
 26. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). Subcuencas Hidrológicas. Available online: http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/subcu1mgw.xml?_httpcache=yes&_xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc_html.xsl&_indent=no (accessed on 15 January 2015).
 27. Programa Mexicano del Carbono (PMC). *Digitalización de Subcuencas Escala 1,50000*; Programa Mexicano del Carbono: Texcoco, Estado de México, México, 2014.
 28. Secretaría de Recursos Hidráulicos (SRH). *Boletines Hidrológicos*; Gerencia de Aguas Superficiales: Ciudad de México, México, 1970.
 29. Programa Mexicano del Carbono (PMC). *Malla Climática Nacional*; Programa Mexicano del Carbono (PMC): Texcoco, México, 2015. (In Spanish)

30. [Hargreaves, G.H.; Samani, Z.A. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Appl. Eng. Agric.* **1985**, *1*, 96–99. \[CrossRef\]](#)
31. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). Harmonized Database of Soil. Available online: <http://www.fao.org/soils-portal/levantamiento-de-suelos/mapas-historicos-de-suelos-y-bases-de-datos/base-de-datos-armonizada-de-los-suelos-del-mundo-v12/es/> (accessed on 10 January 2015).
32. [Wittenberg, H. Nonlinear analysis of flow recession curves. *IAHS Publ.* **1994**, *221*, 61–67.](#)
33. [Wittenberg, H. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrol. Process.* **1999**, *13*, 715–726.](#)
34. [Aksoy, H.; Wittenberg, H. Nonlinear baseflow recession analysis in watersheds with intermittent streamflow. *Hydrol. Sci. J.* **2011**, *56*, 226–237. \[CrossRef\]](#)
35. [Gan, R.; Luo, Y. Using the nonlinear aquifer storage-discharge relationship to simulate the baseflow of glacier—And snowmelt-dominated basins in northwest China. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2013**, *17*, 3577–3586. \[CrossRef\]](#)
36. [Aksoy, H.; Wittenberg, H. Baseflow Recession Analysis for Flood-Prone Black Sea Watersheds in Turkey. *Clean Air Soil Water* **2015**, *42*, 1–10. \[CrossRef\]](#)
37. [Hastie, T.; Tibshirani, R.; Friedman, J. *The Elements of Statistical Learning: Prediction, Inference and Data Mining*, 2nd ed.; Springer Verlag: New York, NY, USA, 2009.](#)
38. [Salas, A.V.; Paz, F.; Macedo, C.; Ortiz, C.; Palacios, E. Modelación no lineal del flujo base en tres subcuencas de México. *Terra Latinoam.* **2015**, *33*, 285–297. \(In Spanish\)](#)
39. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). *Determinación de la Disponibilidad de Agua Subterránea en el Acuífero 0859*; Subdirección General Técnica de Aguas Subterráneas: Madera, México, 2013.
40. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). *Actualización de la Disponibilidad de Agua Subterránea en el Acuífero 1802*; Subdirección General Técnica de Aguas Subterráneas: San Pedro Tuxpan, México, 2009.
41. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). *Actualización de la Disponibilidad de Agua Subterránea En el Acuífero 1502*; Subdirección General Técnica de Aguas Subterráneas: Ixtlahuaca-Atlacomulco, México, 2009.
42. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). *Determinación de la Disponibilidad de Agua en el Acuífero 1701*; Subdirección General Técnica de Aguas Subterráneas: Cuernavaca, México, 2013.
43. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). *Actualización de la Disponibilidad Media Anual de Agua Subterránea Acuífero 0711*; Subdirección General técnica de Aguas Subterráneas: Arriaga-Pijijiapan, México, 2009.
44. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). *Actualización de la Disponibilidad de Agua Subterránea en el Acuífero 0512*; Subdirección General Técnica de Aguas Subterráneas: Región Carbonífera, México, 2013.
45. Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). *Actualización de la Disponibilidad de Agua Subterránea en el Acuífero 0507*; Subdirección General Técnica de Aguas

- Subterraneas: Monclova, México, 2013.
46. [Sivapalan, M. Prediction of ungauged basin: A gran challenge for theoretical hydrology. *Hydrol. Process.* **2003**, *17*, 3163–3170. \[CrossRef\]](#)
 47. [Pedersen, T.J.; Peters, J.C.; Helweg, O. Hydrographs by single linear reservoir model. *J. Hydraul. Div. ASCE* **1980**, *106*, 837–852.](#)
 48. [Thomas, B.; Voegel, R.; Famiglietti, J. Objetive hydrograph Baseflow recession analysis. *J. Hydrol.* **2015**, *525*, 102–112. \[CrossRef\]](#)
 49. [Stewart, M.K. Promising new Baseflow separation and recession analysis methods applied to streamflow at Glendhu Catchment, New Zealand. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2015**, *19*, 2587–2603. \[CrossRef\]](#)
 50. [Wittenberg, H. Effects of season and man-made changes on baseflow and flow recession: Case studies. *Hydrol. Process.* **2003**, *17*, 2113–2123. \[CrossRef\]](#)
 51. [Wittenberg, H.; Sivapalan, M. Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *J. Hydrol.* **2003**, *219*, 20–33. \[CrossRef\]](#)
 52. [Dralle, D.; Karst, N.; Thompson, S. a, b careful: The challenge of scale invariance for comparative analyses in power law models of the streamflow recession. *Geophys. Res. Lett.* **2015**, *42*, 9285–9293. \[CrossRef\]](#)
 53. [Carmona, A.M.; Sivalapan, M.; Yaeger, M.A.; Poveda, G. Regional patterns variability of catchment water balances across the continental U.S.: A Budyko framework. *Water Resour. Res.* **2014**, *50*. \[CrossRef\]](#)
 54. [Peña-Arancibia, J.L.; van Dijk, A.I.J.M.; Mulligan, M.; Bruijnzeel, L.A. The role of climatic and terrain attributes in estimating baseflow recession in tropical catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2010**, *14*, 2193–2205. \[CrossRef\]](#)
 55. [Lacey, G.; Grayson, R. Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. *J. Hydrol.* **1998**, *204*, 231–250. \[CrossRef\]](#)
 56. [Fan, Y.; Chen, Y.; Li, W. Increasing precipitation and baseflow in Aksu River since 1950s. *Quat. Int.* **2014**, *336*, 26–34. \[CrossRef\]](#)
 57. [Sanchez, R.; Brooks, E.; Elliot, W.; Gazel, E.; Boll, J. Baseflow recession analysis in the inland Pacific Northwest of the United States. *Hydrogeol. J.* **2015**, *23*, 287–303. \[CrossRef\]](#)
 58. [Haberlandt, U.; Klocking, B.; Krysanova, V.; Becker, A. Regionalisation of the baseflow index from dynamically simulated flow components—A case study in the Elbe River Basin. *J. Hydrol.* **2001**, *248*, 35–53. \[CrossRef\]](#)
 59. [Yang, D.; Shao, W.; Yeh, P.; Yang, H.; Kanae, S.; Oki, T. Impact of vegetation coverage on regional water balance in the nonhumid regions of China. *Water Resour. Res.* **2009**, *45*, 1–13. \[CrossRef\]](#)
 60. [Tague, C.; Grant, G.E. A geological framework for interpreting the low-flow regimes of Cascade streams, Willamette River Basin, Oregon. *Water Resour. Res.* **2004**, *40*, 150–178. \[CrossRef\]](#)
 61. [Price, K. Effects of watershed topography, soils, land use and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. *Prog. Phys. Geogr.* **2011**, *4*, 465–492.](#)

- [\[CrossRef\]](#)
62. Walton, W.C. *Ground Water Recharge and Runoff in Illinois*; Report of Investigation; Illinois State Water Survey; State Water Survey Division: Champaign, IL, USA, 1965; p. 55.
 63. [Voepel, H.; Rudell, B.; Shumer, R.; Troch, P.; Brooks, P.; Neal, A.; Durcik, M.; Sivapalan, M. Quantifying the role climate and landscape characteristics on hydrologic partitioning and vegetation response. *Water Resour. Res.* **2011**, *47*, 1–13. \[\\[CrossRef\\]\]\(#\)](#)
 64. [Brooks, P.D.; Troch, P.A.; Durcik, M.; Gallo, E.L.; Moravec, B.G.; Schlegel, M.E.; Carlson, M. Quantifying regional-scale ecosystem response to changes in precipitation: Not all rain is created equal. *Water Resour. Res.* **2011**, *47*. \[\\[CrossRef\\]\]\(#\)](#)
 65. Paz, F.; Odi, M.; Cano, A.; Lopez, E.; Bolaños, M.; Zarco, A.; Palacios, E. Elementos para el desarrollo de una hidrología operacional con sensores remotos: Mezcla suelo-vegetación. *Tecnol. Cienc. Agua* **2009**, *24*, 69–80.
 66. [Caro, R.; Eagleson, P.S. Estimating aquifer recharge due to rainfall. *J. Hydrol.* **1981**, *53*, 185–211. \[\\[CrossRef\\]\]\(#\)](#)
 67. [Bart, R.; Hope, A. Inter-seasonal variability in base flow recession rates: The role of aquifer antecedent storage in central California watersheds. *J. Hydrol.* **2014**, *519*, 205–213. \[\\[CrossRef\\]\]\(#\)](#)
 68. [Gholami, V.; Chau, K.; Fadaee, F.; Torkaman, J.; Ghaffari, A. Modeling of groundwater level fluctuations using dendrochronology in alluvial aquifers. *J. Hydrol.* **2015**, *529*, 1060–1069. \[\\[CrossRef\\]\]\(#\)](#)
 69. [Archontoulis, S.; Miguez, F. Nonlinear regression models and applications in agricultural research. *Agron. J.* **2015**, *105*, 1–13. \[\\[CrossRef\\]\]\(#\)](#)

© 2016 by the authors; licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons by Attribution (CC-BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

CAPÍTULO IV. PATRONES DE DESCARGA DE AGUAS SUBTERRANEAS EN SUBCUENCAS CON DISTINTO USO DE SUELO EN EL CENTRO DE MÉXICO.

Patrones de Descarga de Aguas Subterráneas en Subcuencas con Distinto Uso de Suelo en el Centro de México

Víctor Manuel Salas Aguilar

4.1 Resumen

La separación del flujo base con respecto al flujo directo es uno de los principales retos en estudios hidrológicos. Esta investigación tuvo tres objetivos: 1) estimar analíticamente el punto de transición del flujo base y flujo directo en las curvas de recesión (CR); 2) separar el flujo base con la derivación de un modelo expo-lineal; y 3) establecer un modelo paramétrico que defina la descarga de agua en los acuíferos y como son influenciados por factores ambientales o de manejo en subcuencas de México. Se obtuvieron curvas de recesión históricas de nueve subcuencas en una condición fisiográfica similar pero con distinto uso de suelo. Las CR fueron ajustadas a un modelo expo-lineal que permitió encontrar el punto de transición de flujo base y flujo directo cuando las tasas máximas y relativas de flujo fueron iguales. Con base en esto se estimó la máxima descarga de aguas subterráneas (Q_t) la cual fue relacionada a la tasa relativa de descarga (k) del modelo expo-lineal. Con la estimación de Q_t y k y el uso de la propiedad de un conjunto de líneas rectas que se intersectan en un punto en común, se planteó un esquema genérico para hacer equivalentes las descargas de aguas subterráneas asociadas a distintos niveles de estrés o uso de suelo con diferentes subcuencas. La derivación del modelo expo-lineal también hizo posible la separación del flujo en tres componentes: flujo directo, flujo sub-superficial y flujo base. El presente trabajo cumple el criterio adicional de realizar una modelación con la información tabular y espacial disponible.

Palabras clave: Flujo de aguas subterráneas, espacio paramétrico, modelo expo-lineal, punto de transición.

4.2 Introducción

Un método operativo para separar los componentes del hidrograma es realizado con el análisis de las curvas de recesión (CR). El supuesto básico es que la parte terminal de las recesiones corresponden a la descarga del acuífero, además son usualmente descritas en dos etapas: la etapa influenciada por el flujo directo (donde predomina la infiltración hacia la zona saturada) y la etapa del flujo base cuando la zona saturada tiende a descargar (Dewandel *et al.*, 2003).

El análisis cuantitativo de las CR se ha representado por dos formulaciones matemáticas: la fórmula de Maillet (Maillet, 1905) derivada de una función exponencial e implica una relación lineal entre el grado de saturación del acuífero y su descarga, por otra parte la ecuación de Boussinesq (1904) refiere que la descarga de un acuífero se adecua a una tendencia no lineal.

El problema de los enfoques anteriores es que no permite caracterizar en forma completa la CR con sus formulaciones (Mangin, 1975). Por esta razón varios autores han propuesto modelos más complejos que consideren los efectos de varios regímenes (componentes) dentro de la CR (Drogue, 1972; Tallaksen, 1995, Vasileva y Komatina, 1997 y Malik, 2015). Sin embargo estas metodologías solo hacen el trabajo de ajuste de CR más extenuante, por el hecho que la gran interrogante es encontrar una ecuación simple que determine el punto de transición entre el final del flujo directo y el inicio del flujo base (Blume *et al.*, 2007). Aunque ya existen metodologías para encontrar este punto, aun solo consideran la parte exponencial de la curva de recesión (Mei y Anagnostou, 2015) o requieren un inspección manual para su identificación (Chow *et al.*, 1988).

El uso alternativo del análisis de CR es el de observar los efectos fisiográficos y antropogénicos de CR sobre el flujo base (Price, 2011). Por ejemplo Wang y Cai (2010a) exploraron las tendencias a largo plazo de la magnitud, pendiente y forma de las curvas de recesión a nivel temporal sobre factores humanos y climáticos. Por su parte Wang y Cai (2010b) discutieron el impacto de las interferencias humanas en la determinación de las curvas de recesión. Bogaart *et al.* (2015) evaluó la co-evolución de las propiedades del paisaje y efectos hechos por el hombre sobre los parámetros de la curva de recesión. Los tres estudios concluyen que los efectos antropogénicos es la causa más probable en los cambios de tendencia de CR.

La desventaja de estos métodos es que basan su aplicación en la envolvente inferior del espacio $(-\frac{dQ}{dt}, Q)$ la cual según Kirchner (2009), Ajami *et al.* (2011) y Sanchez *et al.*

(2014) mencionan que todavía se encuentra en discusión la solución exacta de la envolvente, porque existe un alto grado de ambigüedad e incertidumbre asociado a este procedimiento.

La idea central de los trabajos hidrológicos a escala de subcuenca es que con la información disponible el modelo sea capaz de reproducir el funcionamiento hidrológico en diferentes ambientes o con diferentes tipos de manejo (Paz *et al.*, 2009). En este caso el desafío es encontrar un esquema integral para hacer equivalentes las condiciones de diferentes subcuencas, esto incluye factores de manejo y estrés, de tal manera que se pueda interpretar las descargas de recesión del hidrograma en un marco unificado.

Por lo tanto los objetivos de esta investigación fueron: i) proponer una técnica que sea capaz de encontrar en forma analítica el punto de transición del flujo base y flujo directo en una sola ecuación, ii) separar el flujo base y flujo directo en series de tiempo y iii) establecer un modelo paramétrico que defina la descarga de agua en los acuíferos y como son afectados por factores ambientales o de manejo en subcuencas de México.

4.3 Materiales y métodos

4.3.1 Sitio de estudio

El área de investigación se encuentra dentro de la sub-región fisiográfica lagos y volcanes de Anáhuac (INEGI, 2001) en la zona centro de México (Figura 3.1). La intención de seleccionar subcuencas en una misma sub-región fisiográfica es que posean un mismo origen geológico, de paisaje, tipo de rocas semejantes, geoformas similares y condición climática en la mayor parte de su territorio (Anexo 1). Un criterio adicional de selección de las subcuencas es que el uso de suelo fuera distinto, para ello se escogieron tres subcuencas con uso de suelo y vegetación donde predomine el bosque de coníferas, tres de uso agrícola y tres con presencia de uso urbano (Cuadro 3.1).

Cuadro 3.1 Porcentaje de uso de suelo en las nueve subcuencas.

No.	Estación	ZU*	R*	T*	BC*	BPQ*	BQP*	PI*
1	26178	0.2	10	30.5	0.0	55.9	1.5	1.8
2	26184	0.2	22.7	16.1	0.0	57.4	1.2	2.3
3	26195	0.3	0.6	18.2	1.3	70.3	2.8	1
4	26056	14.4	8.7	45.9	0.5	15.2	3.2	7.1
5	26354	58.1	11.7	6.3	0.5	7.2	4.2	11.8
6	26053	72.1	0.0	5	17.3	0.0	0.0	2.5
7	18271	7.3	18.5	23.8	0.0	34.6	0.8	11.3
8	12568	0.0	0.4	97.6	0.0	0.1	0.8	1.1
9	12543	0.8	3.8	90.5	0.0	4.1	0.0	0.6

*ZU: zona urbana, R: agricultura de riego, T: temporal, BC: bosque cultivado, BPQ: bosque de coníferas, BQP: Bosque de encino, PI: pastizal inducido.

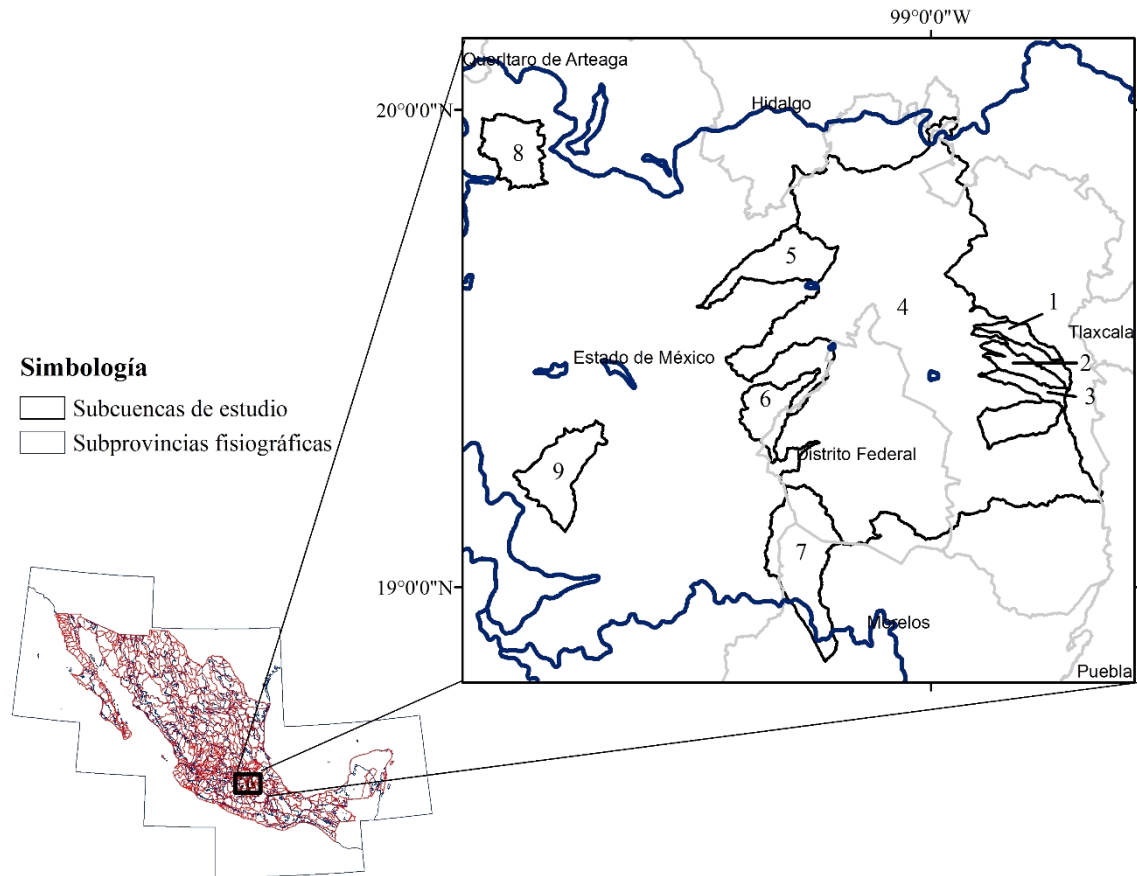


Figura 3.1 Ubicación de las nueve subcuencas de estudio

4.3.2 Selección de las curvas de recesión

Los registros hidrométricos de las nueve subcuencas fueron obtenidos del Banco Nacional de Aguas Superficiales (BANDAS, 2011). El periodo de tiempo de los datos vario de 1944-2009. Solo se consideraron años con registros completos, es decir que posean registros los 365 días del año. La información del gasto fue normalizada por su área, para representar el escurrimiento en forma de lámina (mm d^1).

El programa Recesión Curve RC 4.0 (Gregor y Malik, 2012) fue usado para extraer las curvas de recesión CR, se estableció un mínimo de 10 días de registros descendentes para ser considerados CR. El programa automáticamente obtiene las CR e indica el inicio y final de la recesión (año, mes, día). Para construir las curvas maestras de recesión utiliza un algoritmo genético el cual ensambla series de tiempo de descarga desde el estado máximo de saturación del sistema hidrológico hasta el mínimo agotamiento documentado.

La convergencia para unir las curvas de recesión en una sola gráfica, es la curva de recesión individual histórica con mayor duración, la hipótesis de lo anterior se basa en que si las trayectorias van hacia una misma cuenca de atracción, hay una expectativa a disminuir las diferencias de las distintas CR a través del tiempo.

4.3.3 Bases de aplicación de un modelo expo-lineal en el análisis de curvas de recesión

Existen componentes del escurrimiento que refieren las tres diferentes maneras en los cuales la precipitación llega a la corriente: a) flujo directo, el cual fluye sobre la superficie del terreno, b) flujo sub-superficial, se compone del agua que fluye de una parte del flujo superficial, pero pertenece al cuerpo principal de aguas subterráneas y c) flujo base, es la descarga natural de aguas subterráneas.

El flujo directo ocurre durante el periodo de lluvias, el flujo sub-superficial continua por un periodo corto después del periodo de lluvias y el flujo base se extiende a periodos secos donde la descarga corresponde a las aguas subterráneas (Meyboom, 1961).

El análisis de un hidrograma involucra generalmente la mezcla de dos componentes: flujo base y flujo directo. La separación de estos eventos se realiza a través del análisis de las curvas de recesión (CR). Un problema asociado a las CR es determinar el número de días que toma el flujo base ser independiente del flujo directo. El punto final del escurrimiento directo representa la condición de máxima descarga (Nejadhashemi *et al.*, 2007; Sanchez *et al.*, 2014)

Aparte de los métodos gráficos que sugieren encontrar este punto al inspeccionar varios hidrogramas de la cuenca, Linsley *et al.* (1982) calcularon el intervalo de tiempo del pico de un evento al final del flujo directo con la siguiente formula:

$$N = 0.83A^2$$

Donde A es el área de la subcuenca en km². El problema con este método es que N no considera factores físicos e hidrológicos que afectan la duración de CR. Existen otras técnicas como las propuestas por Boughton (1986) y Wittemberg y Sivapalan (1999) donde identifican el inicio del flujo base en forma manual o asumen que se encuentra n días después del máximo flujo del hidrograma, respectivamente. Dentro del mismo contexto, Sloto y Crouse (1996), Nejadhashemi *et al.* (2004) y He *et al.* (2016) definieron al punto del hidrograma donde inicia el flujo base, como un punto de inflexión, sin embargo en una tendencia negativa (tipo exponencial) común en las curvas de recesión, no existe un punto de inflexión que se pueda identificar analíticamente, por lo tanto esta expresión está mal empleada en el análisis de CR.

Dentro de las CR, el escurrimiento (Q) está en función del almacenamiento (S), S llegara a su máximo cuando la precipitación (P) menos la evapotranspiración (E) sean mayor a Q, cuando Q es mayor a P menos E el almacenamiento comienza a descender S. Generalmente el tiempo que transcurre entre máximo almacenamiento y su mínimo es determinado por la duración de la tormenta (Kirchner *et al.*, 2009) o modificado por efectos antropogenicos (Wan y Cai, 2009) y no es fijado por decreto del investigador.

El análisis de las curvas de recesión requiere de una función compacta y flexible, que se adapte a la tendencia lineal del flujo directo días después del máximo escurrimiento y que siga el patrón exponencial del escurrimiento, una vez iniciado el flujo base. Una manera analítica de encontrar el tiempo de transición que separe el flujo directo y flujo base es con la aplicación de un modelo expo-lineal.

El modelo expo-lineal es un modelo diseñado para estimar el crecimiento en los cultivos (Goudriaan y Monteith, 1990). Sin embargo, Paz *et al.* (2013) adaptaron esta ecuación para propósitos hidrológicos, ellos estimaron el escurrimiento superficial y parametrizaron el modelo con variables hidroclimáticas. La ventaja del modelo expo-lineal es que permite caracterizar CR como dos tasas de cambio mediante solo una ecuación, la tasa máxima de escurrimiento (C) que discrimina la fase lineal (asociada al flujo directo) y una tasa relativa de escurrimiento (k) o fase exponencial asociada el flujo base. La solución del modelo está dada por:

Tasa de cambio lineal:

$$\frac{dQ}{dt} = -C \quad (1)$$

$$Q(t) = -C(t + t_b)$$

Tasa de cambio exponencial:

$$\frac{dQ}{dt} = -kQ \quad (2)$$

$$Q(t) = Q(0)\exp(-kt)$$

Donde, k es una tasa relativa del escurrimiento, C es la tasa máxima de escurrimiento y t_b es el tiempo cuando $Q(t) = 0$ en la fase lineal. Para conocer el punto de transición (T_t) de CR, las tasas de escurrimiento deben ser iguales.

$$kQ = C \quad (3)$$

El modelo expo-lineal es simplemente la solución de dos tipos de crecimiento representado por las ecuaciones diferenciales (1) y (2), sujeta a las condiciones dadas por la igualdad (3):

$$Q(t) = -\left(\frac{C}{k}\right) \ln(1 + \exp[-k(t - t_b)]) \quad (4)$$

El punto de transición se calcula de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} Q(t = t_T) &= \frac{C}{k} \\ T_t &= t_b + \frac{0.541}{-k} \end{aligned} \quad (5)$$

Donde, T_t es el tiempo de transición donde la condición (3) se cumple.

La Figura 3.2 muestra al modelo expo-lineal ajustándose a una curva de recesión del hidrograma. El punto de transición t_T se define como el punto donde el acuífero de la subcuenca alcanzó su máxima descarga Qt . Hasta aquí el flujo sub-superficial y el flujo base se encuentran mezclado, más adelante se describe como hacer la separación de estos elementos.

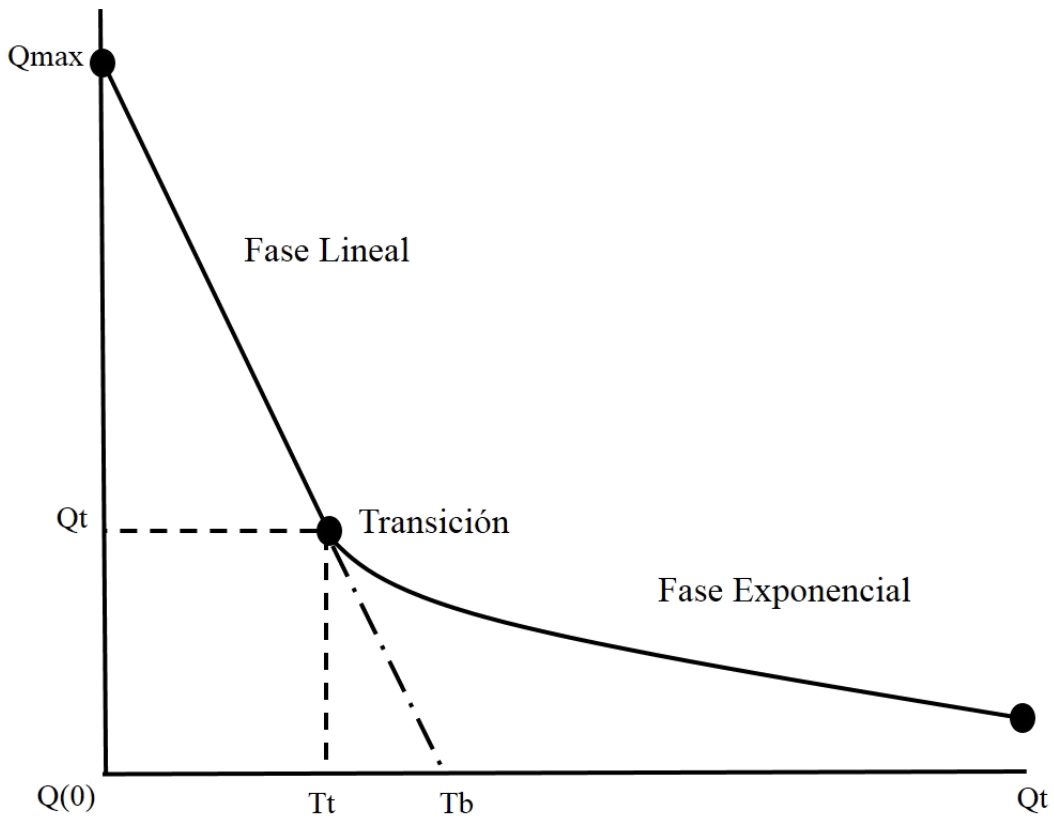


Figura 3.2. Parámetros del modelo expo-lineal, aplicado a estimar las curvas de recesión.

4.3.4 Patrón hidrológico en el almacenamiento de agua en subcuencas de México.

La estimación de la descarga subterránea en cuencas hidrológicas por cambios ambientales y de manejo requiere de una modelación caso por caso, lo que resulta en requerimientos altos de información. Una alternativa es usar patrones globales que definan la relación entre el almacenamiento y los factores ambientales o de manejo, en forma compacta (Paz *et al.*, 2009).

Para poder observar los efectos del medio ambiente (diferentes subcuencas) y los factores de manejo o estrés, resulta conveniente analizarlos por separado.

4.3.5 Medio ambiente fijo (dentro de la subcuenca).

Para analizar el contexto de las propiedades de los patrones de almacenamiento en las subcuencas, se consideró ajustar el modelo expo-lineal a las curvas de recesión históricas por subcuenca. Los parámetros claves para observar el cambio del almacenamiento a lo largo de los años son Q_t y k , un cambio en Q_t puede ser visto como un indicador del nivel del almacenamiento y k es relacionado a la dinámica del proceso de descarga del acuífero.

En este caso, si ya se estimó el valor de Qt , la aportación de aguas subterráneas puede modelarse solo con la función exponencial, donde Qt es el valor inicial.

Las propiedades de los patrones de almacenamiento ($Qt-k$) pueden analizar las CR dentro de una curva maestra de recesión CMR. La CMR es un espacio de fase que agrupa las CR en un conjunto de líneas que se intersectan cuando el flujo base tiende a ser mínimo o cero, es decir, se espera que, con el conocimiento del estado inicial del sistema, la ecuación exponencial refleje apropiadamente la dinámica del proceso hacia el punto de convergencia (atrayerente).

La Figura 3.3a presenta un modelo conceptual donde el nivel de estrés del acuífero se muestra con un cambio en la pendiente ki en el espacio de tiempo, se puede suponer que un cambio en la pendiente implica un cambio en el almacenamiento del acuífero. Bajo esta consideración, las intersecciones Qt y las pendientes ki tienen una única solución $S(t) = Qt e^{-k(T-Tt)}$, donde T es el tiempo donde convergen todas las CR.

La relación exponencial se puede linealizar con la aplicación de un logaritmo ($S = Ln \frac{Qt}{Qi} - kiT$) lo que define un espacio paramétrico dependiente de las constantes A y B ($ki = A + B(LnQt)$) (Figura 3.3b). De esta manera, con la estimación de la pendiente de la fase exponencial (ki) de las curvas de recesión se puede estimar la descarga de agua subterránea de la subcuenca, ya que una fecha determinada la pendiente es equivalente a un cambio en la descarga. Los valores de Qt fueron clasificados en cuartiles para discriminar los niveles de estrés. El primer cuartil corresponde a un mínimo estrés, el segundo a bajo estrés, el tercero a medio y el cuarto a alto estrés.

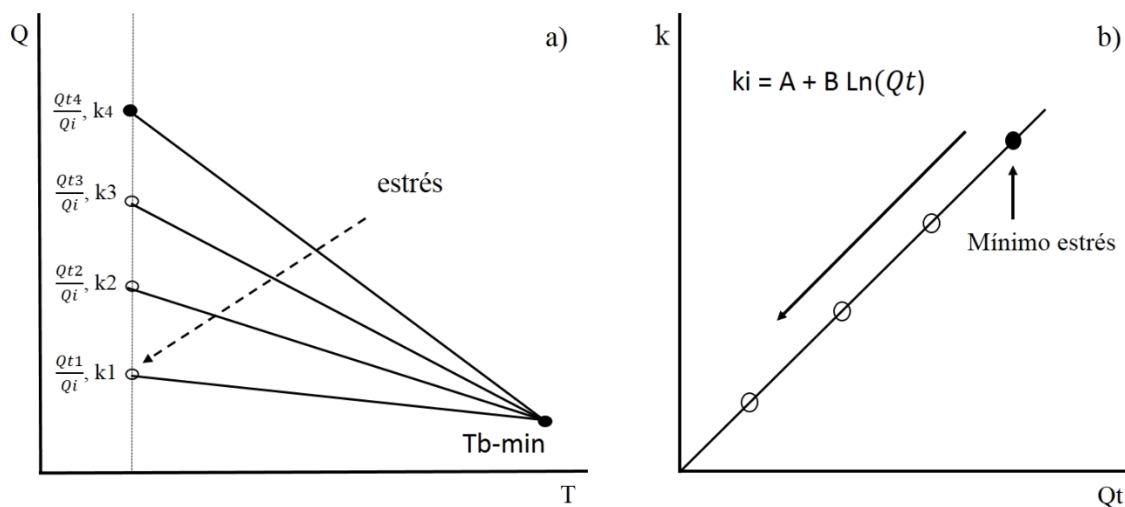


Figura 3.3 (a) Efecto del estrés por cambio de la pendiente en la fase de recesión. (b) relación entre la intersección y la pendiente k donde todas las CR las cuales se compactan y definen un estrés de la descarga subterránea en una subcuenca.

4.3.6 Medio ambiente variable (diferentes subcuencas).

La CMR permite observar el historial del patrón de descarga de las CR, es decir, presenta la firma característica de la relación almacenamiento-descarga a nivel de subcuenca. La CMR se ajustó al modelo expo-lineal con la minimización de la raíz cuadrada media del error (ECM) y el coeficiente de determinación (R^2). Para hacer comparable las CR de diferentes regiones, se dividen los datos de la curva de recesión entre el valor inicial de esta ($\frac{Q}{Q_i}$), así los valores de Q_t y T_t ajustados del modelo expo-lineal indicaran la dinámica del estrés hídrico ocasionado en cada subcuenca con distinta condición de uso de suelo (Figura 3.4). El supuesto que se sigue es que en condiciones similares de precipitación, geología y morfometría, el único agente capaz de modificar el almacenamiento en la subcuenca es la cobertura vegetal.

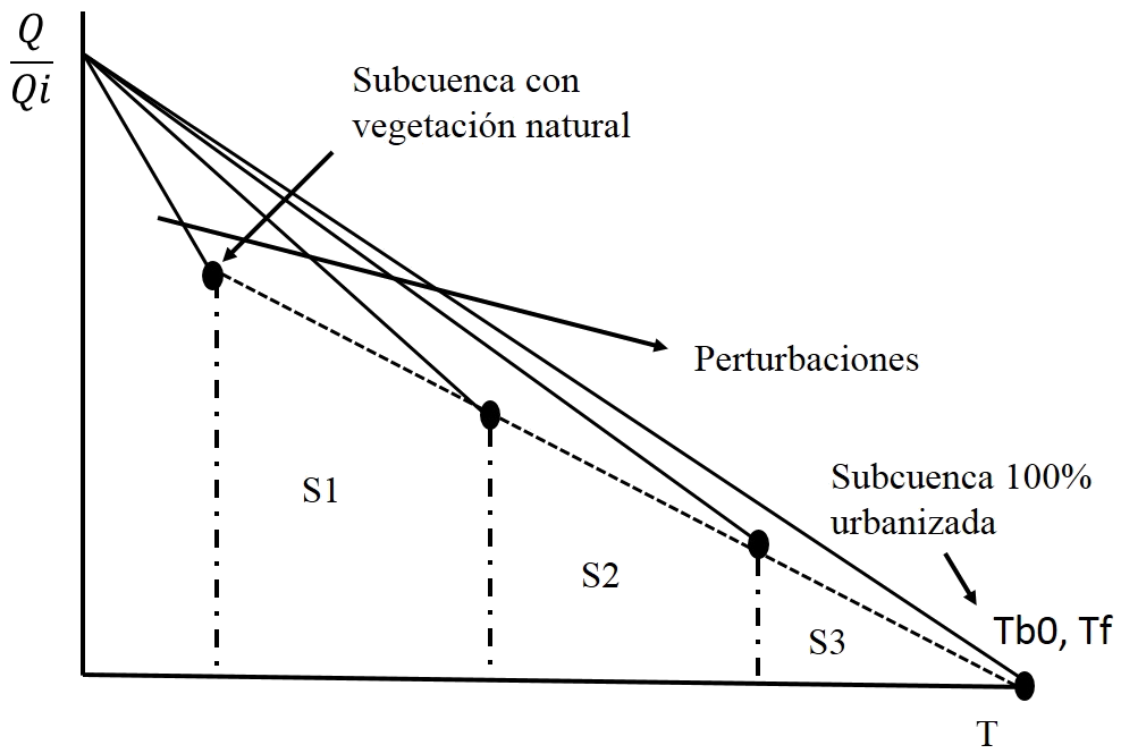


Figura 3.4. Proporción de descarga en subcuencas por distinta perturbación de uso de suelo. (S1) almacenamiento máximo, (s2) almacenamiento medio y (s3) almacenamiento mínimo.

Conforme exista perturbación en la subcuenca (cambios en la cobertura, urbanización, extracción, compactación del suelo, etc), el almacenamiento de agua en la subcuenca será menor, el punto Tb_0-T_f marca el caso hipotético en la cual existe un grado total de compactación del suelo o urbanización, que impide una infiltración y todo el escurrimiento que descarga la subcuenca es flujo directo.

En la situación donde las subcuencas y los niveles de estrés o de manejo varíen simultáneamente, se definió un espacio paramétrico de diferentes subcuencas que delimita las líneas $K_{i,j} = A_{i,j} + B_{i,j} \left(\frac{Q_t}{Q_i}\right)$, donde i representa los distintos niveles de estrés o manejo y j es relacionada a los distintos ambientes. Los parámetros A y B caracterizan todos los patrones de descarga en un subcuena en particular, por lo tanto pueden ser analizados para comparar el manejo de distintas subcuencas. La Figura 3.5 representa el ajuste hipotético del espacio meta-paramétrico observado en la Figura 3.3b pero ahora para varias subcuencas. Cada línea representa un diferente ambiente y cada punto un nivel de estrés.

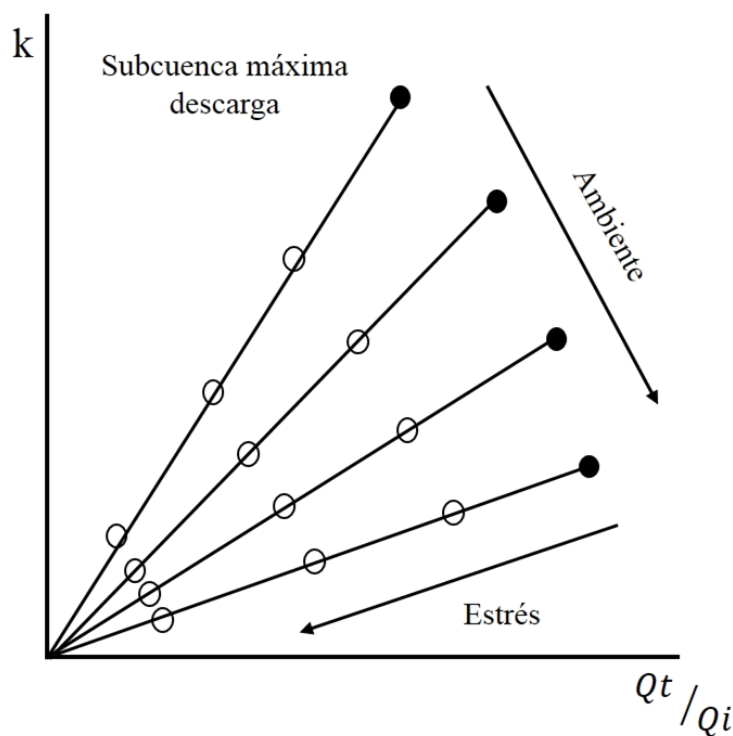


Figura 3.5. Patrones del intersección $\frac{Q_t}{Q_i}$ y la pendiente k para distinta subcuena.

4.3.7 Separación del flujo base

El modelo expo-lineal permite estimar el punto donde se encuentra la máxima descarga después de una tormenta. Sin embargo, el desafío se encuentra en como acoplar esta solución a varios años hidrológicos. Para resolver este problema, se debe considerar que si la CR comienza desde el pico máximo de escurrimiento hasta que este se minimiza, la descarga hacia el cauce la constituyen tres flujos; flujo directo (FD), flujo sub-superficial (FS) y flujo base (FB) (Figura 3.6). El supuesto en la separación de estos componentes es que la descarga es el resultado de la superposición de flujos laminares (flujo sub-

superficial y flujo base) expresados por una función exponencial y un flujo turbulento (flujo directo) señalado por una función lineal (Figura 3.6a).

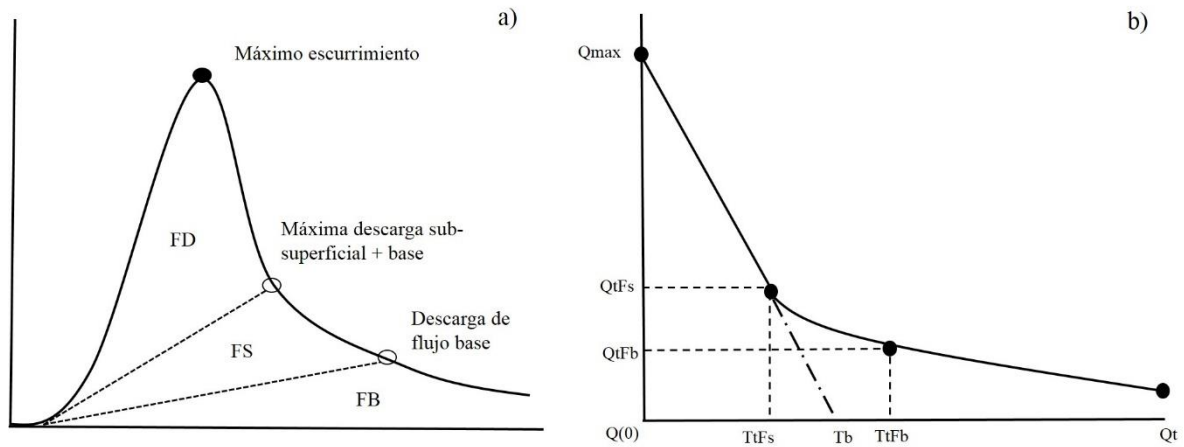


Figura 3.6. (a) Ejemplo de los flujos que determinan el hidrograma: flujo directo (FD), Flujo sub-superficial y flujo base (FB). (b) Puntos de transición de flujo sub-superficial $TtFs$, flujo base $TtFb$, descarga máxima sub-superficial $QtFs$ y descarga máxima de flujo base $QtFb$.

Un parámetro importante para conocer el tiempo de transición entre el máximo escurrimiento y el flujo laminar es Tb , por lo tanto, este se despejó de la ecuación (4) de la siguiente forma:

$$Tb = - \frac{(-k * t + \ln(\exp(Q * \frac{k}{C}) - 1))}{k} \quad (6)$$

Al conocer la primera derivada de Tb con respecto a Q y se añade a la formula (5) se obtiene los máximos que corresponden a los registros de la máxima descarga (Figura 3.6b). Los puntos obtenidos se interpolaron mediante una función lineal para hacer la separación de este componente.

$$\frac{dTb}{dQ} = \frac{-\exp\frac{Qk}{C}}{C(\exp\frac{Qk}{C} - 1)} \quad (7)$$

$$TtFs = \frac{dTb}{dQ} + \left(\frac{0.541}{-k}\right) \quad (8)$$

Las series de tiempo registran los tres componentes de descarga antes mencionados, al aplicar la ecuación 8 el punto $QtFs$ esta linealmente correlacionado con el escurrimiento máximo $Qmax$, esto produce una relación simultanea entre el escurrimiento directo y el sub-superficial.

Si la hipótesis de la Figura 3.6 resulta cierta, no tiene sentido que el flujo base corresponda a bajas frecuencias del escurrimiento directo, en todo caso estas frecuencias serán el flujo sub-superficial. El problema ahora recae entonces en que el máximo almacenamiento se encuentra mezclado por FS y FB. El primero almacena agua en los perfiles superiores del suelo y rápidamente la libera después que el nivel del río empieza a descender. Por otra parte, el *FB* representa la relación almacenamiento-descarga de las aguas subterráneas (almacenamiento de la cuenca) (Kunkle, 1962). Esto se asume porque los efectos de la tormenta pasados n días después del máximo escurrimiento son despreciables, por lo tanto el punto máximo de *FB* se considera una mejor aproximación de la dinámica subterránea. La Figura 6b presenta el punto $QtFb-TtFb$ donde se presenta *FB*, este punto se estima al cambiar positivamente el signo de la ecuación 5. Con esto se garantiza que el punto encontrado represente de mejor manera la proporción de aguas subterráneas.

$$T_tFb = \frac{dTb}{dQ} - \left(\frac{0.541}{-k}\right) \quad (9)$$

4.4 Resultados

4.4.1 Ajuste de las curvas de recesión para un ambiente fijo

El modelo expo-lineal permitió conocer en forma analítica el número de días en los que influye el escurrimiento directo sobre la descarga en el punto de transición Tt calculado con la ecuación 5. Al mismo tiempo al sustituir Tt por t en la ecuación 4 se obtuvo la máxima descarga Qt . Por lo tanto el cálculo de la relación $Qt-Tt$ es una manera flexible de observar la dinámica del almacenamiento hídrico en la subcuenca. La Figura 3.7a presenta los puntos $Qt-Tt$ sobre los datos de recesión de la estación 26195, al prolongar tendencias desde estos punto hasta donde el flujo base es despreciable, se genera una familia de curvas de almacenamiento con una determinada pendiente. A nivel histórico en esta subcuenca el flujo base es mínimo alrededor de los 14 días.

La Figura 3.7b presenta los patrones de descarga en las estimación del parámetro k con respecto al máximo almacenamiento en la cuenca Qt . La variabilidad explicada por el modelo lineal es de $R^2 = 0.9773$. El mínimo estrés se observó en Agosto de 1964, por su parte, el mayor nivel de estrés fue en Septiembre de 1954. Solo el 22% de las observaciones caen en un alto estrés del acuífero, el 56% se reparte entre un bajo y medio estrés y el 22% se encuentra en un mínimo estrés.

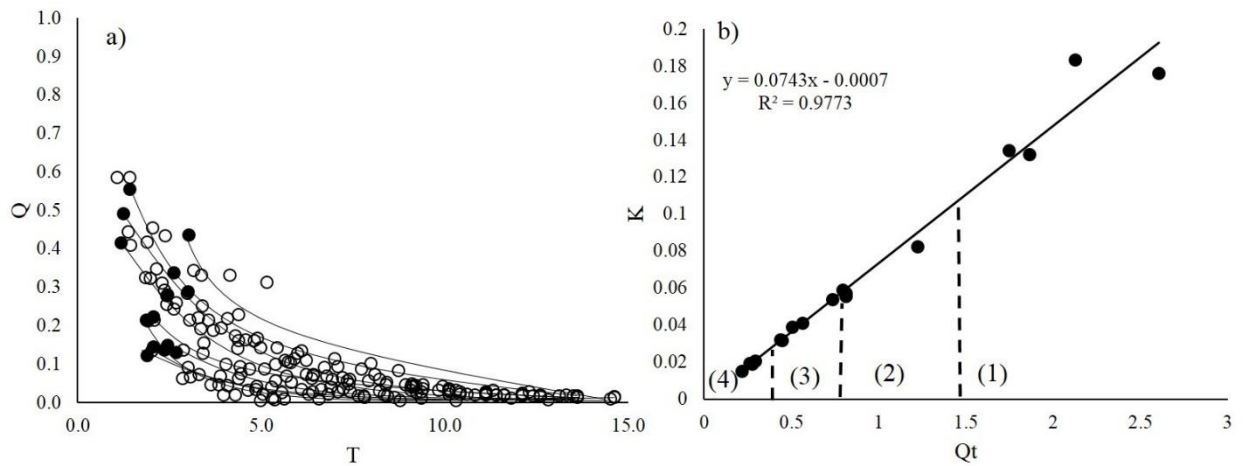


Figura 3.7. (a) Datos de recesión agrupadas en la CMR (puntos blancos), ajuste de los parámetros Q_t-T_t (puntos negros). (b) Patrones de descarga en la relación Q_t vs k que determina el estrés en la descarga de aguas subterráneas en una subcuenca: (1) mínimo estrés, (2) bajo estrés, (3) medio estrés y (4) alto estrés.

Con este ejemplo se muestra que valor de k puede ser parametrizado y ajustado a un modelo simple con base en la proporción del almacenamiento subterráneo Q_t (estimado con el modelo expo-lineal). Esto permite observar la dinámica del almacenamiento de agua en la subcuenca en la serie histórica disponible y adaptarlo con los datos que aún no están disponibles. Hasta aquí se presenta el ejemplo de cómo fue obtenida la ecuación que caracterizó el espacio meta-parámtrico de la subcuenca 26195, en la siguiente sección se describe el mismo enfoque pero compararlo con diferentes subcuencas.

4.4.2 Ajuste de las curvas de recesión para un ambiente variable

El Cuadro 3.2 muestra el ajuste de la CMR para las nueve subcuencas contempladas. En general los parámetros tienden a aumentar conforme el uso de suelo cambia de bosque a urbano. Un R^2 alto y un RCME bajo indican que no existen factores que influyan en la descarga en el cauce, tal es el caso de las subcuencas 26178, 26195 y 12568 ($R^2 > 0.79$, RCME < 9.14). La mayor variabilidad en la CMR fue encontrada en las subcuencas urbanas 26053, 26354 y en subcuenca agrícola 18271 ($R^2 > 0.75$, RCME < 14.07).

Cuadro 3.2. Ajuste de los parámetros a largo plazo de las subcuencas analizadas

Estación	C	k	Tb	R2	RCME
26178	-0.25	-1.04	4.00	0.79	7.70
26195	-0.25	-1.09	3.63	0.79	9.14
26184	-0.38	-0.99	2.50	0.80	11.39
12568	-0.24	-0.92	4.00	0.86	8.08
12543	-0.28	-0.80	3.00	0.75	11.90
18271	-0.15	-0.70	5.48	0.82	12.95
26053	-0.05	-0.40	13.77	0.75	14.07
26354	-0.05	-0.43	11.28	0.76	9.58
26056	-0.05	-0.38	10.00	0.85	12.64

La Figura 3.8 presenta la relación promedio a largo plazo de $\frac{Q_t}{Q_i} - T_t$, ajustados de las curvas de recesión maestras respectivas. Las subcuencas con bosque presentaron mayor descarga de agua promedio, siguieron las agrícolas y por ultimo las subcuencas con uso de suelo urbano. En estas últimas se observa que el flujo directo es superior a las demás subcuencas, con esto se puede suponer que la mayor parte del agua que fluye hacia el cauce principal es superficial, ya que los efectos de la urbanización reducen la infiltración y promueven el flujo directo.

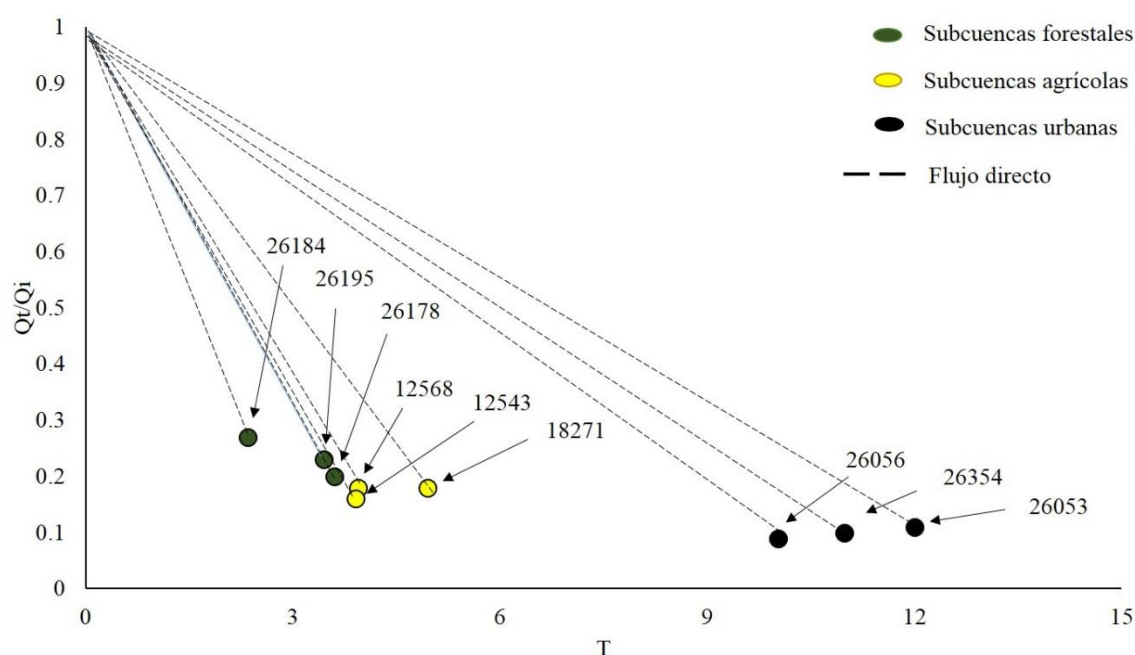


Figura 3.8. Relación de la proporción de agua subterránea y su respectivo punto de transición.

Se podría esperar que la mayor descarga de agua se encuentra en la subcuenca 26195 por tener mayor proporción de área boscosa, sin embargo, la subcuenca 26184 cuenta con una tercera parte de su área destinada al riego, lo que puede producir que aumente el agua subterránea.

El tiempo de transición Tt depende de dos parámetros Tb y k , el primero indica el número de días donde se intersecta la fase lineal después del máximo escurrimiento, el segundo describe la magnitud del almacenamiento dentro de CR. Se puede inferir que un aumento de Tb y una disminución simultánea de k es un indicativo de perturbación en la descarga de agua.

El Cuadro 3.3 presenta los parámetros A y B que caracterizan los patrones de descarga de las subcuencas analizadas. En general los modelos lineales ajustados pueden prescindir del parámetro A por tener valores muy cercanos a cero. En lo que respecta al parámetro B, este puede ser un ejemplo del nivel de manejo de las subcuencas, los valores más altos del parámetro se encuentran en las subcuencas forestales, seguidas por las agrícolas y por último las subcuencas urbanizadas.

Cuadro 3.3 Parámetros estimados por tipo de uso de suelo

Estación	Uso de suelo	A	B	r ²
26178	Bosque	-0.0032	0.0828	0.9896
26195	Bosque	-0.0007	0.0743	0.9763
26184	Bosque	-0.0029	0.0771	0.9898
12568	Agrícola	0.0022	0.0598	0.9904
12543	Agrícola	0.0005	0.0472	0.9991
18271	Agrícola	0.0046	0.0345	0.9891
26053	Urbano	0.0011	0.0472	0.9937
26354	Urbano	-0.0041	-0.0395	0.9880
26056	Urbano	0.0012	0.0342	0.9979

La Figura 3.9 muestra la proporción de la descarga subterránea $\frac{Qt}{Qi}$ en función de la pendiente B del espacio metaparamétrico. Se observa que la pendiente (estimada de forma práctica a partir de las CR) es un parámetro que en forma simultánea mide el grado de estrés y el almacenamiento de agua subterránea en distintas subcuencas por su tipo de uso de suelo. La variabilidad no explicada por el modelo, puede deberse a factores antropogénicos que cambian el curso de la descarga de aguas subterráneas (extracciones de agua por medio de pozos, irrigación, obras de contención). Para efectos prácticos el valor de B puede usarse como sustituto para evaluar la aportación de aguas subterráneas en las subcuencas.

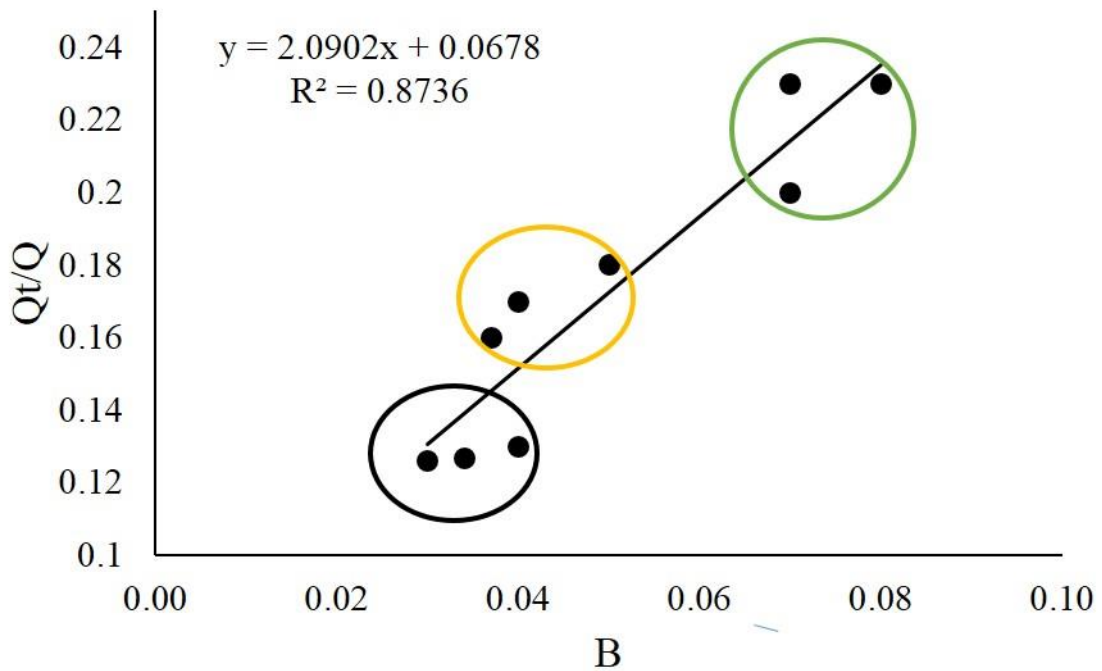


Figura 3.9. Espacio meta-parámtrico de la pendiente B y la proporción de aguas subterráneas promedio Q_t/Q . Los puntos con círculo verde representas las subcuencas forestales, el círculo amarillo representa subcuencas agrícolas y el círculo negro representa las subcuencas urbanas

4.4.3 Separación del flujo base

Una vez derivado T_b de la ecuación 7, se consideraron los valores ajustados de C y k de las CMR obtenidos del Cuadro 3.3 para encontrar los puntos máximos. La Figura 10 muestra la separación del flujo base y sub-superficial con respecto al escurrimiento en tres subcuencas con diferente uso de suelo. La subcuenca 26053 (Figura 3.10c) se encuentra en una zona de descarga, a diferencia de las subcuencas 26195 (Figura 3.10a) y 12568 (Figura 3.10b) que se localizan en zonas de recarga (Peñuela y Carrillo, 2013), por esta razón la primera tiene mayor flujo. La derivada de T_b encuentra mayor frecuencias del punto máximo del hidrograma antes y después de la rápida respuesta del flujo directo. Lo anterior es asociado a que T_b y por lo tanto T_t , necesitan algunos días después de los máximos escurrimientos para ser considerados, por lo tanto no se presentan cuando las máximas descargas se encuentran en forma continua.

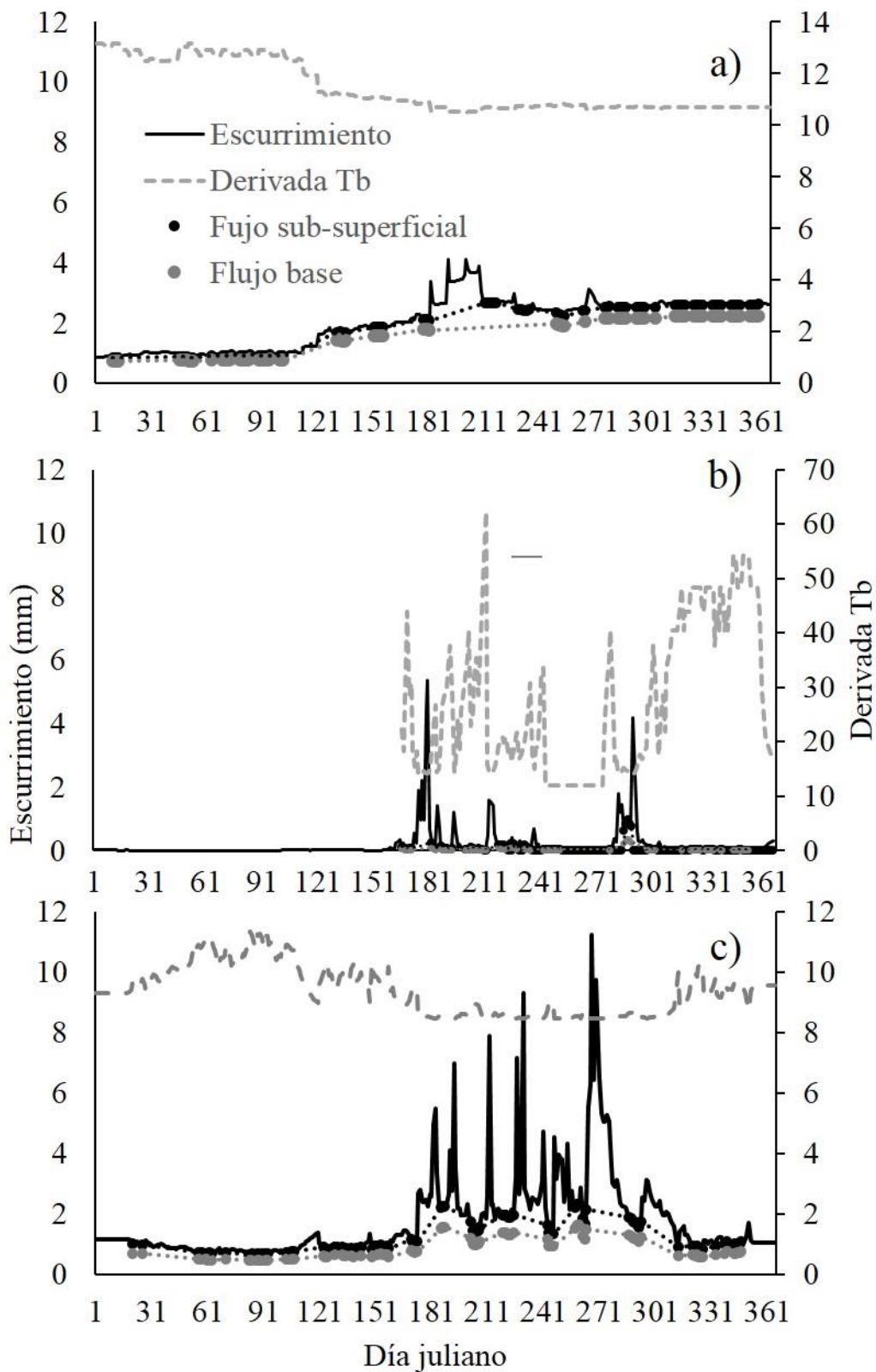


Figura 3.10. Separación del flujo sub-superficial y flujo base con respecto al escurrimiento en tres subcuencas con distinto uso de suelo. A) uso de suelo agrícola, B) uso de suelo forestal y C) Uso de suelo urbano.

4.5 Discusión

4.5.1 Patrón de almacenamiento de agua en las subcuencas. Medio ambiente fijo

Se propone el análisis de los valores de Q_t , T_t , k y un valor final en el que todos convergen (atrayerente), para caracterizar la relación entre los sistemas hídricos subterráneos y superficiales, dentro del modelo expo-lineal. El atrayerente se define como el valor final que tomara la dinámica, independientemente de las condiciones iniciales, es decir autónomo de la plasticidad de las curvas de recesión analizadas siempre van a tender hacia un punto en el tiempo en el que el flujo base es mínimo (Gregor y Malik, 2010). Las condiciones iniciales de cada CR están dadas según la magnitud de Q en las CR analizadas.

Las investigaciones que analizan la relación almacenamiento-descarga de acuíferos solo con datos de escurrimiento, generalmente recurren al método de Brutsaert y Nieber (1977) el cual asume la ley de la potencia $\left(\frac{dQ}{dt} = aQ^b\right)$ entre el almacenamiento del acuífero en la cuenca y la descarga, el método grafica la derivada de la descarga $\left(-\frac{dQ}{dt}\right)$ contra el promedio de la descarga, una vez obtenido la dispersión de puntos, se trata de encontrar la envolvente inferior al fijar la pendiente b en 1, 1.5 y 3 (Brutsaert y López, 1998). Si la pendiente es igual a 1 representa una salida lineal de un acuífero rectangular en penetrar completamente el cauce, si la pendiente es de 1.5 describe la situación en la cual la forma de la capa freática permanece curvilínea a través del tiempo. Por último si la pendiente es 3 describe un escenario basado en la asunción que la frontera del acuífero permanece infinitamente distante del cauce.

Existen autores como Kirchner (2009) que difieren en el procedimiento para encontrar la envolvente, el sugiere estimar la tendencia central de $-\frac{dQ}{dt}$ en vez del envolvente inferior como un mejor descriptor promedio del comportamiento natural de la descarga del acuífero. Por otra parte Thomas *et al.* (2015) promovieron aplicar la regresión cuantílica para cuantificar la relación $\left(-\frac{dQ}{dt} \text{ vs } Q\right)$ como una opción de estimar la envolvente. Sin embargo, Ajami *et al.* (2011) y Sánchez *et al.* (2015) mencionaron que el método de Brutsaert y Nieber (1977) todavía se encuentra en materia de discusión para encontrar la selección exacta de la envolvente, por el hecho de que hay un alto grado de subjetividad e incertidumbre asociado con este procedimiento.

Lo anterior difiere a la modelación empleada en esta investigación, donde se parte del conocimiento del atrayente de la dinámica de la descarga del acuífero, por lo tanto si se trabajó con las curvas de recesión históricas de una subcuenca, se está simulando todas las condiciones de estrés posibles de la descarga del acuífero representado por la líneas rectas proyectadas en la Figura 3.7a. Es decir, las líneas rectas representan un sistema disipativo en el que las trayectorias de un conjunto grande de condiciones iniciales eventualmente convergen a un conjunto de volumen cada vez menor.

En un sentido más amplio Malik (2015) concluyo que los parámetros de CR dan información acerca del grado de saturación del acuífero, Stewart (2015) confirmo que el análisis de recesión permite describir los parámetros de almacenamiento de agua en la cuenca y cuantificar la descarga de agua en las corrientes.

Los trabajos de Nejadhashemi *et al.* (200), Salas *et al* y He *et al.* (2016) ajustaron los parámetros de recesión por medio de variables fisiográficas y a partir de esto interpretaron sus resultados. En este estudio, a diferencia de los mencionados, la familia de curvas expresada por los parámetros Q_t y k , constituyen los niveles de estrés hídrico al que están sometido las aportaciones subterráneas en la subcuenca, por lo tanto, al conocer un punto cualquiera de descarga asociado a las CR (Figura 3.7b), se puede predecir el valor de la descarga y su nivel de estrés con un enfoque paramétrico (Paz *et al.*, 2013).

4.5.2 Patrón de almacenamiento de agua en las subcuencas. Medio ambiente variable

Aunque en varios experimentos forestales, consistentemente se demuestra una relación negativa entre una cobertura forestal y el flujo base (Jhonson, 1998; Jones y Post, 2004; Brown *et al.*, 2005), aun no resulta claro si estas relaciones pueden ser extrapoladas a grandes escalas espacio-temporales. Los patrones encontrados en la Figura 3.8 son congruentes a los reportados en diversos estudios. Por ejemplo, a nivel de subcuenca Price y Jackson (2007) demostraron que existe una relación positiva en subcuencas con alto porcentaje de área destinada a bosque y el flujo base, por su parte Rodriguez (2011) mencionó que los bosques bien desarrollados (maduros) tienden a generar grandes volúmenes de flujo base porque favorecen la infiltración. Lo anterior es un aspecto a considerar en este estudio, porque las subcuencas forestales son las que cuentan con mayor descarga de aguas subterráneas.

La subcuenca con mayor proporción de descarga de aguas subterráneas es la 26184, esto es congruente porque el 22% del área es para uso de riego agrícola. Según Kirchner *et al.* (2009) la aplicación de riego aumenta el agua subterránea, sobre todo si es aplicado en los meses cuando la precipitación es menor al escurrimiento. Zhang y Schilling (2006) observaron que la conversión de vegetación perene a cultivos con uso de riego incrementaba la recarga de aguas subterráneas. Por su parte Wang y Cai (2010b) indicaron que la pendiente de la curva recesión incrementaba en verano causado por el régimen temporal de uso de agua en subcuencas con irrigación.

El valor de los parámetros (Q^t/Q_i) es inferior en las subcuencas agrícolas con respecto a las subcuencas con presencia de bosque, esto indica menor descarga para estas subcuencas. Según Schilling y Helmers (2008) y Price (2011) las prácticas de manejo pueden influir sobre el flujo base en estas áreas, por ejemplo Schilling y Libra (2003) mostraron que el flujo base se incrementó debido al aumento de la intensidad de siembra. Por otra parte Charlier *et al.* (2008) mostraron que la compactación del suelo en áreas agrícolas redujo la recarga y disminuyó el flujo base. Aun así estas subcuencas poseyeron mayor descarga que las subcuencas urbanas

Las subcuencas urbanizadas fueron las que concentraron menor aportación de aguas subterráneas, estas subcuencas envuelven una amplia y drástica reorganización en su hidrología, por ende, frecuentemente es complicada su interpretación debido a la importación de aguas de otras cuencas (Doyle *et al.*, 2000).

Los resultados de esta investigación concuerdan con lo encontrado por Loepold (1968), Blanton (2014), Brandes *et al.* (2005) y Wang y Cai (2010a) los cuales observaron menor volumen de flujo base en este tipo de uso de suelo. Los principales argumentos de estos autores se basan en que el incremento de la impermeabilidad del terreno disminuye la infiltración, recarga y por consiguiente el flujo base. La Figura 3.9 coincide con lo descrito, las líneas punteadas que representan al flujo directo son mayores en estas áreas, por consiguiente su volumen superficial es superior y si esto se combina con el rezago acumulado de la descarga, puede manifestarse como un alto grado de riesgo de inundaciones para esta zona de México (Domínguez, 2000).

Al adaptar lo mencionado en Paz *et al.* (2013) los patrones A y B mostrados en el Cuadro 3 representan la dinámica de la descarga de aguas subterráneas asociadas a un medio ambiente y manejo particular. En Paz *et al.* (2009) se esquematiza un trabajo similar al de esta investigación, ellos realizaron un enfoque metaparamétrico para caracterizar un

número infinito de patrones de crecimiento de un tipo de vegetación con el uso de mínimos datos (sensores remotos), que se usara como un sistema de referencia asociados a factores de ambientes, manejo y de estrés para un cierto cultivo (equivalencia ambiental). Romero *et al.* (2008) y Reyes *et al.* (2011) han usado la perspectiva de equivalencia ambiental para modelar aplicaciones en sensores remotos y biomasa respectivamente. En esta investigación los valores del parámetro B (pendiente en el esquema metaparámetro) permitió describir un patrón genérico que representa un número finito de CR asociados a distintos tipos de uso de suelo y de manejo. De esta manera es posible comparar la descarga de aguas subterráneas en forma compacta en diferentes subcuencas asociado a distinta escala espacio-temporal.

4.5.3 Flujo base

Aunque el conocimiento del flujo base sea necesario para determinar el almacenamiento y explotación del agua para fines humanos, de irrigación o industriales. Los métodos de separación de flujo base y flujo directo, tales como: métodos gráficos (Linsley *et al.*, 1982; Sujono *et al.*, 2004), métodos de filtros digitales (Chapman and Maxwell 1996; Arnold y Allen; Wittemberg y Sivalapan, 1999) y soluciones analíticas de curvas de recesión (Brutsaert y Nieber, 1977; Szilagyi y Parlange, 1998) tienen la dificultad de identificar el punto en el tiempo cuando el flujo directo cesa y empieza el flujo base.

Este punto llamado de transición a menudo es elegido ambiguamente por diversos investigadores (Tallaksen, 1995). La justificación que predomina es que no es fácil encontrar una simple ecuación que pueda describir en forma completa la recesión del hidrograma. Por esta razón se consideran varios regímenes en el proceso de descarga, tal son los trabajos de Padilla *et al.* (1994) quienes sugirieron que la descarga en sistemas kársticos es representado por dos componentes: uno lineal representado por la fórmula de Maillet y está asociado a la recesión de la zona saturada, y la otra no lineal representada por una formula empírica homográfica y es relacionada a la zona no saturada. Por su parte, Malik (2015) implemento una solución iterativa de varias relaciones exponenciales y lineales para la separación de un hidrográma.

A diferencia de estos autores, las principales aportaciones del modelo expo-lineal es que permitió simular la CR de manera completa, encontrar analíticamente el punto de transición entre flujo directo, el flujo sub-superficial y flujo base, además de obtener la máxima descarga de agua de la subcuenca en solo una ecuación. La adaptación del modelo expo-lineal para modelar la curva de recesión, se fundamenta en que una vez

ocurrido el máximo evento en una tormenta, existe un periodo de tiempo en que el cauce recibe mayormente flujo turbulento y este cesa una vez que la fase lineal del modelo encuentra el punto de transición.

En trabajos como el de Kunkle (1962) se realizó una técnica para separar el flujo base en dos componentes: almacenamiento en las zonas rivereñas y almacenamiento de agua en la cuenca. En esta investigación también se discrimino el flujo sub-superficial y flujo base por medio de la derivación del parámetro T_b , lo que permitió hacer la separación de los componentes del escurrimiento en series de tiempo. Un trabajo similar lo realizaron Blume *et al.* (2007) ellos propusieron un método para encontrar el punto de transición llamado “*constante k*”, sin embargo, su modelo no discrimina en forma paramétrica la CR de forma completa, es decir no existe un parámetro que se le atribuya el componente del flujo directo, tampoco del flujo sub-superficial, contrario a lo que si puede estimar el modelo expo-lineal.

Una limitante de esta investigación es que no considera la estimación de los parámetros de manera intra-anual, es decir, relacionar el ajuste de los parámetros con variables dinámicas propias de las subcuenca.

4.6 Conclusiones

La adaptación del modelo expo-lineal para analizar las curvas de recesión presentó diversos enfoques en esta investigación. El punto de transición de las curvas de recesión fue obtenido analíticamente al igualar la tasa máxima de escurrimiento y la tasa relativa de crecimiento. La primera asociada a la descarga superficial y la segunda a la descarga subterránea. El punto de transición fue base para el desarrollo de esquemas de manejo y separación del flujo base que se realizó en ese trabajo

La modelación introducida usa las propiedades asociadas a un conjunto de líneas (CR) que convergen entre sí, una vez que el flujo base es despreciable. Esto fue para caracterizar la descarga del acuífero en la etapa de recesión con solo dos parámetros.

Las observaciones entre la proporción de aguas subterráneas y el parámetro de la fase exponencial, permitió encontrar patrones de descarga hídrica observados en una subcuenca dentro de un espacio meta-paramétrico de un modelo lineal. Dentro de este espacio se observó el mínimo y máximo estrés asociados al almacenamiento de agua en el acuífero.

Los patrones de descarga asociados a cada subcuenca definieron en un espacio supra-paramétrico en el cual la pendiente del modelo se relacionó a los impactos en la descarga

del acuífero por tipo de uso de suelo. Las mayores pendientes se encontraron en las subcuencas con uso de suelo de bosque, seguidas de las agrícolas y por último las urbanas. Lo anterior indicó que en las subcuencas de bosque la descarga de aguas subterráneas al cauce principal es mayor en comparación a las otras subcuencas. Se observó que las subcuencas urbanas presentaron mayor flujo directo.

La estimación del punto de transición entre flujo sub-superficial y flujo base posibilitó la separación de los tres componentes de la descarga del hidrograma: flujo directo, sub-superficial y base, con referencia en la derivación del parámetro T_b y la obtención de sus máximos. La ventaja de esto es que permitió la separación de los componentes del escurrimiento de forma automatizada.

La recomendación para siguientes trabajos es evaluar la propuesta de este trabajo con subcuencas con distinta condición fisiográfica para realizar una estimación de los parámetros del modelo expo-lineal.

Agradecimientos

4.7 Literatura citada

- Ajami H, Troch PA, Maddock T, Meixner, T and Eastoe C (2011) Quantifying mountain block recharge by means of catchment-scale storage-discharge relationships. *Water Resources Research*, doi: 10.1029/2010WR009598
- Arnold JG and Allen PM (1999) Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. Doi: 10.1111/j.1752-1688.1999.tb03599.x.
- Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales, 2011. Consulta de Datos Hidrométricos, de Presas y Sedimentos. Comisión Nacional del Agua: México. Available online: www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/contenido/documentos/portada%20bandas.htm (accessed on 25 January 2015).
- Blume T, Zehe E and Bronstert A (2007). Rainfall—runoff response, event-based runoff coefficients and hydrograph separation. *Hydrological Sciences Journal*, 52(5): 843-862.
- Bogaart, PW, van der Velde Y, Lyon SW and Dekker SC (2015) Stream flow recession patterns can help unravel the role of climate and humans in landscape co-evolution. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2: 9865–9913.
- Boughton WC (1986) Linear and curvilinear baseflow recessions. *Journal of Hydrology (NZ)*, 25(1): 41-48.
- Boussinesq, J (1904) Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes deau infiltrées dans le sol et sur le debit des sources. *J. Math. Pure Appl.* 10, 5–78.
- Brandes D, Cavallo G and Nilson ML (2005) Base Flow Trends in Urbanizing Watersheds of the Delaware River Basin1, doi: 10.1111/j.1752-1688.2005.tb03806.x.

- Brown AE, Zhang L, McMahon TA, Western AW, and Vertessy RA (2005) A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology* 310(1–4): 28–61.
- Brutsaert W and Lopez JP (1998) Basin-scale geohydrologic drought flow features of riparian aquifers in the southern Great Plains. *Water Resources Research*, 34(2): 233-240.
- Brutsaert W and Nieber JL (1977) Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resour. Res.*, 13(3): 637-643.
- Chapman TG. and Maxwell A (1996) Baseflow Separation Comparison of Numerical Methods with Tracer Experiments. 23rd Hydrology and Water Resources Symposium, Hobart Australia, May 21.24, p. 539-545.
- Charlier JB, Cattani P, Moussa R and Voltz M (2008) Hydrological behaviour and modelling of a volcanic tropical cultivated catchment. *Hydrological processes*, 22(22): 4355-4370.
- Chow VT, Maidment DR, Mays LW (1988). *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- Dewandel, B, Lachassagne P, Bakalowicz M, Weng PH and Al-Malki A (2003) Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. *Journal of hydrology*, 274(1), 248-269.
- Domínguez R (2000). Las Inundaciones en la Ciudad de México. Problemática y Alternativas de Solución. *Revista Digital Universitaria*. 1(2): 1-6.
- Doyle MW, Harbor JM, Rich CF, and Spacie A (2000) Examining the effects of urbanization on streams using indicators of geomorphic stability. *Physical Geography* 21(2): 155–181.
- Drogue C (1972) Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. *J. Hydrol.* 15: 49–68.
- Goudriaan J and Monteith JL (1990) A mathematical function for crop growth based on light interception and leaf area expansion. *Annals of Botany*, 66(6): 695-701.
- Gregor M, Malík P (2012) Construction of master recession curve using genetic algorithms. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 60(1): 3-15.
- He S, Li S, Xie R and Lu J (2016) Baseflow separation based on a meteorology-corrected nonlinear reservoir algorithm in a typical rainy agricultural watershed. *Journal of Hydrology*, 535: 418-428.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI). Sub-regiones fisiográficas de México. Disponible en línea: <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/fisiografia/> (Accesado el 3 Mayo 2016)
- Johnson R (1998) The forest cycle and low river flows: A review of UK and international studies. *Forest Ecology and Management* 109: 1–7.
- Jones JA and Post DA (2004) Seasonal and successional streamflow response to forest cutting and regrowth in the northwest and eastern United States. *Water Resources Research* 40(5): 23-45.
- Kirchner JW (2009) Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2): 1-34.
- Kunkle GR (1962) The baseflow-duration curve, A technique for the study of groundwater discharge from a drainage basin. *Journal of Geophysical Research*, 67(4): 1543-1554.
- Linsley RK, Kohler MA and Paulhus JLH (1982) *Hydrology for Engineers*. McGraw-Hill, New York.

- Maillet, E (1905) *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Librairie Sci., A. Hermann, Paris, 218.
- Malik P (2015). Evaluating discharge regimes of karst aquifer In *Karst aquifer-characterization and engineering*. Springer International Publishing. Switzerland. P 205-239.
- Mangin, A (1970) Contribution a` l'etude des aquiferes karstiques a` partir de l'analyse des courbes de decrue et tarissement. *Ann. Speleol.* 25, 581-610.
- Mei Y and Anagnostou E N (2015) A hydrograph separation method based on information from rainfall and runoff records. *Journal of Hydrology*, 523: 636-649.
- Meyboom P (1961) Estimating ground-water recharge from stream hydrographs. *Journal of Geophysical Research*, 66(4): 1203-1214.
- Nejadhashemi AP, Shirmohammadi A, Sheridan JM and Montas HJ (2004) Evaluation of analytical methods for streamflow partitioning. In 2004 ASAE Annual Meeting (p. 1). American Society of Agricultural and Biological Engineers.
- Nejadhashemi AP, Shirmohammadi A, Montas HJ, Sheridan JM and Bosch DD (2007) Analysis of watershed physical and hydrological effects on baseflow separation. In 2007 ASAE Annual Meeting (p. 1). American Society of Agricultural and Biological Engineers.
- Padilla A, Pulido A and Mangin A (1994) Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *GroundWater*, 32(2): 267-277.
- Paz F, Marín M and Martínez M (2013) Modelo expo-lineal de la precipitación-escurrimiento en lotes experimentales de largo plazo en cultivos de maíz. *Tecnología y ciencias del agua*, 4(5): 85-97.
- Paz F, Odi M, Cano A, Bolaños MA, Zarco, A (2009) Equivalencia ambiental en la productividad de la vegetación. *Agrociencia*, 43(6): 635-648.
- Peñuela L and Carrillo J (2013) Definición de zonas de recarga y descarga de agua subterránea a partir de indicadores superficiales: centro-sur de la Mesa Central, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 2013(81): 18-32.
- Price K (2011) Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. *Progress in physical geography*, 35(4): 465-492.
- Price K and Jackson CR (2007) Effects of forest conversion on baseflows in the southern Appalachians: A cross-landscape comparison of synoptic measurements.
- Reyes M, Paz F, Casiano M, Pascual F, Marín MI and Rubiños E (2011) Caracterización del efecto de estrés usando índices espectrales de la vegetación para la estimación de variables relacionadas con la biomasa del área. *Agrociencia*, 45(2): 221-233.
- Rodriguez J (2011) The effects of forest cover on baseflow characteristics of streams in the mountainous interior of Puerto Rico. Department of Natural and Environmental Resources.
- Romero E, Paz F, Palacios E, Bolaños M, Valdez R and Aldrete A (2009) Diseño de un índice espectral de la vegetación desde una perspectiva conjunta de los patrones exponenciales y lineales del crecimiento. *Agrociencia*, 43(3): 291-307.
- Salas V, Macedo A, Paz F, Palacios E, Ortiz C and Quevedo A (2016) Regional Patterns of Baseflow Variability in Mexican Subwatersheds. *Water*, 8(3), 98-110.
- Sánchez R, Brooks ES, Elliot WJ, Gazel E and Boll J (2015) Baseflow recession analysis in the inland Pacific Northwest of the United States. *Hydrogeology Journal*, 23(2): 287-303.

- Schilling KE and Helmers M (2008) Effects of subsurface drainage tiles on streamflow in Iowa agricultural watersheds: Exploratory hydrograph analysis. *Hydrological Processes*, 22(23): 4497-4506.
- Schilling KE and Libra RD (2003) Increased baseflow in Iowa over the second half of the 20th century. doi: 10.1111/j.1752-1688.2003.tb04410.x
- Sloto RA and Crouse MY (1996) HYSEP, a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Stewart MK (2015) Promising new baseflow separation and recession analysis methods applied to streamflow at Glendhu Catchment, New Zealand. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6): 2587-2603.
- Sujono J, Shikasho S and Hiramatsu K (2004) A comparison of techniques for hydrograph recession analysis. *Hydrological processes*, 18(3): 403-413.
- Szilagyi J and Parlange MB (1998) Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. *Journal of Hydrology*, 204(1): 251-260.
- Tallaksen, LM (1995) A review of baseflow recession analysis. *J. Hydrol.* 165: 349–370.
- Thomas BF, Vogel RM and Famiglietti JS (2015) Objective hydrograph baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 525: 102-112.
- Vasileva D, Komatina M (1997) A contribution of the alpha recession coefficient investigation in karst terrains. *Theor. Appl. Karstol.* 10: 45–54.
- Wang D and Cai X (2009) Detecting human interferences to low flows through base flow recession analysis. *Water resources research*, 45(7): 1-9.
- Wang D and Cai X (2010a). Comparative study of climate and human impacts on seasonal baseflow in urban and agricultural watersheds. *Geophysical Research Letters*, 37: 1-6.
- Wang D and Cai X (2010b). Recession slope curve analysis under human interferences. *Advances in Water Resources*, 33(9): 1053-1061.
- Wittenberg H and Sivapalan M (1999) Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *Journal of hydrology*, 219(1): 20-33.
- Zhang YK and Schilling KE (2006) Increasing streamflow and baseflow in Mississippi River since the 1940s: Effect of land use change. *Journal of Hydrology*, 324(1): 412-422.

CAPÍTULO V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES GENERALES

El método más exacto para separar los componentes del hidrograma, aunque también el más laborioso, consiste en analizar el hidrograma anual y asignar a cada unidad de tiempo el caudal del origen subterráneo (Custodio, 2001). El estudio de las curvas de recesión, donde la parte terminal corresponde a la descarga del acuífero, provee datos acerca de la estructura y funcionamiento de un acuífero (Szilagyi *et al.*, 1998). Según Dewandel *et al.* (2003) las curvas de recesión de un hidrograma usualmente se describen en dos etapas: la etapa influenciada en la cual el flujo directo predomina y la etapa del flujo base cuando solo descarga el agua de la zona saturada.

El análisis cuantitativo de estas etapas, generalmente es descrita por los trabajos de Maillet (1905) y sus derivaciones, quienes mostraron que la recesión temporal puede ser representada por una fórmula exponencial, esto implica una relación lineal entre la carga hidráulica y la tasa de flujo. Por otra parte existe otro enfoque que explica la descarga de un acuífero tiene un comportamiento no lineal, además que es factible simular el flujo de la zona saturada y no saturada, con un modelo parametrizado y con base física (Boussinesq, 1903).

Un problema con estos enfoques es que no permite caracterizar en forma completa la CR con sus formulaciones (Mangin, 1970). Por esta razón varios autores han propuesto modelos más complejos que consideren los efectos de varios regímenes (componentes) dentro de la CR (Drogue, 1972; Tallaksen, 1995, Vasileva y Komatina, 1997 y Malik, 2015). Sin embargo estas metodologías solo hacen el trabajo de ajuste de CR más extenuante, por el hecho que la gran interrogante es encontrar una ecuación simple que determine el punto de transición entre el final del flujo directo y el inicio del flujo base (Blume *et al.*, 2007). Aunque ya existen metodologías para encontrar este punto, aun solo consideran la parte exponencial de la curva de recesión (Mei y Anagnostou, 2015) o requieren una inspección manual para su identificación (Chow *et al.*, 1988).

Los trabajos presentados en esta tesis se basaron en un enfoque operativo y pragmático, en los cuales se pudiera realizar investigación con la calidad y cantidad de datos tabulares y espaciales disponibles en México. El primer capítulo “Modelación no lineal del flujo base en subcuencas de Chiapas, Mexico” se modeló la curva de recesión con un modelo

no lineal (Wittenberg, 1994) fundamentado porque las curvas de recesión en condiciones reales tienen una forma cóncava, lo cual es un fuerte indicativo de la no linealidad del proceso (Gan y Lou, 2013). La regresión cuantílica propuesta para estimar la envolvente inferior de la relación del parámetro a con las máxima descarga es similar a lo hecho en Thomas *et al.* (2015) donde hicieron un trabajo similar con la implementación de esta regresión e indicaron que es un método flexible y práctico para estos prosósitos. Aunque en trabajos como el de Acksoy y Wittenberg (2011) simularon el parámetro de recesión mediante series de Fournier con el tiempo como variable explicatoria, este método no representa una relación física con las características de las cuencas.

Esto dio pauta para el desarrollo del segundo trabajo “Patrones regionales del flujo base en subcuencas de México”. En este el parámetro de recesión fue estimado en relación a las características fisiográficas de las subcuencas, en otras investigaciones como las de Beck *et al.* (2013) y He *et al.* (2016) observaron la importancia de encontrar patrones inherentes a las cuencas con relación al parámetro de recesión, de esta manera poder formular hipótesis con límites físicos basados en información fácilmente disponible que pueda ser replicado en cualquier zona. Una de las ventajas de este trabajo es que se analizaron diferentes hidrogramas por año y por subcuenca, lo que permitió obtener curvas de recesión para distintas condiciones fisiográficas con mayor eficiencia que el método de curva maestra.

De acuerdo con Peña *et al.* (2010) and Longombardi and Villani (2008) concluyeron que el índice de aridez puede simular perfectamente los patrones del flujo base, sin embargo en este documento el cociente entre la precipitación y la evapotranspiración potencial fue la única variable que fue significativa con el parámetro de recesión. Este cociente es inverso a lo presentado por Budyko, sin embargo debido a su poca variación estacional la evapotranspiración potencial se convierte en un factor natural de normalización de la precipitación Carmona *et al.* (2015).

El propósito de realizar un modelo empírico es que solo requiere la precipitación, evapotranspiración potencial y valores promedio de transmisividad para estimar el flujo base. Estas variables se encuentran disponibles en cualquier región, lo que lo hace factible para su implementación operacional. La ventaja de aplicar este tipo de modelos

es que permite interpretar los parámetros con la asociación de variables físicas observables en un enfoque parsimonioso y pragmático (Archontoulis *et al.*, 2015).

Hasta el momento se había aplicado un modelo no lineal para separar el flujo base. En el tercer capítulo de tesis “Patrones de Descarga de Aguas Subterráneas en Subcuencas con Distinto Uso de Suelo en el Centro de México” se consideró adaptar un modelo expo-lineal (Goudriaan y Monteith, 1990) para encontrar el punto de transición del flujo directo y flujo base. La mayoría de las investigaciones separan estos componentes con el uso de dos o más ecuaciones lineales (Tallaksen, 1995, Vasileva y Komatina, 1997 y Malik, 2015). Esto hace el trabajo más extenuante y difícil de interpretar, además de que no localiza el punto de transición. El modelo expo-lineal permitió encontrar analíticamente este punto, el cual se llamó máxima descarga (He *et al.*, 2016) interpretado por la variable Q_t .

La condición de realizar la investigación en subcuencas con diferente uso de suelo, fue observar como variaba Q_t y el punto de transición con diferente manejo. Según Wan y Cai (2010) los cambios de uso de suelo afectaron la pendiente de la curva de recesión de su modelo. En este trabajo se observó que las subcuencas forestales tienen mayor proporción de aguas subterráneas que las subcuencas agrícolas y urbanizadas. El mismo efecto lo observaron Price y Jackson (2007) donde infirieron que las zonas con bosque maduro tienen una relación positiva con el flujo base.

La estimación del almacenamiento del acuífero por cambios de ambiente o de manejo, requiere una modelación caso por caso, por lo tanto es necesario contar con altos niveles de información (Paz *et al.*, 2009). En este caso la variable Q_t y la tasa relativa de descarga del modelo expo-lineal fueron usadas para construir un modelo compacto y paramétrico que definieron un espacio de líneas rectas que convergieron en un punto en común. El análisis de los parámetros permitió hacer comparable el manejo de las subcuencas con distinto uso de suelo de manera operativa.

Con el despeje de la variable T_b y su derivación con respecto al flujo, fue posible encontrar los puntos máximos que definieron en series de tiempo la separación de los componentes directos, sub-superficiales y base, lo que puede ayudar de manera significativa al desarrollo de balances hídricos específicos de cada región. Un trabajo

similar lo realizaron Blume et al. (2007) ellos propusieron un método para encontrar el punto de transición llamado “constante k”, sin embargo, su modelo no discrimina en forma paramétrica la curva de recesión de forma completa, es decir no existe un parámetro que se le atribuya el componente del flujo directo, tampoco del flujo sub-superficial, contrario a lo que si puede estimar el modelo expo-lineal.

Sin pérdida de generalidad, esta tesis puede servir como base para el desarrollo o aplicación de teorías hidrológicas más avanzadas que expliquen a detalle la conexión que existe entre el agua de los acuíferos y la que llega a las zonas de descarga. En la siguiente sección se describen las limitantes de datos encontrados y algunas recomendaciones hechas a las instancias que almacenan los datos.

5.1 Recomendaciones.

Al concluir esta investigación se detectó la problemática referente a la cantidad y calidad de datos hidrometeorológicos en México, las recomendaciones se desglosan a continuación.

Base de datos hidrometeorológicas. El último reporte de estadísticas del agua en México reporta que se tienen 3153 estaciones climáticas y 717 estaciones hidrométricas, en lo referente a climáticas mencionan que se cuentan con estaciones automatizadas donde miden temperatura, precipitación, evaporación, velocidad y dirección del viento. También reportan que ya se tiene delimitado 653 acuíferos en todo el país y que los datos de disponibilidad por acuíferos están disponibles de 2003 a la fecha (CONAGUA, 2014).

Los problemas se describirán secuencialmente de acuerdo a las base de datos donde almacenan las variables. En primer lugar se mencionara a la precipitación, esta base de datos contrario a lo que dice las estadísticas del agua en México contiene información de 5123 estaciones climatológicas (<http://clicom-mex.cicese.mx>), se han hecho esfuerzos como homogenizar la información climatológica en mallas interpoladas donde la información se almacena en nodos a 25 km de distancia y contiene información de temperatura y precipitación diaria de 1925 a 2013, además se cuenta con un programa climático que resume la información mensual climática de cualquier estación ERICIII.

La primera barrera de la información anterior, es que no está disponible adecuadamente al público en general. El programa ERICIII tiene un costo accesible dentro del Instituto

Mexicano de Tecnología del Agua IMTA, pero las mallas climáticas no están disponibles en ningún servidor de CONAGUA, tienes que hacer trámites burocráticos que limitan la disponibilidad de la información. Aunado a esto, ninguna de estas bases especifica los controles de calidad de la información.

La información hidrométrica tiene problemas aún mayores, considerados básicos. La primera es que no se cuenta con un mapa oficial de subcuencas hidrológicas en México. INEGI, CONABIO y CONAGUA tienen mapas distintos que no concuerdan en los límites de las subcuencas. Esto da un problema cuando quieres convertir el gasto ($m^3 \text{ año}^{-1}$) a lámina (mm) en modelos de precipitación-escorrimento, si el área de la subcuenca es incorrecta los resultados son erróneos (e.j 6 metros de escurrimiento anuales en Chihuahua).

Otro problema es la calidad de la información hidrométrica, dicha información se encuentra en la Base de Datos de Aguas Nacionales (BANDAS), sin embargo, no existe un criterio de control estadístico en la base de datos, el usuario desconoce la confiabilidad de los mismos, además que no tienen una forma de ligar esta información a nivel espacial con el producto de subcuencas. Por último la actualización de los registros hidrométricos es débil, en promedio la última actualización del BANDAS hasta 2011, cualquier investigador se pregunta ¿y los demás años?, porque no generan un sistema anual de captura de datos en lugar de licitar esta labor, cuando ya tienen 20 años de registros acumulados.

La Comisión Nacional del Agua ya cuenta con un Sistema Nacional de Información del Agua SINA (<http://201.116.60.25/sina/>) en ella puedes obtener información ambiental, económica y social en lo referente al agua. Es un gran esfuerzo de la comisión, sin embargo, el único problema es que la disponibilidad de los datos es de 2011 a la fecha, un ejemplo de esto se da en los datos de calidad del agua y acuíferos, que son dos problemas fundamentales en el contexto nacional.

La base de datos de acuíferos que contiene SINA son mapas de disponibilidad de agua y registros del nivel estático de los pozos dentro de los acuíferos. El primer producto realiza sus evaluaciones de disponibilidad con el uso de técnica empiristas y con diversas asunciones que en la práctica no se cumplen. Por su parte los registros del nivel estático, para empezar no cuenta con un diccionario para saber que variables está manejando

además que los datos tienen una calidad dudosa. En lo referente a calidad de agua, también solo presentan los indicadores de calidad de agua desde 2011 a la fecha, pero no está claro cómo, cuándo y en qué condiciones tomaron estos registros, también mencionan que tienen registros históricos de más de 20 años en unos puntos y el problema se encuentra en que no ponen disponible esta información.

Observando los problemas que el usuario común e investigador se enfrenta con los datos hidrológicos en México, se propone las siguientes recomendaciones.

- Detectar los huecos en la información almacenada, con la aplicación de técnicas de calidad de datos. Esto permitirá conocer las necesidades de aforo en distintas subcuencas del país.
- La CONAGUA debería hacer un análisis de serie de tiempo de sus bases de datos por estación y presentarlo al usuario.
- Homogenizar la superficie de las subcuencas
- Debido a la importancia de los datos de acuíferos y calidad del agua, coleccionar la base de datos histórica y publicarla en su página.
- Los datos de las mallas climáticas deberían ser publicados.
- Ampliar la red de estaciones automatizadas en el país, y publicar esos datos.
- Los productos generados por CONAGUA (a veces licitados) deberían revisarse a fondo, los métodos empleados para generarlo son discutibles, no es posible que una institución genere información basada en el empirismo y asunciones (e.j disponibilidad de agua en los acuíferos).
- La CONAGUA debería tener un centro interno de investigación que genere productos de calidad, no solo de imagen.
- Por lo tanto destinar más dinero a la investigación
- Una modelo a seguir en como sintetizar y presentar tus datos lo ofrece el servicio geológico de Estados Unidos (<https://www2.usgs.gov/water/>), en este se presenta los datos de los recursos hídricos de Estados Unidos. Los productos generados son respaldados con un artículo científico que los valide. Además se puede encontrar información histórica de cualquier variable hidrológica (importante para hacer investigación). La página es didáctica y digerible para cualquier persona.

5.2 Literatura citada

- Custodio, E., y Llamas, M. R. 2001. Hidrología subterránea (Vol. 1). Barcelona: Omega.
- Szilagyi, J., Parlange, M.B., 1998. Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. *J. Hydrol.* 204, 251–260.
- Dewandel, B, Lachassagne P, Bakalowicz M, Weng PH y Al-Malki A. 2003 Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. *Journal of hydrology*, 274(1), 248-269.
- Boussinesq, J. 1903. Sur un mode simple d'écoulement des nappes d'eau d'infiltration à lit horizontal, avec rebord vertical tout autour lorsqu'une partie de ce rebord est enlevée depuis la surface jusqu'au fond. *C. R. Acad. Sci.* 137, 5–11.
- Maillet, E. 1905. Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. Librairie Sci., A. Hermann, Paris, 218.
- Mangin, A. 1970. Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Ann. Speleol.* 25, 581–610.
- Drogue, C., 1972. Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. *J. Hydrol.* 15, 49–68.
- Tallaksen, LM. 1995. A review of baseflow recession analysis. *J. Hydrol.* 165: 349–370.
- Vasileva D, Komatina M. 1997 A contribution of the alpha recession coefficient investigation in karst terrains. *Theor. Appl. Karstol.* 10: 45–54.
- Malik, P. 2015. Evaluating discharge regimes of karst aquifer In *Karst aquifer-caracterrization and engineering*. Springer International Publusing. Switzerland. P 205-239.
- Blume T, Zehe E y Bronstert, A. 2007. Rainfall—runoff response, event-based runoff coefficients and hydrograph separation. *Hydrological Sciences Journal*, 52(5): 843-862.
- Mei, Y y Anagnostou, E N. 2015. A hydrograph separation method based on information from rainfall and runoff records. *Journal of Hydrology*, 523: 636-649.
- Chow VT, Maidment DR, Mays LW. 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- Wittenberg, H. 1994. Nonlinear analysis of flow recession curves. *IAHS Publ.* 221: 61-67.
- Gan, R. and Y. Luo. 2013. Using the nonlinear aquifer storage–discharge relationship to simulate the base flow of glacier- and snowmelt-dominated basins in northwest China. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17: 3577-3586.
- Thomas, BF, Vogel, RM y Famiglietti, JS. 2015. Objective hydrograph baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 525: 102-112.

- Aksoy, H. and H. Wittenberg. 2011. Nonlinear baseflow recession analysis in watersheds with intermittent streamflow. *Hydrological Sciences Journal*, 56: 226-237.
- He, S, Li, S, Xie R y Lu, J. 2016. Baseflow separation based on a meteorology-corrected nonlinear reservoir algorithm in a typical rainy agricultural watershed. *Journal of Hydrology*, 535: 418-428.
- Beck, H.L.; van Dijk, A.; Miralles, D.G.; McVicar, T.R.; Schellekens. 2013. J. Global patterns in baseflow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. *Water Resources Research*, 49, 7843–7863.
- Peña-Arancibia, J.L, van Dijk, A.I.J.M, Mulligan, M, Bruijnzeel, L.A. 2010. The role of climatic and terrain attributes in estimating baseflow recession in tropical catchments. *Hydrological Earth System Science*, 14, 2193–2205.
- Longobardi, A.; Villani, P. 2008. Baseflow index regionalization analysis in a mediterranean area and data scarcity context: Role of the catchment permeability index. *Journal of Hydrology*, 355, 63–75.
- Carmona, A.M. Sivalapan, M. Yaeger, M.A. Poveda, G. 2014. Regional patterns variability of catchment water balances across the continental U.S.: A Budyko framework. *Water Resources Research*, 50.
- Archontoulis, S.; Miguez. 2015. F. Nonlinear regression models and applications in agricultural research. *Agricultural Journal*, 105, 1–13.
- Goudriaan, J y Monteith, J.L. 1990. A mathematical function for crop growth based on light interception and leaf area expansion. *Annals of Botany*, 66(6): 695-701.
- Wang, D y Cai, X. 2010. Comparative study of climate and human impacts on seasonal baseflow in urban and agricultural watersheds. *Geophysical Research Letters*, 37: 1-6.
- Price, K y Jackson, C.R. 2007. Effects of forest conversion on baseflows in the southern Appalachians: A cross-landscape comparison of synoptic measurements.
- Paz F, Odi M, Cano A, Bolaños MA, Zarco, A. 2009. Equivalencia ambiental en la productividad de la vegetación. *Agrociencia*, 43(6): 635-648.
- CONAGUA., 2014. Estadísticas del Agua en México. Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales. México, D.F.