



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

INSTITUTO DE INGENIERÍA

**ANÁLISIS Y MODELACIÓN DE CURVAS DE RECESIÓN
EN ZONAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS DE MÉXICO**

T E S I S

QUE OPTA POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN INGENIERÍA

INGENIERÍA CIVIL – HIDRÁULICA

P R E S E N T A :

SAÚL ARCINIGEGA ESPARZA

TUTOR:

DR. JOSÉ AGUSTÍN BREÑA NARANJO

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Fuentes Mariles Oscar
Secretario: Dr. Domínguez Mora Ramón
Vocal: Dr. Breña Naranjo José Agustín
1^{er}. Suplente: Dr. Pedrozo Acuña Adrián
2^{d o}. Suplente: Dr. Hernández Espriú José Antonio

México D.F.

TUTOR DE TESIS:

Dr. José Agustín Breña Naranjo

FIRMA

Agradecimientos

Esta tesis está dedicada especialmente a mis padres Agustín Arciniega García y María Guadalupe Esparza Correa por su apoyo incondicional y al impulso que me han dado para seguir avanzando en mis metas. A mis hermanos Edgar, David, Nallely y Emmanuel, quienes me brindaron de su compañía en los momentos difíciles durante mis estudios y mi vida personal. A mis tías Minda y Esther, quienes son amigas y otras madres para mí. A mis abuelos David y Elisa, quienes son como otros padres para mí. También agradezco a mis todos mis familiares por su apoyo, en especial a mi tío Rosario Esparza, quien es una inspiración para mí.

Gracias a todos mis amigos de la maestría por hacer más ameno el estudio y por su apoyo brindado. En especial quisiera agradecer a Erika por soportarme y brindarme su compañía, a Karen, Wilson, Israel, Edgar Eduardo, Regina, Cesia, Aurora, Rodolfo, Christopher, Bruno, Roberto Real, Alejandra Amaro, Rosa, y mis amigos Juan Jesús y Jonás, por su amistad y apoyo.

Gracias al Dr. José Agustín Breña Naranjo y al Dr. Adrián Pedrozo Acuña, por su confianza, su apoyo y la dirección brindada durante mi estancia en la maestría.

Gracias a los maestros que forman parte del cuerpo académico del posgrado de Ingeniería Civil, en especial al Dr. Carlos Agustín Escalante, al Dr. Ramón Domínguez Mora y al Dr. Gabriel Echávez Aldape, por sus enseñanzas y consejos.

Al posgrado de Ingeniería Civil, al Instituto de Ingeniería de la UNAM y a CONACYT, por todas las oportunidades brindadas para realizar mis estudios y seguir avanzando en mi camino profesional.

Índice de Contenido

I. RESUMEN	12
II. INTRODUCCIÓN.....	13
II.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	15
II.2. OBJETIVOS.....	15
II.3. JUSTIFICACIÓN Y ALCANCES	16
III. ZONA DE ESTUDIO	17
III.1. DESCRIPCIÓN DE LA BASE DE DATOS Y LAS CUENCAS HIDROGRÁFICAS	17
III.1.1. Información hidrométrica.....	17
III.1.2. Variables climatológicas	17
III.1.3. Descripción de las cuencas hidrográficas.....	18
III.2. REGIONES ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS DE MÉXICO.....	20
III.2.1. Climatología de regiones áridas y semiáridas en México.....	20
III.2.2. Características del caudal en las regiones áridas y semiáridas.....	24
IV. MARCO TEÓRICO.....	27
IV.1. INTERACCIÓN ENTRE AGUA SUPERFICIAL Y SUBTERRÁNEA.....	27
IV.1.1. Ciclo Hidrológico.....	27
IV.1.2. Generación del escurrimiento superficial y base	29
IV.1.3. Escenarios de interacción de agua subterránea y superficial	30
IV.1.4. Clasificación de corrientes	31
IV.1.5. Métodos para determinar el intercambio de agua subterránea y superficial.....	31
IV.2. CONCEPTOS BÁSICOS DE LOS SISTEMAS GEOHIDROLÓGICOS	32
IV.2.1. Cuerpos geohidrológicos.....	32
IV.2.2. Porosidad.....	32
IV.2.3. Superficie freática	33
IV.2.4. Clasificación de acuíferos	34
IV.2.5. Conductividad hidráulica y transmisividad.....	35
IV.2.6. Isotropía y homogeneidad.....	36
IV.3. TEORÍA DE LA DESCARGA DE AGUA SUBTERRÁNEA.....	36
IV.3.1. Aportación de un acuífero a un cuerpo de agua superficial	36
IV.3.2. Simplificaciones en la teoría de la descarga de agua subterránea.....	38
IV.3.3. Linealización de la descarga de un acuífero hacia un cauce.....	40
IV.4. ANÁLISIS DE LA RECESIÓN DE HIDROGRAMAS	41
IV.4.1. Características de un hidrograma.....	42

IV.4.2. Gasto base en una cuenca.....	44
IV.4.3. Recesión del gasto base como un proceso lineal	46
IV.4.4. Recesión del gasto base como un proceso no lineal	48
IV.4.5. Simulación de recesiones	51
IV.4.6. Métodos para la estimación de parámetros	53
IV.4.7. Métodos para la extracción de curvas de recesión de hidrogramas (MERs)	57
IV.4.8. Técnicas para la separación del gasto base	59
IV.4.9. Calibración de los MARs.....	63
IV.4.10. Contribución del agua subterránea al régimen de escurrimiento	64
IV.4.11. Variabilidad intra-anual del clima.....	66
V. METODOLOGÍA	67
VI. RESULTADOS	70
VI.1. ANÁLISIS DE RECESIONES EN CUENCAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS.....	70
VI.1.1. Eficiencia de los métodos de extracción de recesiones (MERs).....	70
VI.1.2. Efectos del ruido en el análisis de recesiones	72
VI.1.3. Sensibilidad de los MARs en cuencas áridas y semiáridas.....	75
VI.2. PARAMETRIZACIÓN DEL ALMACENAMIENTO	82
VI.2.1. Separación de gasto base en cuencas áridas y semiáridas	85
VI.2.2. Caracterización de cuencas en función de las propiedades del gasto base	88
VI.3. SÍNTESIS DEL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO	90
VI.3.1. Variación espacial de la relación almacenamiento-caudal explicada a partir de propiedades orográficas, geológicas y climatológicas	96
VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	102
VIII. ANEXOS.....	105
IX. REFERENCIAS.....	121

Índice de Figuras

Figura III.1. Ubicación de estaciones de aforo y sus cuencas de drenado (polígonos rojos).....	19
Figura III.2. Características de las cuencas en estudio. Se muestra el mapa de elevaciones (izquierda superior), el mapa de la permeabilidad superficial del suelo en escala logarítmica (derecha superior), el mapa de la porosidad del suelo (izquierda inferior) y la frecuencia del área de las cuencas (derecha inferior).....	19
Figura III.3. Interfaz gráfica diseñada en Matlab para el manejo de la información y aplicación de los modelos utilizados.....	20
Figura III.4. Mapas de las variables climatológicas de México para el periodo 1960-2008: A) precipitación media anual, B) temperatura promedio anual, C) evapotranspiración real media anual y D) coeficiente de la precipitación contra la evapotranspiración real.	21
Figura III.5. Variación latitudinal (izquierda) y longitudinal (longitud) de la climatología media anual en México (precipitación, evapotranspiración, y temperatura) para el periodo de 1960-2008.	22
Figura III.6. Variación longitudinal y latitudinal de la climatología promedio mensual en México para el periodo de 1960-2008: precipitación, temperatura promedio y evapotranspiración real, respectivamente.	22
Figura III.7. Variación mensual de la climatología en México en el periodo de 1960-2008.....	23
Figura III.8. Variación mensual de la precipitación y la evapotranspiración real en regiones áridas-semiáridas y templadas de México.....	23
Figura III.9. Río Bravo A) durante la temporada húmeda y B) durante la temporada de estiaje.....	25
Figura III.10. Comparación del régimen hidrológico de cauces en cuencas con diferentes características geomorfológicas y climatológicas. Se utilizó el filtro RDF para la separación del gasto base.	26
Figura IV.1. Etapas del Ciclo Hidrológico.	28
Figura IV.2. Movimiento del agua: A) aportación de agua subterránea del acuífero somero al cauce entre periodos de tormenta y deshielo; B) saturación del suelo y generación de escurrimiento superficial por el exceso de lluvia (flujo de saturación); C) excedencia de la capacidad de infiltración y generación de escurrimiento superficial en regiones áridas (flujo Hortoniano); D) descarga de agua subterránea en regiones montañosas en la base de las llanuras de inundación (izquierda) y en el cauce (derecha).....	29
Figura IV.3. Escenarios de interacción entre aguas superficiales y subterráneas: A) aportación del acuífero al río, B) aportación del río al acuífero, C) flujo continuo y D) flujo paralelo.	31
Figura IV.4. Clasificación de corrientes según el tiempo en que transportan agua: A) corriente perenne, B) corriente intermitente y C) corriente efímera.	31
Figura IV.5. Ilustración de porosidad eficaz.....	33
Figura IV.6. Representación del nivel freático de un acuífero libre que comunica con un río.	34
Figura IV.7. Representación gráfica de un acuífero libre con una capa impermeable en el fondo. .	34
Figura IV.8. Representación gráfica de un acuífero confinado entre dos capas impermeables.	35
Figura IV.9. Representación de la sección transversal de un acuífero que interactúa con un cauce, cuya frontera inferior es una capa impermeable. El origen de las coordenadas se considera en el cauce ($x=0$) y la capa impermeable ($z=0$); D_c es la profundidad del nivel de agua en el cauce, D es el espesor del acuífero, y B es el ancho del acuífero, la cual es la distancia desde el cauce hasta la división.	37
Figura IV.10. Estado inicial de un acuífero libre ribereño, para un tiempo $t=0$. El acuífero está totalmente saturado y el nivel freático es asumido al mismo nivel que la superficie del terreno.	38

Figura IV.11. Representación de la sección transversal de un acuífero libre ribereño, el cual yace sobre una capa impermeable. La posición del nivel freático responde a una tasa de recarga I .	39
Figura IV.12. Hidrograma de descarga simulado, suponiendo un acuífero libre con una sección transversal rectangular con una capa impermeable en la parte inferior, considerando la superficie libre del nivel freático. La variable de tiempo ha sido modulada como $t+= Kt\phi D$. Las curvas 1 y 2 representan los resultados obtenidos con la aproximación hidráulica unidimensional de la ecuación de Boussinesq, la curva 3 representa el resultado obtenido con la ecuación bidimensional de Boussinesq y la condición de superficie libre. Los círculos y triángulos representan los resultados del experimento realizado por Verma y Brutsaert (1970). Fuente: Brutsaert (2005).	41
Figura IV.13. Ejemplo de hidrogramas anuales para ríos con diferente régimen hidrológico.	42
Figura IV.14. Componentes de un Hidrograma aislado. Pn: precipitación neta; c.g.:centro de gravedad; de: duración efectiva; Tr: tiempo de retraso; Tc: tiempo de concentración; Tp: tiempo pico; Tb: tiempo base.	43
Figura IV.15. Estimación del gasto base durante el año 1990 en A) una corriente perenne y B) una corriente intermitente.	44
Figura IV.16. Representación de una cuenca al usar la constante efectiva q y B para describir la descarga de agua subterránea en una cuenca, asumiendo que $Q=2qL$ y $A=2LB$.	45
Figura IV.17. Análisis de la recesión del caudal en Fall Creek, cerca de Ithaca, NY. El área de la cuenca es de 326 km^2 . (Fuente: Brutsaert, 2005)	47
Figura IV.18. Análisis de recesión para el periodo de 1961-1974 en el arroyo Tonkawa, Oklahoma, con las líneas de las envolventes menores con pendientes de 1 y 3, respectivamente. El área de drenaje de la cuenca es de $A=67 \text{ km}^2$, la longitud total del canal es $L=70 \text{ km}$, y la profundidad estimada del acuífero es de 1.6 m. (Fuente: Brutsaert y Lopez, 1998).	49
Figura IV.19. Idealización de un acuífero libre que interactúa con un cauce, asumido en la teoría hidráulica de Boussinesq con una descarga progresiva del acuífero hacia el cauce. En el tiempo t_3 se presenta una transición de la recesión de un régimen rápido (<i>short-time</i> , en inglés) a uno lento (<i>long-time</i> , en inglés).	50
Figura IV.20. Nube de puntos de $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$ utilizada por Brutsaert y Nieber (1977) para la estimación de los parámetros a y b .	55
Figura IV.21. Algoritmo de Aksoy para la extracción de recesiones.	58
Figura IV.22. Extracción de recesiones: método de Vogel (puntos rojos), método de Brutsaert (puntos negros), Kirchner (puntos verdes) y Aksoy (puntos azules).	59
Figura IV.23. Separación gráfica del gasto base de un hidrograma aislado.	60
Figura IV.24. Identificación de los puntos bajos del hidrograma aplicando la metodología UKIH.	61
Figura IV.25. Ejemplo de la separación del gasto base con el filtro digital recursivo.	62
Figura IV.26. Separación del gasto base en sentido inverso del tiempo aplicando la relación inversa de los MARs.	63
Figura V.1. Diagrama de flujo de la metodología aplicada en esta tesis.	67
Figura VI.1. Aplicación de diferentes MERs en la serie de tiempo hidrométrica de la estación 09015 "El Águila", el área de aportación de la cuenca es de 54 197 km^2 . Se muestra en cada gráfica el MER utilizado, el tiempo de vaciado considerado (N) es de 2 días; la duración mínima de las curvas de recesión es de cinco días. Para el método de Vogel se muestra el porcentaje máximo permitido entre gastos consecutivos (dQ); para el método de Aksoy se muestra el coeficiente de variación máximo permitido (CV); NR es el número de recesiones obtenidas por cada MER.	71
Figura VI.2. Nube de puntos de $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$ de la estación 09015 "El Águila", a la izquierda sin aplicar ningún método (sin filtro) y a la derecha al aplicar el método de Aksoy con un $CV=15\%$. Se consideró un tiempo de drenado de 2 días y una duración mínima de 7 días.	72
Figura VI.3. Comparación de las recesiones extraídas y del hietograma en la cuenca hidrográfica de la estación 24301 "Tepehuaje" para el año 2000, se utilizó el filtro de Aksoy con un $CV=15\%$,	

tiempo de vaciado de 2 días y una duración mínima de 7 días. La cuenca tiene un área de 3 508 Km ²	72
Figura VI.4. Ruido en el análisis de recesiones debido a la presencia de dQ/dt pequeños en la estación 09008 “Tecori”, cuya área de drenado es de 6 415 Km ² . En la figura A) se muestra la nube de puntos obtenida al aplicar el método de Aksoy con un CV=15 %. En la figura B) se muestran 5 curvas de recesión aisladas y en la figura C) se muestra dQ/dt contra Q en escala log-log para dichos eventos aislados.	73
Figura VI.5. Reducción de la dispersión de puntos utilizando el algoritmo del histograma suavizado de Eilers y Goeman (2004). A la derecha se muestra la nube de puntos original, el color rojo más intenso corresponde a la máxima densidad, la gráfica de la derecha corresponde a las nubes de puntos al excluir las regiones con densidad menor al 15 %.....	74
Figura VI.6. Sensibilidad del modelo de Maillet en escala lineal y logarítmica (sub-figura) para la simulación de recesiones al variar el parámetro α	75
Figura VI.7. Sensibilidad del modelo Cuadrático de Boussinesq (en escala lineal y logarítmica) para la simulación de recesiones al variar el parámetro n	75
Figura VI.8. Sensibilidad del modelo de Coutagne para la simulación de recesiones al variar los parámetros a y b	76
Figura VI.9. Sensibilidad del modelo de Wittenberg para la simulación de recesiones al variar los parámetros c y d	76
Figura VI.10. Análisis de la variación del ECM y Coeficiente de Nash-Sutcliffe al variar el parámetro del modelo de Maillet (izquierda) y del modelo Cuadrático de Boussinesq (derecha). Se han utilizado los datos de la estación 25062 "Padilla II".	77
Figura VI.11. ECM al variar a y b del modelo de Coutagne con los datos de la estación 25062 "Padilla II". Los parámetros se han obtenido con la técnica de Wittenberg, y a partir de la gráfica log-log con Regresión Lineal, Envolvente Menor y Data Binning.....	78
Figura VI.12. Comparación de los parámetros obtenidos por distintas metodologías, los datos corresponden a la estación 25062 "Padilla II".....	78
Figura VI.13. Recesiones simuladas con distintos MARs al utilizar los datos de la estación 25062 “Padilla II”. Las recesiones se han extraído con el método de Aksoy con un CV=15%.	79
Figura VI.14. Histogramas de los parámetros de las 62 cuencas bajo estudio estimados con los diferentes MARs.	80
Figura VI.15. Similitudes entre los parámetros de los MARs.	80
Figura VI.16. Distribución de las funciones objetivo de los MARs aplicados a las 62 cuencas bajo estudio. La línea roja corresponde a la mediana; los bordes de azules corresponden a los percentiles al 25 y 75 %; las líneas negras se extienden hasta los valores extremos que no se consideran atípicos y las marcas rojas corresponden a los valores atípicos.	81
Figura VI.17. Ajuste al exponente b estimado con Regresión Lineal (a la izquierda) y Error Cuadrático Medio (a la derecha).	83
Figura VI.18. Estimación del parámetro a de la función de Brutsaert ($dQ/dt=-aQ^b$) al fijar el valor de b . REG: Regresión Lineal y ECM: Error Cuadrático Medio.	83
Figura VI.19. Almacenamiento estimado en las 62 cuencas bajo estudio aplicando MARs. A la izquierda se muestra la estimación al aplicar regresión lineal en la gráfica log-log y a la derecha al minimizar el error cuadrático del modelo de Wittenberg a las curvas de recesión extraídas. Se han utilizado los parámetros de la Figura VI.17 y Figura VI.18.	84
Figura VI.20. Comparación entre el almacenamiento medio en mm (izquierda) y tiempo de recesión (derecha) estimados para las 62 series de tiempo. Los parámetros del modelo se han estimado con REG y ECM.	85
Figura VI.21. Separación del gasto base de la estación 09011 “La Junta” en Chihuahua, para el año 1999, aplicando el método UKIH, RDF, FUKIH y Coutagne usando regresión lineal.	85

Figura VI.22. Valores mensuales de precipitación, gasto total y gasto base. El gasto base se ha estimado con 4 metodologías. Se ha utilizado el registro de la estación 09011 “La Junta” en Chihuahua, para el periodo 1960-2008.	86
Figura VI.23. Estimación del índice de gasto base anual IGB para las 62 cuencas bajo estudio utilizando el método UKIH, RDF, FUKIH y Coutagne utilizando regresión lineal. En cada mapa se muestra la frecuencia del IGB al aplicar cada metodología.	87
Figura VI.24. Comparación del IGB utilizando el método de UKIH, RDF, FUKIH y Coutagne con regresión lineal.	87
Figura VI.25. Clasificación hidrológica de las cuencas bajo análisis en función de las clases de la Tabla VI.3. El tamaño del símbolo representa los intervalos del almacenamiento, el símbolo representa los intervalos del tiempo de recesión y el color el rango del índice del gasto base.	90
Figura VI.26. Matriz de correlación entre las propiedades climatológicas (columnas) y fisiográficas (renglones) de las cuencas. Los colores representan el coeficiente de determinación lineal (r^2) y los símbolos representan el coeficiente de correlación de Pearson (ρ).	91
Figura VI.27. Matriz de correlación entre la parametrización del almacenamiento-caudal (renglones) y las características fisiográficas (columnas) de las cuencas. Los colores representan el coeficiente de determinación lineal (r^2) y los símbolos representan el coeficiente de correlación de Pearson (ρ).	92
Figura VI.28. Matriz de correlación entre la parametrización del almacenamiento-caudal (renglones) y las características de la red de drenaje y la geología (columnas) de las cuencas. Los colores representan el coeficiente de determinación lineal (r^2) y los símbolos representan el coeficiente de correlación de Pearson (ρ).	93
Figura VI.29. Matriz de correlación entre la parametrización del almacenamiento-caudal (renglones) y la variabilidad climática anual e intra-anual (columnas) de las cuencas. Los colores representan el coeficiente de determinación lineal (r^2) y los símbolos representan el coeficiente de correlación de Pearson (ρ).	94
Figura VI.30. Correlación entre la parametrización de la relación almacenamiento-caudal estimada con MARs (abscisas) y la estimación con regresión multi-lineal RML (ordenadas). La línea recta indica la relación 1:1.	95
Figura VI.31. Mapas nacionales de la variabilidad intra-anual del clima, A) índice de estacionalidad de la precipitación, B) índice de estacionalidad de la temperatura, C) índice de estacionalidad de la evapotranspiración actual, D) valor absoluto de la correlación mensual entre la precipitación y la temperatura promedio, E) valor absoluto de la correlación mensual entre la precipitación y la evapotranspiración actual y F) valor absoluto de la correlación mensual entre la evapotranspiración actual y la temperatura promedio.	97
Figura VI.32. Mapa nacional de la distribución espacial del comportamiento de descarga. Se han tomado las consideraciones de la Tabla VI.2 para ajustar b . La zona opaca en el mapa corresponde a la región templada para la cual no se contó con información para este análisis.	98
Figura VI.33. Mapa nacional de la distribución espacial del parámetro a de Coutagne para el comportamiento lineal ($b=1$), estimado con RML. La zona opaca en el mapa corresponde a la región templada para la cual no se contó con información para este análisis.	99
Figura VI.34. Mapa nacional de la distribución espacial del parámetro a de Coutagne para el comportamiento no lineal ($b=1.5$), estimado con RML. La zona opaca en el mapa corresponde a la región templada para la cual no se contó con información para este análisis.	99
Figura VI.35. Mapa nacional de la distribución espacial del almacenamiento medio disponible durante la temporada de estiaje, estimado con RML. La zona opaca en el mapa corresponde a la región templada para la cual no se contó con información para este análisis.	100

Figura VI.36. Mapa nacional de la distribución espacial del IGB promedio anual, estimado con RML. La zona opaca en el mapa corresponde a la región templada para la cual no se contó con información para este análisis.	101
Figura VIII.1. Parametrización del comportamiento general de descarga, utilizando REG y ECM. Parte 1/2.....	116
Figura VIII.2. Parametrización del comportamiento general de descarga, utilizando REG y ECM. Parte 2/2.....	117
Figura VIII.3. Simulación de recesiones utilizando las parametrizaciones de Coutagne y Wittenberg. Parte1/2.....	117
Figura VIII.4. Simulación de recesiones utilizando las parametrizaciones de Coutagne y Wittenberg. Parte2/2.....	118
Figura VIII.5. Variables mensuales de gasto total y gasto base (eje izquierdo) contra precipitación y evapotranspiración real (eje derecho). Parte 1/2.	119
Figura VIII.6. Variables mensuales de gasto total y gasto base (eje izquierdo) contra precipitación y evapotranspiración real (eje derecho). Parte 2/2.	120

Índice de Tablas

Tabla V.1. Resumen de los MERs utilizados en el análisis	68
Tabla V.2. Resumen de los MARs utilizados en el análisis.....	69
Tabla V.3. Descripción de las propiedades fisiológicas, geológicas y climatológicas de las cuencas bajo estudio utilizadas para la síntesis hidrológica.	69
Tabla VI.1. Correlaciones (ρ) de $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$ de las estaciones bajo análisis	74
Tabla VI.2. Ajuste de exponente y simplificación de la relación de almacenamiento-caudal.....	82
Tabla VI.3. Rangos para la clasificación hidrológica de cuencas en función de las propiedades del almacenamiento y el gasto base. * propuesto en esta tesis, ** Smakhtin (2001). Estos resultados se basan en la parametrización con el modelo de Coutagne con regresión lineal	89
Tabla VI.4. Ecuaciones de regionalización de los parámetros y características del gasto base usando RML	95
Tabla VI.5. Ecuaciones de regionalización de los parámetros y características del gasto base usando RML (características morfológicas excluidas).....	96
Tabla VII.1. Revisión de estudios relacionados con la regionalización de las Características del Gasto Base (CGB).....	104
Tabla VIII.1. Estaciones hidrométricas localizadas en regiones áridas y semiáridas de México ..	105
Tabla VIII.2. Características geomorfológicas de las cuencas. Área (Km^2), Perímetro (Km), Ancho= $A/2Lc$ (Km), Dd: Densidad de Drenaje= Lc/A (1/Km), Xc: longitud de coordenada centroide de la cuenca, Yc: latitud de coordenada centroide de la cuenca, Elevaciones (msnm), Pendiente media (%)	106
Tabla VIII.3. Propiedades de la red de drenaje y la geología de las cuencas. Or: orden de corrientes máxima; Lc: longitud total de los cauces (Km); Sc: pendiente promedio de los cauces (m/m); Lcp: longitud del cauce principal (Km); p: porosidad (%); logk: logaritmo de permeabilidad (m^2)	108
Tabla VIII.4. Climatología media anual e índices de variabilidad intra-anual del clima por cuenca	109
Tabla VIII.5. Índices de gasto base (BFI) estimados con diferentes metodologías para cada cuenca bajo estudio	111
Tabla VIII.6. Parametrización de la relación almacenamiento-caudal con distintas metodologías	112
Tabla VIII.7. Características de la relación almacenamiento-caudal a partir de la parametrización con la metodología de Coutagne y Wittenberg. El exponente de los modelos se ha ajustado según las condiciones de la Tabla VI.2.....	114

I. RESUMEN

En esta tesis se analiza la respuesta hidrológica en cuencas áridas y semiáridas de México durante la temporada de estiaje por medio de métodos de análisis de curvas de recesión de hidrogramas (MARs), los cuales han sido ampliamente utilizados en distintas partes del mundo para diferentes fines (p.e. Wittenberg, 1999; Aksoy et al., 2001; Dewandel et al., 2003; Wang y Cai, 2010; Aksoy y Bayazit, 2000; Krakauer y Temimi, 2011).

Se utilizaron cuatro metodologías para la extracción de curvas de recesión, denominados en esta tesis como MERs (basadas en previos trabajos de Vogel, Brutsaert, Kirchner, Aksoy y Wittenberg), en combinación con cuatro MARs (basados en los trabajos de Maillet, Cuadrático de Boussinesq, Coutagne y Wittenberg) utilizando distintas metodologías de estimación de parámetros (regresión lineal, envolvente menor, *binning* y error cuadrático medio), con el fin de determinar la combinación de ellas que mejor permita simular el comportamiento de los caudales durante la temporada de estiaje.

Se analizaron 62 cuencas en la región norte de México cuyas estaciones hidrométricas tienen registros diarios durante al menos 20 años. El estudio contempló desde el análisis de sensibilidad de los MERs y MARs, hasta los efectos del ruido causado por errores de medición.

Se evaluaron distintas propiedades fisiográficas, geológicas y climatológicas de las cuencas para determinar aquellas con mayor influencia en la respuesta hidrológica de las cuencas bajo estudio, con el fin de regionalizar la parametrización almacenamiento-caudal para la simulación de curvas de recesión en cuencas no aforadas.

La aportación de agua subterránea a los cauces durante la temporada húmeda se determinó mediante técnicas automáticas para la separación de gasto base, las cuales están basadas en mínimos locales, filtros digitales y la simulación inversa de las curvas de recesión.

Los resultados sugieren que la combinación del MER de Aksoy en combinación con el modelo no lineal de Coutagne, utilizando regresión lineal para la estimación de los parámetros, permite representar adecuadamente el comportamiento general de cuencas en regiones áridas de México.

La parametrización indica que la mayoría de las cuencas presentan un comportamiento lineal en la descarga ($b=1$), no obstante para el caso lineal y no lineal el parámetro de recesión a esta predominantemente asociado con la elevación y la pendiente media de la cuenca, así mismo, la variación intra-anual del clima tiene gran influencia con dicho parámetro.

Por su parte el exponente b y el índice de gasto base muestran mecanismos complicados pero que están relacionados con ciertas propiedades geomorfológicas de las cuencas bajo estudio, mientras que el almacenamiento está directamente relacionado con la precipitación media anual y con la variación intra-anual del clima.

II. INTRODUCCIÓN

Las zonas áridas y semiáridas ocupan aproximadamente el 47% de la superficie terrestre (UNEP, 1997) y se encuentran distribuidas en todos los continentes. El principal factor limitante en zonas de clima árido y semiárido es la disponibilidad de agua, debido a ello es necesario cuantificar con el menor grado de incertidumbre la cantidad disponible de agua en dichas regiones ya que es fundamental para la supervivencia a largo plazo de la flora y fauna, la actividad microbiológica del suelo, la germinación de las semillas y el desarrollo de plantas, que dependen del contenido de agua en el suelo (Fernández, 2003).

Las zonas áridas y semiáridas se caracterizan por presentar precipitaciones medias anuales del orden los 100 a 300 mm y de los 300 a 800 mm (“Food and Agriculture Organization of the United States (FAO),” 2015), respectivamente, escurrimientos superficiales muy irregulares e intermitentes y acuíferos con altos índices de extracción con respecto de su recarga. Estas características dificultan la aplicación directa de los modelos hidrológicos que se han planteado en cuencas con caudal perenne (Fernández, 2003), y a pesar de su importancia, el estudio de las zonas áridas y semiáridas no ha recibido la atención necesaria (Scanlon et al., 1997). Sin embargo, en los últimos años se han realizado grandes esfuerzos por entender la variabilidad hidrológica y los procesos que controlan el flujo subterráneo y superficial (p.e. Puigdefabregas et al. 1998; Nash 1999; Descroix et al. 2005; Aksoy & Wittenberg 2011; Troch et al. 2013).

En una cuenca natural, en temporada de estiaje, el caudal en un río o arroyo está dominado por la aportación de agua proveniente de uno o varios sistemas de agua subterránea. De la lluvia que se precipita parte se infiltra y recarga los acuíferos, elevando el nivel freático, mientras que la lluvia efectiva escurre principalmente a través de las laderas de una cuenca. El escurrimiento producto de la precipitación neta cesa poco después de ocurrido dicho evento, mientras que el agua almacenada en los acuíferos y laderas se exfiltra de manera más lenta hacia los cauces. Esta contribución de agua sub-superficial se refleja en la curva de recesión del hidrograma, la cual muestra una pendiente pronunciada al inicio y se atenúa y prolonga con el tiempo.

La curva de recesión de un hidrograma, o curva de agotamiento, describe la atenuación del almacenamiento de agua, principalmente de los acuíferos, y su análisis permite obtener información acerca de sus características físicas, tales como la conductividad hidráulica y la porosidad (Mendoza *et al*, 2003; Dewandel *et al*, 2003) y de la relación almacenamiento-descarga del acuífero (Tallaksen, 1995; Wittenberg, 1999; Aksoy y Wittenberg, 2011). Según Tallaksen (1995), del análisis de las curvas de recesión se deriva la estimación del almacenamiento, la recarga del acuífero y la separación del gasto base, los cuales son fundamentales para la planeación y el manejo de los recursos hídricos ya que, como indica Brutsaert (2011), los periodos de recesión están relacionados con problemas de abastecimiento de agua en época de estiaje, con el estudio de los caudales mínimos, calidad de agua, y drenaje agrícola, entre otros.

La recesión de los hidrogramas ha sido investigada mediante una variedad de métodos, los cuales involucran el ajuste de un modelo matemático para parametrizar la relación almacenamiento-descarga. Para tal propósito se han establecido distintas técnicas para la extracción de segmentos de curvas de recesión (Brutsaert and Nieber,

1977; Vogel and Kroll, 1992; Kirchner, 2009; Aksoy and Wittenberg, 2011), para la estimación de los parámetros (regresiones, envolvente menor, BINS), así como de modelos matemáticos (p.e. Boussinesq, 1903; Maillet, 1905; Coutagne, 1948; Wittenberg, 1994).

Los resultados que se obtienen con la combinación de metodologías (extracción de recesiones, estimación de parámetros y tipos de modelos) generan grandes variaciones en el ajuste de las curvas de recesión (Stoelzle et al., 2013) y, por lo tanto, en el comportamiento del almacenamiento del acuífero y su descarga hacia un arroyo o río (Stoelzle et al., 2012).

El análisis de las curvas de recesión de hidrogramas se ha utilizado ampliamente en los últimos años para estudiar las tendencias en el almacenamiento de agua subterránea (Brutsaert, 2010, 2008; Sawaske and Freyberg, 2014), evaluación de efectos causados por las actividades antropogénicas en los escurrimientos y la estacionalidad del almacenamiento (Wittenberg, 2003; Wang and Cai, 2010a), estimación de la recarga de agua subterránea (Wittenberg y Sivapalan, 1999), estimación del almacenamiento en acuíferos (Krakauer and Temimi, 2011), estimación de las propiedades hidráulicas de los acuíferos (Mendoza et al., 2003; Welch and Allen, 2014), estimación del espesor promedio de los acuíferos (Dewandel et al., 2003), detección de sequías (Kienzle, 2006; Stoelzle et al., 2012), separación del gasto base (Wittenberg, 1999; Stewart, 2014); estimación de la evapotranspiración en una cuenca (Kirchner, 2009; Palmroth et al., 2010) y desertificación (Brutsaert, 2012). Por lo anterior, el análisis de recesión de hidrogramas representa una herramienta práctica para diversos estudios hidrológicos y ecológicos.

Diversos trabajos se han realizado para determinar aquellas propiedades que tienen mayor influencia sobre el caudal, especialmente en las propiedades del gasto base. Por ejemplo, Wolock y McCabe (1999) encontraron que la correlación mensual entre la precipitación y la temperatura tiene influencia en la distribución espacial de caudales medios anuales ya que de ello depende la disponibilidad y la demanda de agua. Así mismo, van Dijk (2010) realizó un estudio en 183 cuencas con clima templado y tropical en Australia para determinar la variabilidad espacial del índice de gasto base (IGB, definido como la proporción del gasto base con respecto del escurrimiento total anual) y el parámetro del modelo de curvas de recesión de Maillet. Dicho autor encontró que la climatología tenía mayor influencia en la respuesta del gasto base de una cuenca en comparación con sus propiedades fisiográficas y geomorfológicas.

Resultados similares fueron obtenidos por Peña-Arancibia et al. (2010), quienes evaluaron la variabilidad espacial del parámetro de recesiones del modelo de Maillet en 167 cuencas distribuidas en diferentes regiones tropicales del mundo. Por su parte, Beck et al. (2013) realizaron un estudio global para la estimación del IGB y el parámetro de un modelo lineal para la simulación de curvas de recesión alrededor del mundo, dicho estudio determinó mediante una regresión multi-lineal, que las principales propiedades que definen la aportación de agua subterránea desde acuíferos someros a los cauces son la evapotranspiración potencial media anual, el espesor de la capa de nieve y la densidad de cuerpos de aguas superficiales (relación de la superficie de lagos con respecto del área total de la cuenca).

Por otro lado, al aplicar redes neuronales, se encontró que la climatología influye fuertemente en la variabilidad del parámetro de recesión del modelo matemático.

Otros estudios realizados en distintos tipos de climas han determinado que la densidad del drenaje, la evaporación potencial, la precipitación y el tipo y uso del suelo

son factores que influyen fuertemente en la distribución espacial del gasto base, principalmente en regiones con clima templado y subtropical.

Por otra parte, Mwakalila et al. (2002) analizaron 15 cuencas en la región semiárida de Tanzania, y encontraron que el índice de aridez ($IA = \text{Precipitación} / \text{Evapotranspiración potencial}$) y la permeabilidad son determinantes para la estimación del índice de gasto base; mientras que Santhi et al. (2008) analizaron aproximadamente 8 000 estaciones en climas semiáridos, templados y subtropicales en Estados Unidos, y encontraron que propiedades como el contenido de arena (obtenido a partir de un producto satelital) y la elevación de la cuenca eran determinantes en la distribución espacial del índice de gasto base. Sin embargo, son pocos los estudios enfocados exclusivamente en regiones áridas y semiáridas (p.e. Mwakalila et al., 2002; Aksoy and Wittenberg, 2011).

II.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El estudio de las curvas de recesión de hidrogramas es un aspecto relevante en la hidrología, ya que contiene información importante sobre el comportamiento de las variables involucradas en el balance hídrico de una cuenca durante la temporada de estiaje. La recesión de un hidrograma está directamente relacionada con la intensidad de la lluvia, los almacenamientos en acuíferos, presas y lagos y el escurrimiento directo en las corrientes superficiales. Actualmente, existen diferentes modelos matemáticos que permiten simular tal comportamiento hidrológico, pero como se comentó previamente diversos estudios han mostrado que la aplicación de cada modelo genera respuestas diferentes. En este trabajo de tesis se utiliza una combinación de las metodologías más citadas en la literatura a fin de determinar la curva de recesión en zonas áridas y semiáridas de México con un mayor grado de confiabilidad. De esta manera, será posible identificar los principales factores que influyen en el comportamiento de cuencas localizadas en este tipo de climas.

Las preguntas de investigación que motivan este trabajo de tesis son:

¿Qué combinación de metodologías (extracción de recesiones, modelo matemático y técnica de estimación de parámetros) permite describir la descarga de agua subterránea a los cauces de cuencas con caudal intermitente?

¿Qué características fisiográficas, geológicas o climatológicas de las cuencas tienen mayor influencia en la relación almacenamiento-caudal?

II.2. OBJETIVOS

- Identificar la combinación de metodologías que permiten simular de manera más confiable la descarga de agua subterránea al cauce en cuencas áridas y semiáridas de México.
- Caracterizar las curvas de recesión en ríos intermitentes de México para evaluar la relación que existe entre el almacenamiento de agua subterránea y el caudal.

- Caracterizar las cuencas de regiones áridas en México a partir de los parámetros de los modelos que definen su descarga de agua subterránea.
- Identificar patrones espaciales que determinen el comportamiento de las curvas de recesión de los hidrogramas de las cuencas bajo estudio.

II.3. JUSTIFICACIÓN Y ALCANCES

El agua es un recurso finito y vulnerable, esencial para la existencia de la vida humana, su desarrollo y el medio ambiente. Muchos de los retos económicos y sociales más importantes involucran al agua, dado que ésta es central para el crecimiento económico, la salud y el bienestar social de todas las naciones, empresas y hogares (Pedrozo-Acuña, 2013). Sin embargo, el crecimiento poblacional genera un incremento en las actividades agrícolas e industriales, que a su vez ejercen una sobrepresión en los recursos hídricos del planeta. Esta presión tiene dos componentes principales: el suministro es insuficiente para satisfacer la demanda y la calidad del agua se está deteriorando, lo que hace que el agua disponible no sea útil para muchos propósitos.

En las décadas por venir, la calidad del agua continuará deteriorándose y los problemas y retos asociados al uso sustentable de este recurso, se multiplicarán. Evidentemente, esto aumentará la demanda de agua de buena calidad para todos los usos. El problema de la seguridad hídrica está asociado con la disponibilidad del agua en calidad y cantidad suficiente para soportar la vida, la seguridad nacional, la salud y los servicios ecológicos de los ecosistemas.

Debido a la importancia del recurso hídrico durante periodos de estiaje, principalmente en regiones con poca disponibilidad de agua, es necesaria la aplicación de metodologías que nos permitan reproducir la respuesta hidrológica de una cuenca, de esta manera se podrá dotar a las autoridades encargadas de herramientas que permitan una mejor gestión de los recursos hídricos del país. Esta tesis contribuye en este sentido, por medio del estudio de los caudales mínimos en regiones áridas y semiáridas de México, a través del análisis de recesiones de hidrogramas y la separación del gasto base.

A nivel global, 40% de la superficie terrestre presenta condiciones de aridez, bajo condiciones de un clima cambiante y conforme la escasez del agua se intensifique, con muchas de las cuencas aproximándose a una sobre explotación de sus acuíferos, el uso de estas metodologías en cuencas áridas será un tema de gran trascendencia.

La finalidad de esta tesis consiste en establecer los criterios para un análisis de curvas de recesión en zonas áridas de México, con el propósito de estudiar la relación que existe entre los acuíferos someros y el cauce en cuencas con caudal intermitente.

Con base en el comportamiento en ciertos puntos de las cuencas estudiadas, se regionaliza la relación almacenamiento-caudal para generar mapas de los parámetros de los modelos en las regiones áridas y semiáridas de México, tales mapas son útiles para distintos propósitos, entre ellos, la aplicación de modelos hidrológicos en cuencas no aforadas.

III. ZONA DE ESTUDIO

Se menciona el procedimiento realizado en esta tesis para la selección de la información hidrométrica, la recopilación de información climatológica, la determinación de las propiedades de las cuencas, así como la descripción de la zona de estudio.

III.1. DESCRIPCIÓN DE LA BASE DE DATOS Y LAS CUENCAS HIDROGRÁFICAS

III.1.1. Información hidrométrica

La base de gastos medios diarios fue obtenida del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS) de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). Para el análisis de las curvas de recesión de los hidrogramas se seleccionaron aquellas estaciones con un registro mínimo de 20 años con caudal poco regulado, localizadas en regiones áridas y semiáridas de México (definidas a partir la relación entre la precipitación y la evapotranspiración potencial menor o igual a 0.75, según la clasificación de “Food and Agriculture Organization of the United States (FAO),” 2015). Se identificaron 58 estaciones con esas características distribuidas en 13 estados del norte y 4 estaciones localizadas en el estado de Oaxaca (Figura III.1). Las características de las estaciones utilizadas en este trabajo se muestran en los Anexos.

III.1.2. Variables climatológicas

La base de datos de precipitaciones y temperaturas utilizada en este trabajo fue obtenida a partir de la malla regular de 1/8 de grado desarrollada por Zhu y Lettenmaier (2007) y Muñoz-Arriola et al. (2009) para el periodo de 1960-2000. Los datos utilizados para generar la malla se basaron en los registros de las estaciones del país que miden las variables climatológicas diarias a partir de las 8:00 a.m.

La base de datos es utilizada por el Climate Computing Project (CLICOM) del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) para generar mapas de variables climatológicas y está disponible al público. La base de datos de la evapotranspiración real (suma de la evaporación del suelo, transpiración de la vegetación y evaporación de agua interceptada por el dosel) fue obtenida del producto Global Land Data Assimilation System (GLDAS-2), presentada por Hualan y Hiroko (2013).

La malla de evapotranspiración tiene una resolución espacial de 1/4 de grado y se encuentra a una escala mensual, la cual abarca el periodo de 1948-2010. El GLDAS es un producto que combina la información satelital y estaciones en tierra, usando modelos

avanzados y técnicas de asimilación. En esta tesis, la malla del CLICOM y la del GLDAS fueron utilizadas para obtener la precipitación, temperatura y evapotranspiración promedio en las cuencas a una escala mensual y anual. Las variables climatológicas por cuenca se pueden consultar en los Anexos.

III.1.3. Descripción de las cuencas hidrográficas

El presente estudio se enfoca en regiones áridas y semiáridas de México y el comportamiento hidrológico es analizado a la escala de cuencas. Para delimitar el área de las cuencas se utilizó un Modelo Continuo de Elevación Digital versión tres (CEM V3) proporcionado por INEGI, con una resolución espacial de 30 m y se utilizó un Sistema de Información Geográfica (SIG) para su procesamiento.

Para cada cuenca se obtuvieron distintas propiedades geomorfológicas: área, perímetro, coordenadas del centroide; elevación máxima, mínima y media; pendiente media, ancho, orden máximo de corriente, longitud y pendiente de todos los cauces; así como las propiedades de la red fluvial: densidad de drenaje, longitud y pendiente del cauce principal. La elevación y pendiente medias de la cuenca se obtuvieron mediante las herramientas estadísticas del SIG; el ancho de las cuencas se obtuvo con la relación $B=A/(2L)$, mientras que la pendiente del cauce principal se obtuvo con la ecuación de Taylor y Schwarz.

Las cuencas de estudio abarcan una superficie total aproximada de 290 000 km² (Figura III.1) y el rango de sus elevaciones se encuentra desde los 200 a los 2300 msnm. Los ríos aforados presentan distintos grados de intermitencia que pueden llegar a representar hasta la mitad del registro en algunos casos. Las cuencas de estudio reciben una precipitación media anual que puede variar desde los 250 hasta los 1 250 mm, dependiendo de su ubicación.

La extracción promedio anual de agua subterránea en algunos acuíferos de la región semiárida puede llegar a ser hasta 4 veces mayor que la recarga media anual. El uso de suelo para la región árida y semiárida de México está dedicado, en su mayoría, a pastizales y agricultura de temporal, con áreas con poca o sin vegetación y zonas urbanas en menor proporción.

Las cuencas se encuentran sobre formaciones geológicas con diferentes propiedades, tales como formaciones volcánicas de permeabilidad baja a media, depósitos aluviales y lacustres de permeabilidad media a alta, rocas sedimentarias de permeabilidad baja, areniscas y conglomerados de permeabilidad media a alta, entre otros.

La geología de las cuencas se obtuvo a partir de un mapa global de permeabilidad y porosidad elaborado por Gleeson et al. (2011). El mapa de geología es el resultado de la combinación de mapas de litología subsuperficial y de permeabilidades medias correspondientes de cada litología y cuenta con una resolución espacial de 9 km.

En la Figura III.2 se muestran las propiedades geológicas de las cuencas bajo estudio, así como su elevación y la frecuencia del área de las cuencas en escala logarítmica.

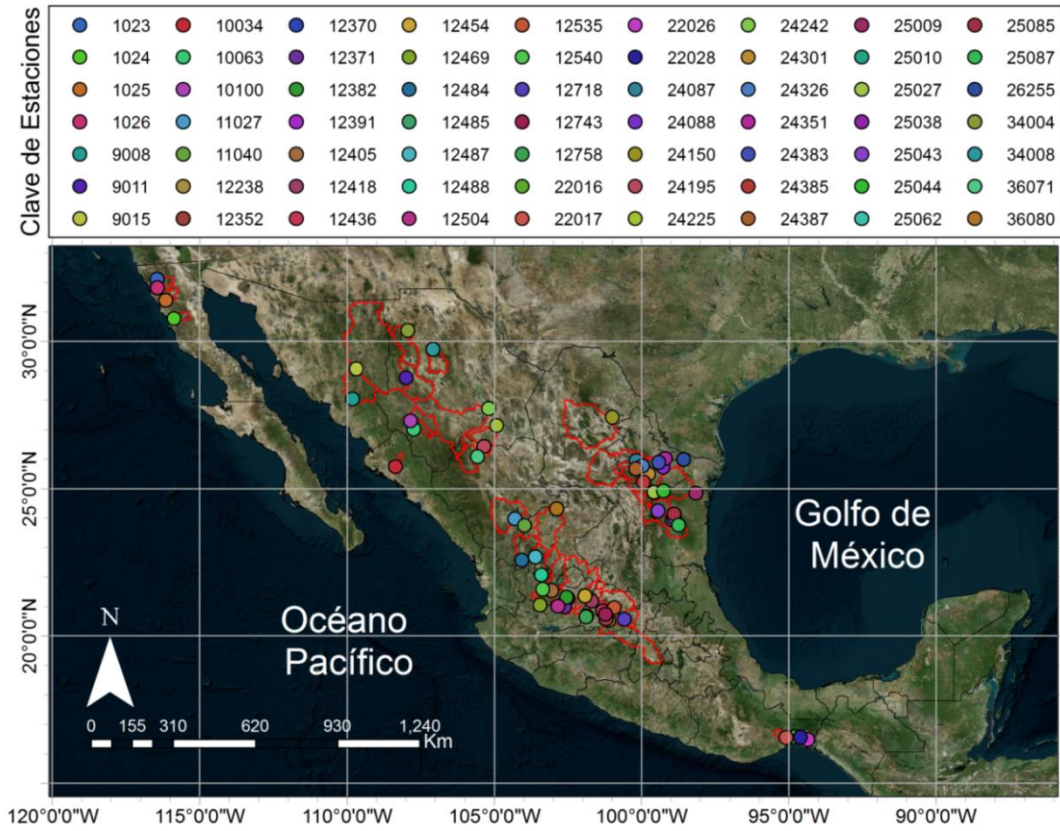


Figura III.1. Ubicación de estaciones de aforo y sus cuencas de drenado (polígonos rojos).

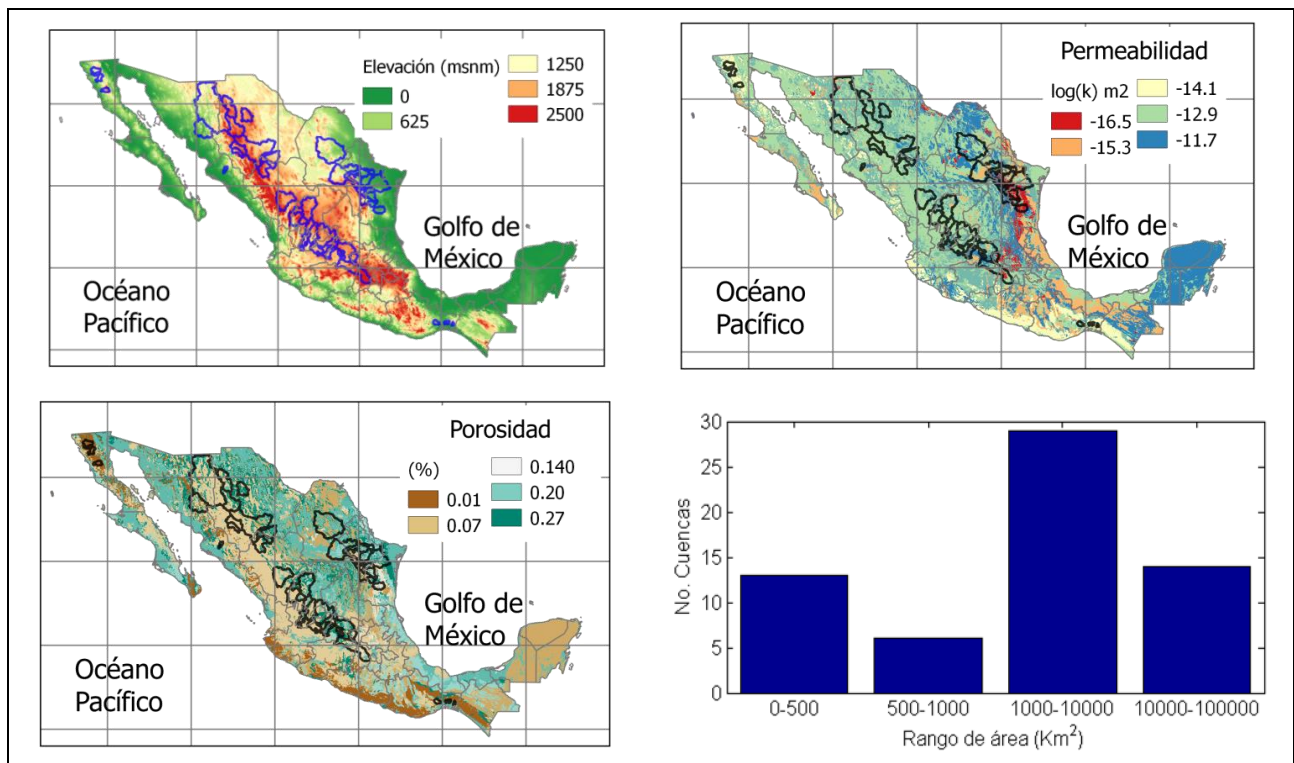


Figura III.2. Características de las cuencas en estudio. Se muestra el mapa de elevaciones (izquierda superior), el mapa de la permeabilidad superficial del suelo en escala logarítmica (derecha superior), el mapa de la porosidad del suelo (izquierda inferior) y la frecuencia del área de las cuencas (derecha inferior).

III.1.3.1 Herramientas para el análisis

Para verificar los datos hidrométricos y para la aplicación de la metodología planteada en esta tesis se elaboró una interfaz gráfica en Matlab (Figura III.3). El programa permite la lectura de la base de datos del BANDAS y CLICOM para facilitar su revisión, además obtiene características estadísticas de las series de datos.

Los modelos para la extracción de recesiones, técnicas de estimación de parámetros, ecuaciones matemáticas para la simulación de recesiones así como los diferentes métodos para la separación del gasto base fueron incluidos.

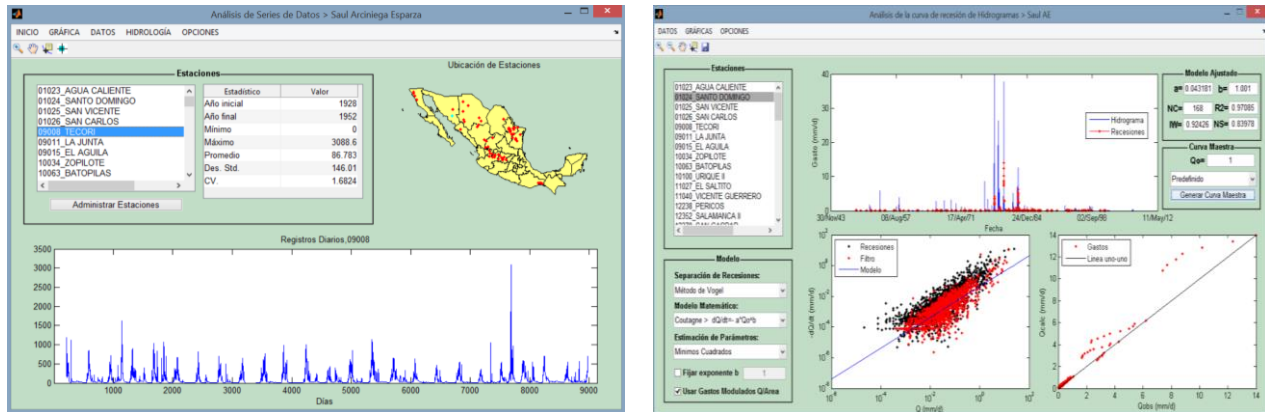


Figura III.3. Interfaz gráfica diseñada en Matlab para el manejo de la información y aplicación de los modelo utilizados.

III.2. REGIONES ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS DE MÉXICO

III.2.1. Climatología de regiones áridas y semiáridas en México

Por su ubicación geográfica y topografía, México cuenta con una gran variación climática: la parte sur del país se encuentra en una zona intertropical, mientras que el norte se ubica en una zona árida-semiárida.

En la Figura III.4 se presentan los mapas de la variación espacial de la climatología media anual en México para el periodo de 1960-2008. En la región noroeste del país la precipitación media anual se estima dentro de los 500 mm; en la región central oscila dentro de los 500 a 1 000 mm y en la región sureste se pueden presentar valores de precipitación por arriba de los 2 000 mm al año (Figura III.4-A). La temperatura promedio varía principalmente con respecto de la elevación del terreno: las temperaturas promedio mínimas se presentan en la región del altiplano en el orden de los 0 a los 17 °C, mientras que las temperaturas promedio máximas en las costas se encuentran en el orden de los 17 a los 30 °C (Figura III.4-B). Por su parte, la evapotranspiración sigue un patrón similar a la precipitación, donde las tasas de evaporación más altas se presentan en el sureste, en un rango de 800 a 1400 mm, y las más bajas en el noroeste, entre los 50 y 400 mm (Figura III.4-C).

La precipitación promedio anual para toda la República en el periodo de 1960 a 2008 se estimó en aproximadamente 850 mm, la temperatura promedio anual en 21.2 °C, mientras que la evaporación real es de 630 mm. De esta manera, se estima que del agua que se precipita, en promedio, el 75 % se evapotranspira, cerca del 22% escurre por los ríos y el 3% se infiltra al subsuelo (SEMARNAT, 2011). En este mismo periodo, la precipitación media anual osciló entre los 730 y los 1 000 mm con una desviación estándar de 60.6 mm, la evapotranspiración osciló dentro de los 580 y 700 mm con una desviación estándar de 29.8 mm, mientras que la temperatura promedio se encuentra en el orden de los 20.6 a los 21.9 °C con una desviación estándar de 0.3 °C.

La distribución espacial de la lluvia propicia la existencia de regiones susceptibles al déficit de agua: la zona más húmeda de México, ubicada al sureste, percibe más de 11 veces de lluvia que la región más seca, localizada en el noroeste, tal como se observa en la Figura III.5. Así mismo, se aprecia que existe una diferencia significativa en la cantidad de precipitación que se evapora (P/E), la cual se incrementa hacia el sureste y disminuye hacia el noreste (Figura III.4-D).

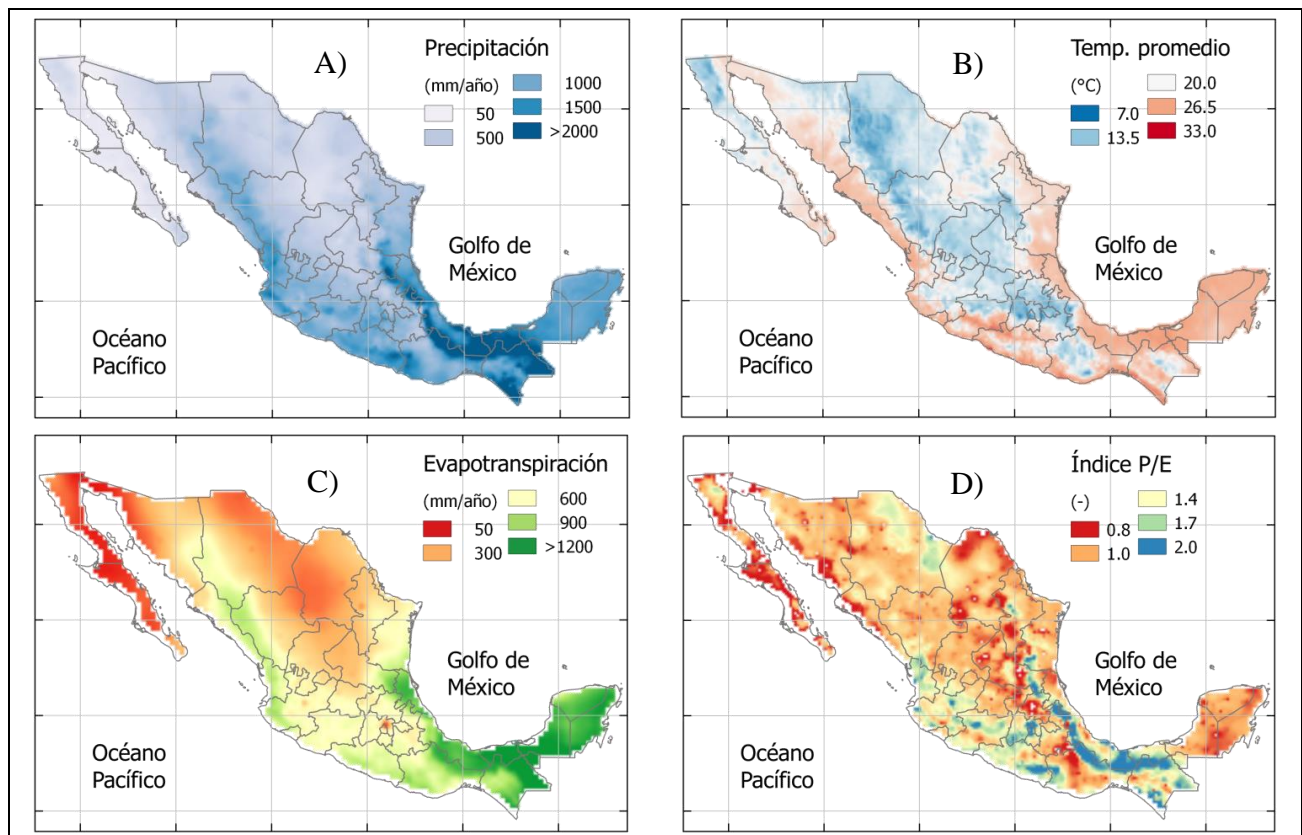


Figura III.4. Mapas de las variables climatológicas de México para el periodo 1960-2008: A) precipitación media anual, B) temperatura promedio anual, C) evapotranspiración real media anual y D) coeficiente de la precipitación contra la evapotranspiración real.

En la Figura III.6 se observa la variación mensual latitudinal y longitudinal de la climatología en México. Se aprecia que los valores máximos de las variables climatológicas (precipitación, temperatura y evapotranspiración) se presentan durante los meses de junio a noviembre y estos valores se intensifican hacia el sur de la República.

Se observa que la región sur del país (latitud 15 a 20 °) recibe grandes cantidades de lluvia durante casi todo el año (rango de colores amarillo-rojo), mientras que en la región norte la precipitación es escasa (color azul oscuro), incluso durante los meses lluviosos. La temperatura promedio muestra mayor variación durante el año en la región norte, con temperaturas que van desde los 7 hasta los 28 grados, mientras que en la región sur se presentan menor variación mensual con temperaturas que tienden a sobrepasar los 24 grados centígrados. Por su parte, la evapotranspiración real muestra similitudes con respecto de la distribución espacial y temporal de la precipitación.

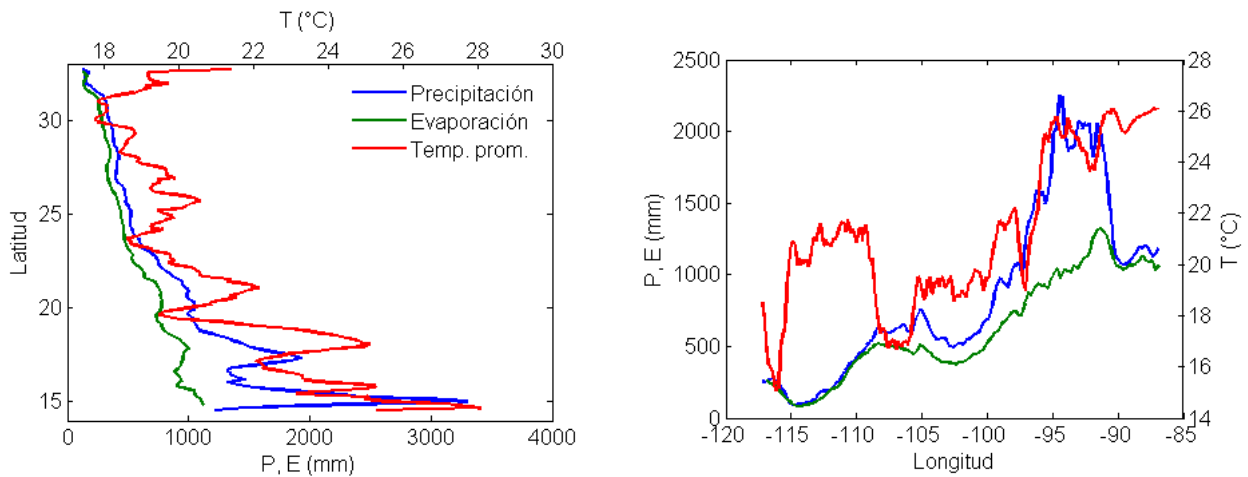


Figura III.5. Variación latitudinal (izquierda) y longitudinal (longitud) de la climatología media anual en México (precipitación, evapotranspiración, y temperatura) para el periodo de 1960-2008.

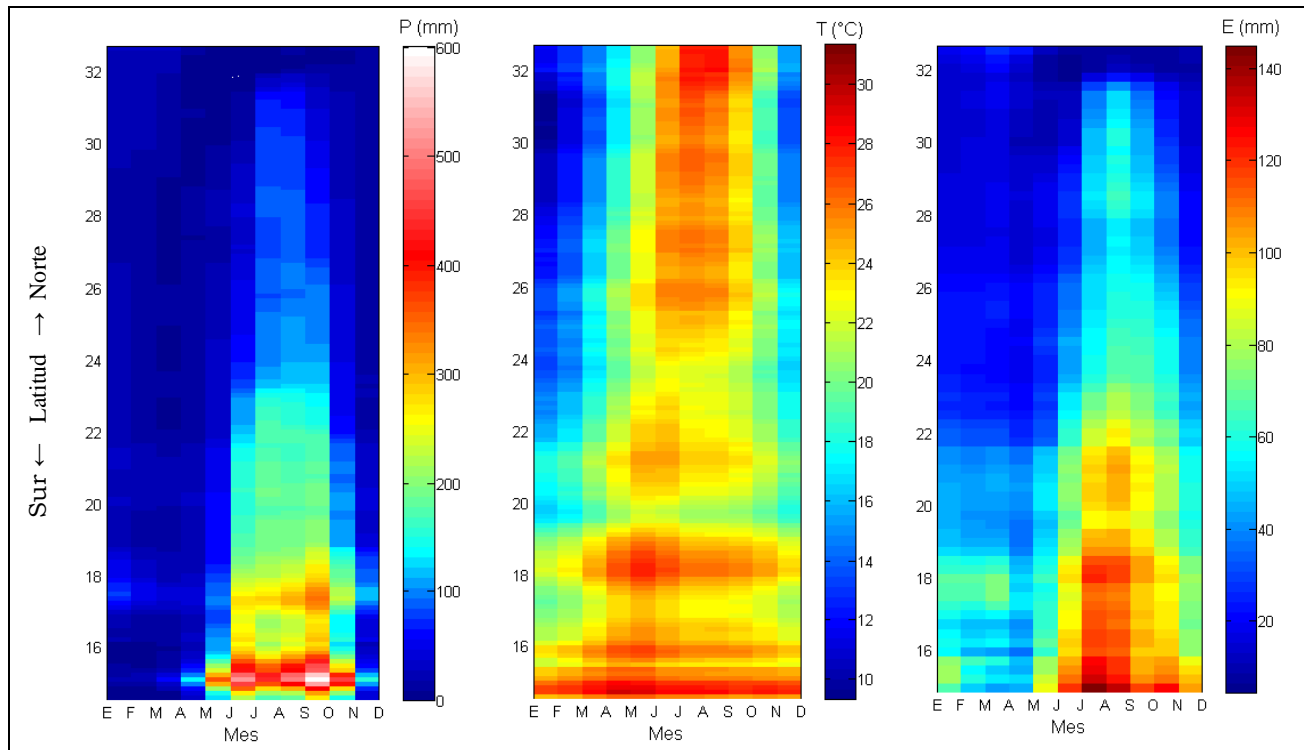


Figura III.6. Variación longitudinal y latitudinal de la climatología promedio mensual en México para el periodo de 1960-2008: precipitación, temperatura promedio y evapotranspiración real, respectivamente.

En México, tal como se observa en la Figura III.7, la temporada de mayor precipitación se presenta en el periodo de junio a septiembre, en la cual representa el 74 % de la precipitación media anual (excepto en la península de Baja California donde se presenta principalmente en invierno, tal como se observa en la Figura III.6 para la latitud 32 grados). Mientras que en los meses de noviembre a mayo se presenta la temporada seca o de estiaje, que es cuando los caudales alcanzan sus niveles mínimos debido a la falta de precipitación y a las altas tasas de evapotranspiración (debidas principalmente por la evaporación de la humedad del suelo y el agua aprovechada por la vegetación).

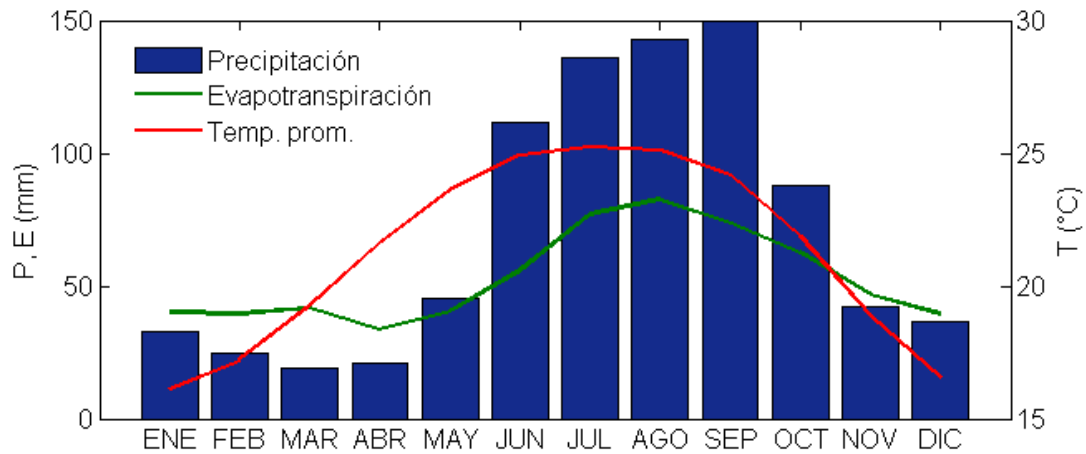


Figura III.7. Variación mensual de la climatología en México en el periodo de 1960-2008.

Las condiciones climatológicas en la región norte del país generan un clima árido. Aproximadamente la mitad norte del territorio nacional se considera árido o semiárido (Figura III.8) con una precipitación media anual menor a 600 mm y una relación E/P aproximadamente del 86 %, mientras que el sureste es húmedo con precipitaciones que superan los 2 000 mm por año y presenta una relación E/P en promedio del 70 %.

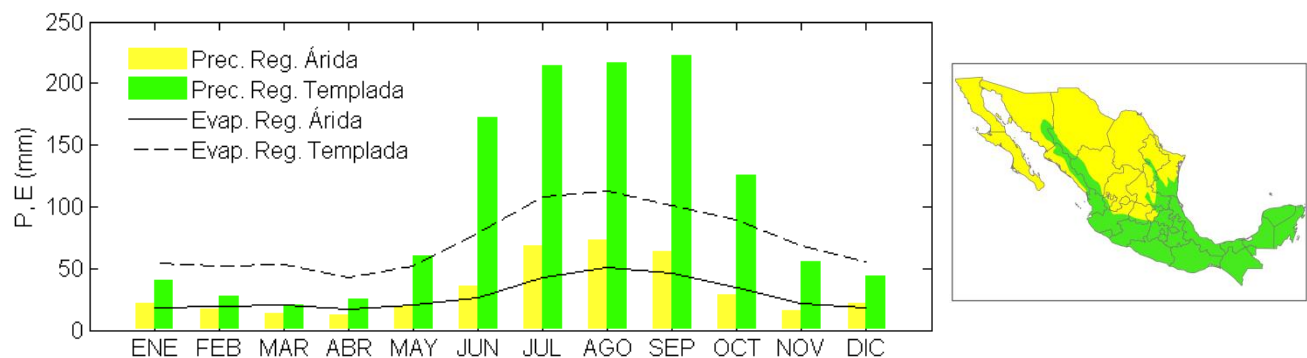


Figura III.8. Variación mensual de la precipitación y la evapotranspiración real en regiones áridas-semiáridas y templadas de México.

Como se observa en la Figura III.8, la relación mensual de la lluvia en la región árida y semiárida (color amarillo) representa en promedio un tercio de la precipitación

promedio anual que se presenta en la región tropical (color verde). En la región templada, la precipitación durante el estiaje es de aproximadamente 400 mm y corresponde al 41 % de la lluvia con respecto a la temporada húmeda del año, mientras que en la región árida-semiárida la precipitación durante la temporada de estiaje es de 120 mm y corresponde al 44 % de la lluvia que se presenta en la temporada húmeda. Por su parte, en regiones áridas y semiáridas, la evaporación durante los meses secos es en promedio 20 % mayor que la precipitación, mientras que en regiones templadas la evaporación es en promedio 40 % mayor que la precipitación durante ese periodo. Por otro lado, durante los meses húmedos, en regiones templadas, la evapotranspiración equivale al 50 % de la precipitación, mientras que en regiones áridas y semiáridas la relación E/P equivale al 75 %.

III.2.2. Características del caudal en las regiones áridas y semiáridas

La heterogeneidad del suelo y del clima, la no linealidad de los procesos (escurrimiento, infiltración y erosión) y el aumento de la escala espacial considerada (incremento de la heterogeneidad de las variables antes mencionadas) complican el estudio del comportamiento hidrológico (p.e. Kim, 1995; Aaron and Raz-Yassif, 2004; Lesschen et al., 2014).

Estudios realizados por Puigdefabregas et al. (1998) muestran que los suelos de regiones áridas y semiáridas presentan poca conectividad hidrológica, lo que incrementa la heterogeneidad espacial en la distribución del flujo de agua en laderas y genera una lenta transferencia de agua de las laderas al cauce de un río. Así mismo, los suelos de las zonas áridas y semiáridas suelen tener bajas permeabilidades a causa de la presencia de capas constituidas por carbonatos (Fernández, 2003). La textura de la capa superficial condiciona el movimiento de agua en la zona no saturada, de tal manera que la presencia de suelos finos favorece el almacenamiento y la retención de agua, mientras que los suelos gruesos favorecen la infiltración del agua hacia zonas más profundas. Mientras que el contenido de materia orgánica disminuye generalmente con la aridez, lo que trae como consecuencia la disminución de la infiltración, esto se debe en parte a que la falta de cobertura vegetal hace más vulnerable al suelo a los impactos por gotas de lluvia, lo que propicia el arrastre de partículas a través de los poros del suelo, haciéndolo más denso, con una mayor dureza y menor capacidad de absorción (Fernández, 2003).

Las aguas subterráneas en las zonas áridas y semiáridas se distribuyen de forma irregular y, en general, el nivel freático se encuentra a grandes profundidades (Scanlon et al., 1997), este tipo de acuíferos almacenan agua generada hace miles de años la cual es considerada como un recurso no renovable. A su vez, sólo una pequeña parte del agua subterránea entra a formar parte en el ciclo hidrológico y en algunos casos produce recargas a nivel local (Fernández, 2003). Por su parte, estudios hechos a nivel regional han permitido establecer que a través del cambio en el régimen de cultivos de una zona árida, es posible prevenir la erosión del suelo, incrementar el almacenamiento y por tanto modificar el balance hídrico (Fairless, 2007). Así mismo, Troch et al. (2013) sugieren que en suelos desérticos, la vegetación puede modificar el almacenamiento de agua subsuperficial.

En la zona norte de México se localiza el 54 % de las tierras cultivables, sin embargo, reciben menos de un tercio de la precipitación media anual en comparación con la región sur. Por otra parte, las actividades humanas en la región árida del país (como el

sobrepastoreo, el desmonte, pisoteo del ganado, deforestación, entre otros) han causado una degradación del suelo y la vegetación, modificando las siguientes características hidrodinámicas del escurrimiento (Descroix et al., 2005): reducción de la capacidad de absorción de agua en los suelos, disminución de la retención total del agua en las cuencas, incremento del escurrimiento directo, aumento del gasto pico, disminución del gasto base y reducción en la recarga de los acuíferos, lo que propicia un menor caudal en las cuencas para garantizar el abastecimiento durante la temporada de estiaje.

Durante los meses de diciembre a mayo, la poca precipitación y las altas tasas de evapotranspiración, principalmente en regiones áridas y semiáridas, dan lugar a caudales de poca magnitud pero de gran importancia para los ecosistemas ribereños y las actividades humanas. Los caudales mínimos están asociados a la disminución del nivel en los cauces (Figura III.9) que trae consigo problemas de disponibilidad de agua para el sector agrícola, ganadero, comercial, para el consumo humano, así como para el estado óptimo del ecosistema.

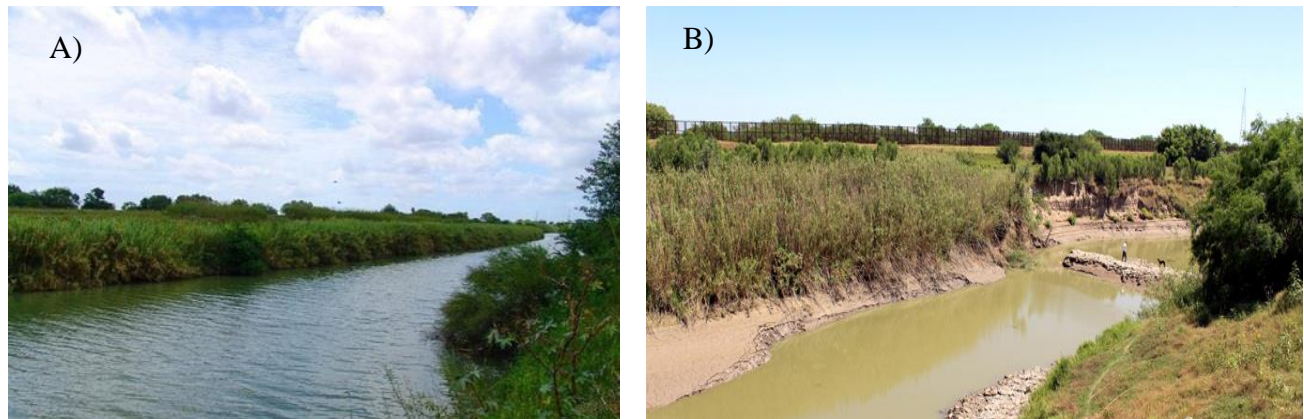


Figura III.9. Río Bravo A) durante la temporada húmeda y B) durante la temporada de estiaje.

En la Figura III.10 se muestra el comportamiento mensual del escurrimiento y el gasto base en diferentes cuencas de México con diferente régimen hidrológico y distintas características geomorfológicas y climatológicas. Como se puede apreciar, existe una reducción significativa del caudal durante los meses de poca precipitación, donde el volumen de escurrimiento puede llegar a ser varios órdenes de magnitud menor del que se presenta durante la temporada de lluvias. Se observa que en la región sureste (estaciones 18277 “San Andrés” y 30042 “Salto de Agua”), donde la precipitación y la recarga de acuíferos alcanzan los valores máximos en el país, el gasto base representa aproximadamente la mitad del volumen total del escurrimiento medio anual ($IGB \approx 0.5$). Mientras que en cuencas con régimen intermitente (estaciones 09008 “Tecori” y 25062 “Padilla II”) la aportación de agua subterránea al caudal de los ríos representa un porcentaje menor al 0.4, según el IGB. Tal como menciona Wittenberg (2003), el agua que se exfiltra de los acuíferos someros (gasto base) suele representar la mayor cantidad de volumen total del flujo en muchos cauces durante las temporadas de lluvias y de estiaje, pero como se observa en esta gráfica, en cuencas áridas y semiáridas, la proporción del gasto base es menor.

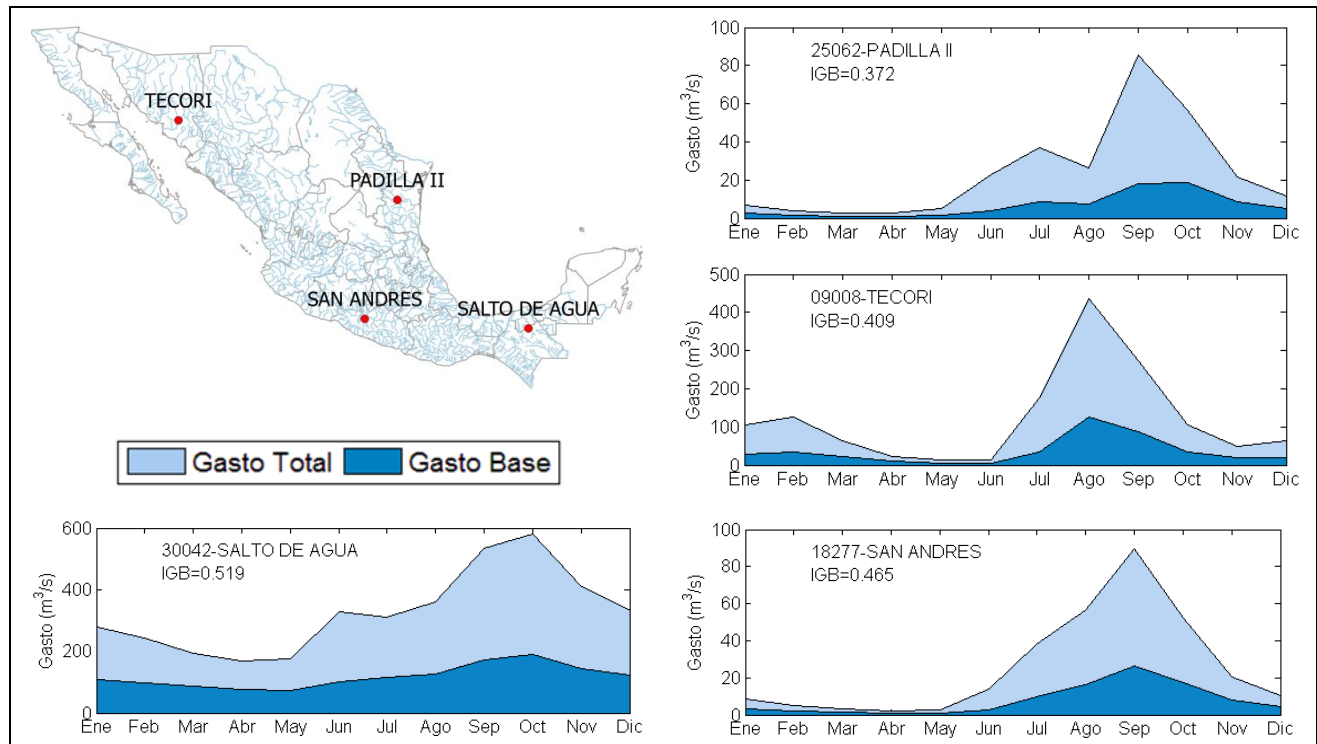


Figura III.10. Comparación del régimen hidrológico de cauces en cuencas con diferentes características geomorfológicas y climatológicas. Se utilizó el filtro RDF para la separación del gasto base.

IV. MARCO TEÓRICO

En este capítulo se exponen los conceptos básicos relacionados con el origen de la descarga de agua subterránea desde los acuíferos y su interacción con el agua superficial, los cuerpos geológicos, y las ecuaciones para la simulación de la recesión del hidrograma y del gasto base.

IV.1. INTERACCIÓN ENTRE AGUA SUPERFICIAL Y SUBTERRÁNEA

Las aguas subterráneas no están aisladas, interactúan frecuentemente con las aguas superficiales y son una componente fundamental del ciclo hidrológico.

IV.1.1. Ciclo Hidrológico

El ciclo hidrológico se refiere al almacenamiento y flujo de agua entre los distintos depósitos de la hidrósfera (Figura IV.1). Los principales depósitos de agua en el planeta son: la atmósfera, océanos, lagos, ríos, glaciares y suelo. El agua fluye de un depósito a otro por medio de diversos procesos hidrológicos, tales como la evaporación, condensación, precipitación, escurrimiento, infiltración, sublimación, transpiración, derretimiento de nieve y glaciares, flujo sub-superficial y subterráneo.

Se considera que el ciclo hidrológico comienza con la evaporación del agua desde la superficie de los océanos, lagos y en los continentes por efecto de la radiación solar, contenido de humedad del suelo, velocidad del viento y humedad relativa o déficit de presión de vapor. La evaporación es la componente que contribuye en mayor medida a la transferencia de agua de la superficie terrestre hacia la atmósfera, mientras que las plantas aportan agua por medio de la transpiración y en menor medida se presenta el fenómeno de sublimación que ocurre en la superficie de los glaciares.

El agua en forma de vapor se condensa formando rocío, niebla o nubes. Cuando el aire se enfría o cuando la cantidad de vapor en el aire se incrementa hasta el punto de saturación se acelera el proceso de condensación.

La precipitación ocurre cuando las partículas de agua en diferentes estados (líquido, granizo o nieve) cae de la atmósfera y alcanza la superficie terrestre. Existen dos subprocesos que causan la precipitación desde las nubes: fusión y cristales de hielo. Cuando las gotas alcanzan un tamaño crítico caen debido a su propio peso, estas dejan una estela turbulenta detrás que permite a gotas más pequeñas caer y unirse con la gota principal. El segundo subproceso ocurre cuando se producen temperaturas de congelación en las nubes y se generan cristales de hielo, estos crecen cuando se adhieren gotas de agua hasta un tamaño crítico y caen a la superficie. Cuando las precipitaciones son pequeñas y poco frecuentes un alto porcentaje de ellas es regresado a la atmósfera

por evaporación. Una vez que el agua alcanza la superficie terrestre se puede dispersar de varias maneras: intercepción, evaporación, escurrimiento, infiltración o percolación.

La intercepción se refiere a la retención de la precipitación por la cobertura vegetal. El follaje o dosel de la vegetación puede retener una cierta lámina de precipitación en su superficie, y dicha capa de agua está expuesta a la evaporación. El agua dentro de las plantas es transferida a la atmósfera como vapor y sólo una pequeña porción del agua absorbida es retenida por las plantas. Por otro lado, la vegetación retarda la evaporación del suelo ya que genera sombra, reduce la velocidad del viento y al estar expuesta a la radiación solar, la vegetación libera vapor que reduce la cantidad de evaporación directa sobre el suelo.

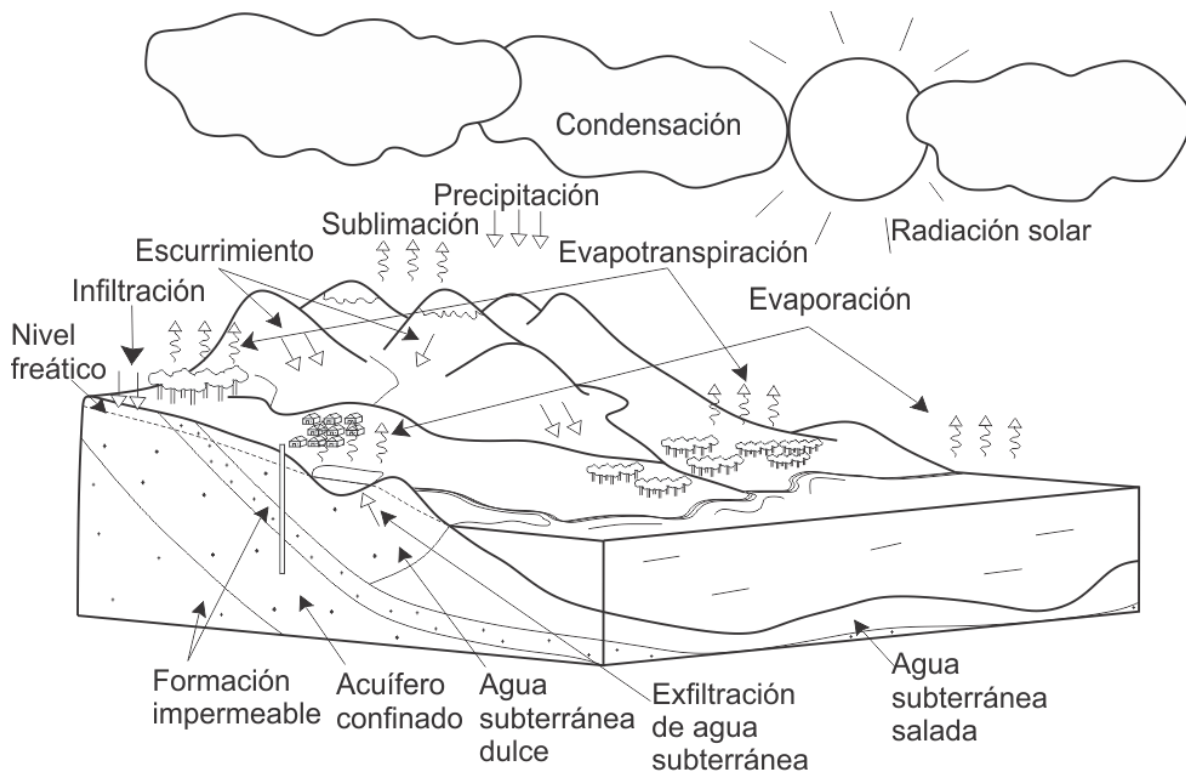


Figura IV.1. Etapas del Ciclo Hidrológico.

La infiltración involucra el movimiento del agua a través de la zona límite donde interactúa la atmósfera con el suelo. La tasa de infiltración depende de la saturación de agua en la superficie del suelo por el impacto de las gotas, la textura y estructura del suelo, el contenido de humedad inicial y la heterogeneidad del suelo. El agua que no es retenida en la zona no saturada en ocasiones puede llegar hasta la zona saturada y pasa a ser agua subterránea que recarga los acuíferos, elevando el nivel freático. A este proceso se le conoce como percolación y se refiere al movimiento del agua a través de los estratos del suelo por efecto de fuerzas gravitatorias.

El agua que no es retenida, infiltrada o evaporada fluye cuesta abajo por las laderas del terreno hacia los cauces y se conoce como escurrimiento superficial mientras que el

flujo sub-superficial es aquel que fluye de manera paralela al superficial pero a una profundidad somera. El flujo que contribuye al caudal de un río puede estar compuesto de tres componentes: superficial, sub-superficial y subterránea. Factores como la presencia de raíces, entre otros, inducen un flujo sub-superficial de tipo preferencial, el cual provoca la alta aleatoriedad que existe en la generación del escurrimiento. Cuando el nivel topográfico del fondo de un cuerpo de agua se encuentra por debajo del nivel freático se produce exfiltración de agua subterránea desde los acuíferos a ríos, lagunas y lagos.

IV.1.2. Generación del escurrimiento superficial y base

El escurrimiento es generado por distintos mecanismos (Figura IV.2). Cuando el agua que se acumula en la superficie del terreno excede la capacidad de infiltración, el agua escurre sobre la superficie del terreno (*overland flow* o *Hortonian flow*, en inglés), este tipo de proceso se presenta principalmente en laderas con escasa cobertura vegetal (zonas áridas y pastizales). Por otro lado, cuando la tasa de infiltración del material poroso es alta, el suelo primero se satura hasta que el exceso provoca un flujo subsuperficial (*saturation excess flow* o *Dunne flow* o *Hewlettian flow*, en inglés), este mecanismo predomina en bosques y selvas.

Durante su trayecto, el agua se sigue infiltrando, se evapora en ciertas cantidades, se exfiltra desde los acuíferos y finalmente llega al cauce para ser drenada a la salida de la cuenca. La combinación de estos procesos conforman lo que se conoce como escurrimiento superficial y además de ser generado por la precipitación, este puede ser producto del deshielo de glaciares y del derretimiento de la lámina de nieve y/o hielo.

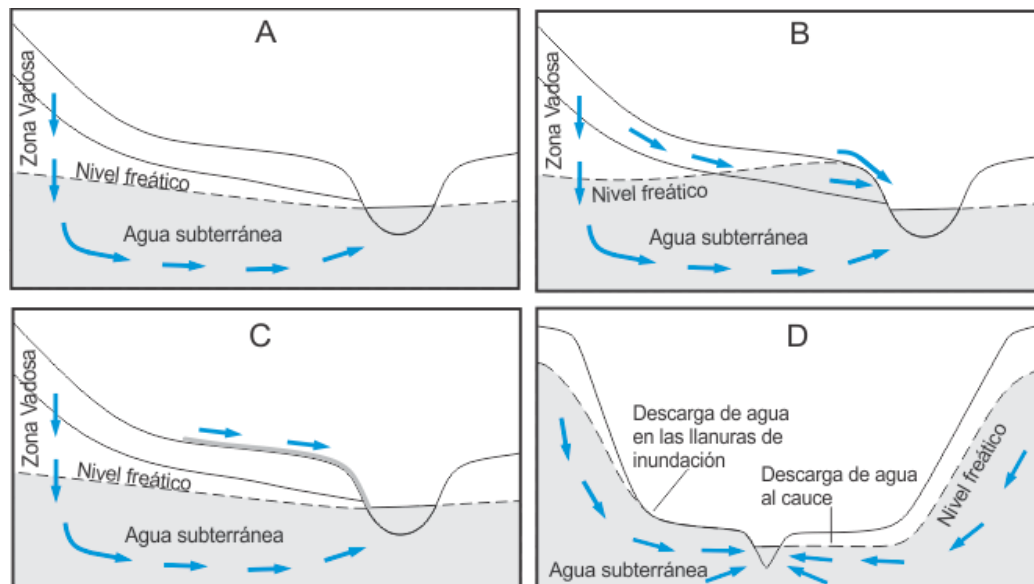


Figura IV.2. Movimiento del agua: A) aportación de agua subterránea del acuífero somero al cauce entre periodos de tormenta y deshielo; B) saturación del suelo y generación de escurrimiento superficial por el exceso de lluvia (flujo de saturación); C) excedencia de la capacidad de infiltración y generación de escurrimiento superficial en regiones áridas (flujo Hortoniano); D) descarga de agua subterránea en regiones montañosas en la base de las llanuras de inundación (izquierda) y en el cauce (derecha).

El flujo superficial, el subsuperficial y el subterráneo se diferencian por el tiempo de residencia en la cuenca: el escurrimiento superficial o directo es drenado a través de la cuenca poco después de que termina la tormenta; el tiempo de residencia del agua que forma parte del escurrimiento subsuperficial puede variar, ya que puede ser casi tan rápido como el escurrimiento superficial o tan lento como el escurrimiento subterráneo, esto depende de la conductividad hidráulica del material, de las propiedades geomorfológicas de la cuenca así como de la trayectoria que el flujo subsuperficial toma hasta la salida de la cuenca, por lo que es difícil distinguirlo de los otros dos tipos de escurrimiento; por su parte, el escurrimiento subterráneo es el más lento y difícilmente se puede asociar a una determinada tormenta.

El agua que se infiltra y llega a la zona saturada fluye siguiendo los gradientes hidráulicos hasta que se exfiltra o es extraída. La salida más común del agua subterránea es hacia los cauces y este proceso puede durar desde meses hasta miles de años. La lenta tasa de exfiltración del agua subterránea y el volumen almacenado permite que los ríos permanezcan con un cierto caudal durante un tiempo prolongado después de transcurridas las últimas precipitaciones. Este comportamiento es afectado por la variabilidad espacial y temporal de la climatología de la región, la cual en regiones áridas tanto el tiempo y el volumen del escurrimiento base es menor que en regiones tropicales debido principalmente a la escasez de lluvia.

Las salidas de agua de los acuíferos también se deben a la topografía del terreno (manantiales o pozos artesianos), por transpiración de plantas freatofitas o mediante evaporación si la superficie freática se encuentra a cierta proximidad a la del suelo. Así mismo, el agua subterránea puede ser extraída artificialmente mediante pozos o sondeos, de tal manera que en regiones con topografía plana y nivel freático profundo, la extracción por este medio representa casi la única salida.

IV.1.3. Escenarios de interacción de agua subterránea y superficial

Existen cuatro posibles escenarios asociados con la interacción de agua subterránea y superficial en un río: ganancia, pérdida, flujo continuo y flujo paralelo (Winter et al., 1998; Woessner 1998, 2000). Cuando el nivel freático se encuentra por arriba del nivel del cauce, éste recibe aportaciones del acuífero (Figura IV.3-A). Las corrientes que pierden flujo recargan indirectamente al acuífero debido a que el nivel freático se encuentra por debajo del punto más bajo del río (Figura IV.3-B). En un escenario de flujo continuo, existe un gradiente hidráulico en dirección perpendicular a la dirección del flujo (Figura IV.3-C), lo que ocasiona que el río gane y pierda agua, este tipo de escenarios es frecuente en regiones montañosas. Finalmente, cuando el flujo de agua subterránea es paralelo al sentido del flujo del cauce existe poco intercambio entre el río y el acuífero (Figura IV.3-D).

Los escenarios anteriores no son aislados. A lo largo de un cauce se puede presentar una combinación de ellos, todo dependerá de la configuración topográfica, las características geomorfológicas de la cuenca y las propiedades hidráulicas de los cuerpos geológicos.

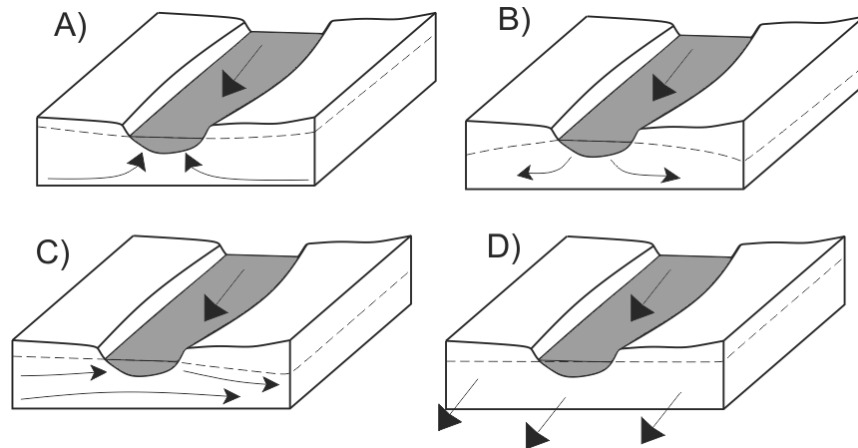


Figura IV.3. Escenarios de interacción entre aguas superficiales y subterráneas: A) aportación del acuífero al río, B) aportación del río al acuífero, C) flujo continuo y D) flujo paralelo.

IV.1.4. Clasificación de corrientes

Según la temporada en que un río transporta un cierto caudal se diferencian tres tipos de regímenes: perennes, intermitentes o efímeras. Una corriente perenne transporta agua durante la mayoría del año y es alimentada en gran parte o totalmente por agua subterránea (Figura IV.4-A). Las corrientes intermitentes transportan agua durante la época de lluvias, mientras que los acuíferos alimentan el caudal durante los días más secos del año, por lo que el nivel freático fluctúa por arriba y por debajo del nivel del cauce (Figura IV.4.B). Cuando el nivel freático se encuentra siempre por debajo del punto más bajo del cauce, el caudal se presenta únicamente después de una tormenta, a este tipo de corrientes se les conoce como efímeras (Figura IV.4.C). No obstante, un río puede continuar llevando agua no sólo por las aportaciones de los acuíferos, sino también por el efecto del deshielo en montañas o por el almacenamiento en lagos y embalses.

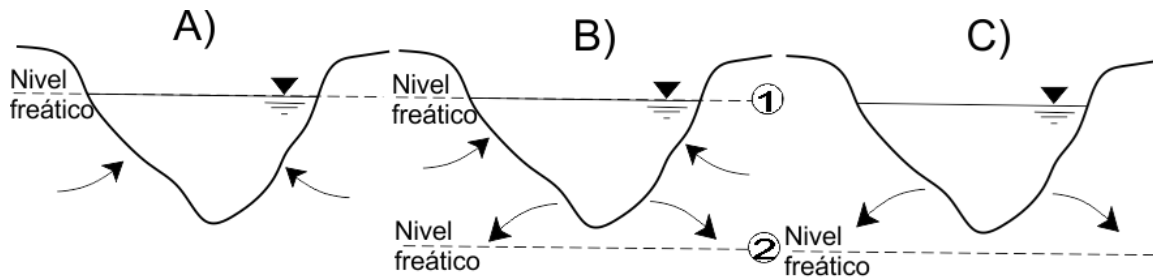


Figura IV.4. Clasificación de corrientes según el tiempo en que transportan agua: A) corriente perenne, B) corriente intermitente y C) corriente efímera.

IV.1.5. Métodos para determinar el intercambio de agua subterránea y superficial

Existe una variedad de métodos para determinar la interacción entre aguas subterráneas y superficiales en un cauce, algunas de las más conocidas son:

- Aforo de caudales.
- Piezómetros y pozos.

- Trazadores.
- Balance de masa geoquímico.
- Modelos numéricos.

La combinación de más de una metodología permite obtener un mejor entendimiento del sistema.

IV.2. CONCEPTOS BÁSICOS DE LOS SISTEMAS GEOHIDROLÓGICOS

IV.2.1. Cuerpos geohidrológicos

Los cuerpos geológicos se diferencian por su capacidad para permitir el flujo del agua a través del material poroso, en base a ello se diferencian cuatro tipos de sistemas geohidrológicos: acuífero, acuitardo, acuicludo y acuífugo.

Acuífero.- (del latín *fero*, llevar) formación geológica que contiene agua en cantidad apreciable y que permite que circule a través de ella con facilidad. Los acuíferos están compuestos principalmente de gravas y arenas, granito u otra roca compacta con una fractura importante.

Acuitardo.- (del latín *tardo*, retrasar, impedir) formación geológica que contiene agua en cantidad apreciable, pero fluye circula a través de ella con dificultad. Los acuitardos generalmente están compuestos por arenas arcillosas, areniscas, rocas compactas con alteración y/o fracturas moderadas.

Acuicludo.- (del latín *cludo*, encerrar) formación geológica que contiene agua en cantidad apreciable pero impide que circule agua a través de ella. Están compuestas generalmente de limos y arcillas.

Acuífugo.- (del latín *fugo*, ahuyentar, rechazar) formación geológica que no contiene agua porque no permite que circule a través de ella. Están constituidos principalmente de granito y esquino no fracturado.

Las definiciones anteriores son meramente cualitativas y no tienen límites concretos, por lo que la definición es subjetiva y depende de la disponibilidad de agua de la región en la que se encuentre la formación geológica.

A la combinación de distintos cuerpos geológicos se le conoce como Unidad Geohidrológica o Sistema Geohidrológico.

IV.2.2. Porosidad

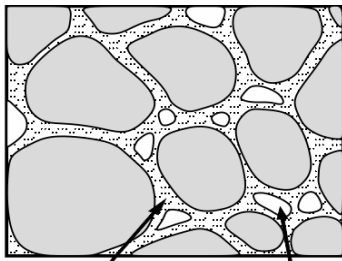
La porosidad del suelo o de una roca fracturada es la fracción de volumen que es ocupada por espacio vacío. La porosidad comúnmente se representa por la letra φ , y

representa el volumen de vacíos (V_v) entre el volumen total (V_t) del medio poroso (suelo, roca, o una combinación de ambos):

$$\varphi = \frac{V_v}{V_t}$$

Debido a que un porcentaje del agua almacenado dentro del medio poroso queda adherida a los poros (Figura IV.5), impidiendo el flujo y su extracción, es de mayor relevancia hablar de porosidad eficaz. La porosidad eficaz (φ_e) es la relación del volumen de agua drenada por gravedad (V_g) entre el volumen total:

$$\varphi_e = \frac{V_g}{V_t}$$



Agua adherida a los granos Sección para el flujo de agua, porosidad eficaz

Figura IV.5. Ilustración de porosidad eficaz.

La porosidad total y la eficaz dependen de los siguientes factores:

- La heterometría: el material fino ocupa los poros dejados por el material grueso, disminuyendo la porosidad.
- La forma y la distribución espacial de los granos.
- La compactación, la cementación y recristalización, las cuales disminuyen la porosidad.

En esta tesis se trabaja con la porosidad eficaz (φ_e) en lugar de la porosidad total (φ), y por simplicidad en el resto de este trabajo se utiliza la nomenclatura φ para definir a la porosidad eficaz.

IV.2.3. Superficie freática

Los poros o fisuras de acuíferos libres están saturados hasta un cierto nivel, el cual es conocido como superficie freática o piezométrica (*water table*, en inglés), siempre y cuando exista infiltración proveniente de las precipitaciones.

Cuando se realiza una excavación y se intersecta con la superficie freática se le conoce como nivel freático a ese punto. La superficie freática también se puede definir como la superficie formada por los puntos con una presión igual a la atmosférica, por debajo de ella la presión es mayor y es debido a eso que el agua asciende en acuíferos confinados y semi-confinados.

Debajo del nivel freático todos los poros y fisuras están saturados de agua, y por lo tanto se le denomina zona saturada. Mientras que la zona situada por encima de ella se le conoce como zona no saturada o zona vadosa, aunque en ella pueda existir agua atrapada por los poros o agua que haya ascendido por capilaridad, por lo que la zona no saturada puede estar compuesta por poros secos, húmedos o saturados.

La superficie freática de una región es continua y de una forma similar a la topografía (con gradientes hidráulicos), pero suavizada, siempre y cuando exista infiltración proveniente de la precipitación y no existan extracciones mediante pozos (Figura IV.6).

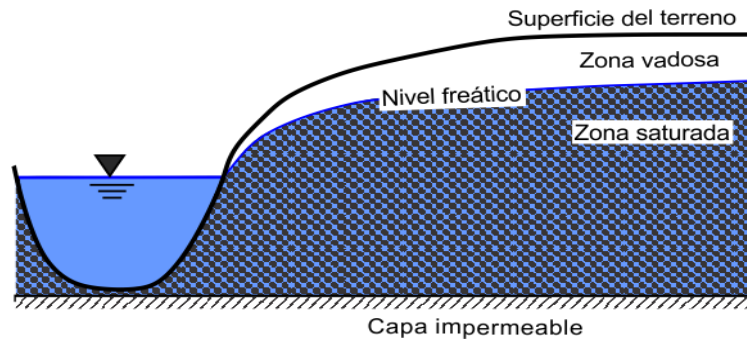


Figura IV.6. Representación del nivel freático de un acuífero libre que comunica con un río.

IV.2.4. Clasificación de acuíferos

Debido a su capacidad para permitir el flujo del agua con mayor facilidad que otros cuerpos geológicos a través de sus poros y/o fisuras, los acuíferos son de mayor importancia en el estudio de la geohidrología. Estos se pueden clasificar en función del sistema de presión que los gobierna.

Se denominan acuíferos libres (*unconfined aquifer*, *phreatic aquifer* o *water table aquifer*, en inglés) a aquellos cuya superficie superior se encuentra a presión atmosférica (Figura IV.7). Un acuífero libre es directamente recargado mediante el flujo vertical de un frente húmedo a través de la zona no saturada, excepto cuando alguna capa impermeable, localizada entre la superficie freática y el agua subterránea, limita una cierta extensión de su área. Cuando se extrae agua de un acuífero libre, la superficie freática desciende y se reduce el espesor de la zona saturada.

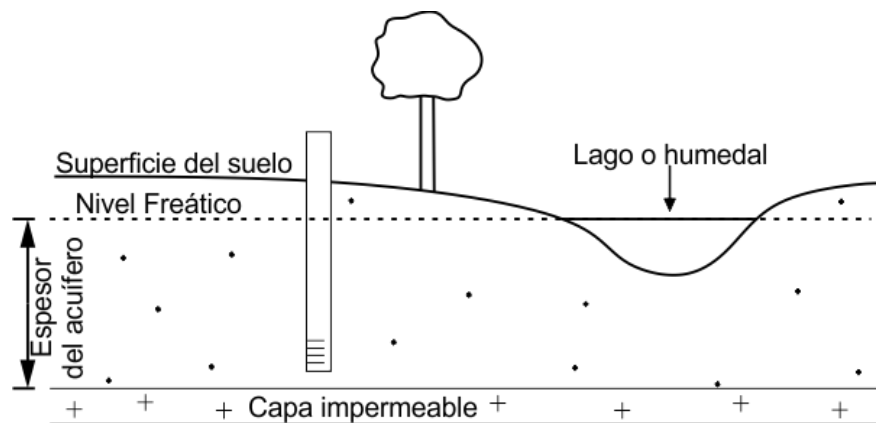


Figura IV.7. Representación gráfica de un acuífero libre con una capa impermeable en el fondo.

Un acuífero confinado, (*confined aquifer*, *pressure aquifer*, en inglés) está aislado por dos formaciones impermeables (Figura IV.8). El límite superior se encuentra a una

presión superior a la atmosférica, por lo que si se extrae agua de él, ningún poro se vacía, ya que la extracción procede de la descompresión del fluido y en menor medida de la descompresión de la matriz sólida.

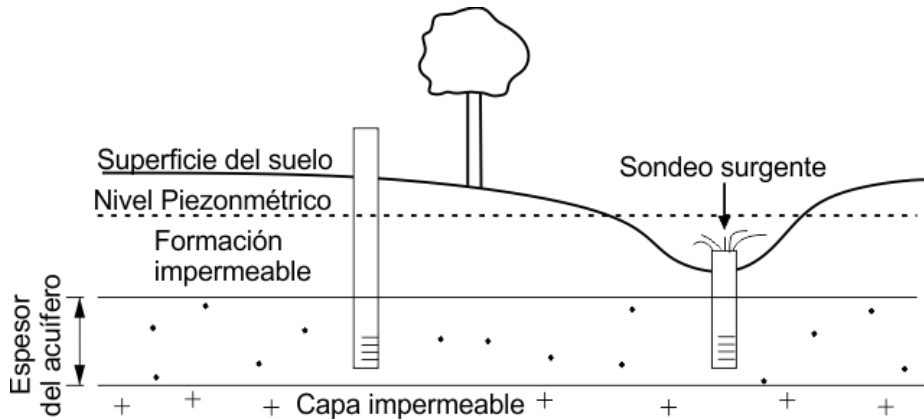


Figura IV.8. Representación gráfica de un acuífero confinado entre dos capas impermeables.

Los acuíferos, ya sean libres o confinados, pueden interactuar con un acuitardo como frontera recibiendo o cediendo agua, este tipo de acuíferos son más frecuentes en la naturaleza y se conocen como acuíferos semiconfinados (*semiconfined, leaky aquifer*, en inglés).

IV.2.5. Conductividad hidráulica y transmisividad

La conductividad hidráulica representa la facilidad con la que un medio permite transmitir un fluido a través de él por área transversal en dirección del flujo. Es función no sólo de las propiedades físicas del material poroso, sino también del peso específico (γ) y la viscosidad (μ) del fluido, de tal manera que la conductividad hidráulica se puede expresar como:

$$K = k_i \frac{\gamma}{\mu}$$

donde k_i es la permeabilidad intrínseca del material.

La transmisividad es el parámetro que nos indica la facilidad para que el agua fluya horizontalmente en una formación geológica:

$$T = K B$$

Donde T es la transmisividad [$L^2 T^{-1}$]; K es la conductividad hidráulica [$L T^{-1}$] y B es el espesor del acuífero [L].

El espesor de los acuíferos confinados permanece constante (el cual corresponde al espesor de la formación geológica) por lo que la transmisividad permanece constante; en los acuíferos libres se habla de espesor saturado (espesor desde la capa impermeable

inferior hasta la superficie freática) que depende de las variaciones de la superficie freática, por lo que la transmisividad oscila junto con el espesor saturado.

IV.2.6. Isotropía y homogeneidad

Los términos de anisotropía y heterogeneidad son utilizados para describir la variación espacial de las propiedades de los acuíferos mientras que aquellas formaciones con poca y/o nula variación espacial están asociadas a los términos de isotropía y homogeneidad. Si la conductividad hidráulica de un material varía de un lugar a otro se dice que la formación es heterogénea, y viceversa. La heterogeneidad y homogeneidad dependerán del origen del depósito o de tipo de roca.

Una formación isotrópica es aquella cuya conductividad hidráulica es la misma en todas las direcciones, se tiene entonces:

$$K_x = K_y = K_z$$

Cuando la conductividad en alguna dirección varía, el material es anisotrópico. La causa principal de la anisotropía es la orientación de los minerales de arcilla en las rocas sedimentarias y sedimentos no consolidados. En las rocas consolidadas, la dirección de la fractura propicia una fuerte anisotropía a diversas escalas.

IV.3. TEORÍA DE LA DESCARGA DE AGUA SUBTERRÁNEA

IV.3.1. Aportación de un acuífero a un cuerpo de agua superficial

Cuando la superficie freática se encuentra por arriba del punto más bajo del cuerpo de agua superficial se produce una exfiltración de agua desde el acuífero. En la Figura IV.6 se muestra la sección transversal típica de un acuífero libre que descarga directamente a un cauce. Este sistema es frecuentemente poco profundo y está expuesto a la atmósfera a través de una zona parcialmente saturada (zona vadosa). Si el medio se considera isotrópico, el flujo, que involucra la combinación de condiciones saturadas y parcialmente saturadas, es gobernado en un principio por la ecuación basada en la ley de Darcy, que está dada por:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial S}{\partial t} \quad (1)$$

en la cual $h = (z + p_w/\gamma_w)$ es el nivel freático, z es la coordenada vertical, k es la conductividad hidráulica y S es el almacenamiento de agua del acuífero. Las condiciones de la ecuación se describen a continuación:

- El flujo es prácticamente paralelo a la capa impermeable debajo del acuífero. Si se considera n como la coordenada normal a la frontera impermeable se tiene: $\partial h / \partial n = 0$.
- En la superficie del terreno, el flujo específico \mathbf{q} que cruza la frontera puede estar dado por la evaporación E , como la tasa de infiltración f , o como una combinación de ambos; por razones prácticas, en la mayoría de los análisis de recesión de hidrogramas, ambas variables se asumen como cero.
- En la frontera entre el cauce y el acuífero existe, por lo regular, una superficie de filtración, debido a ello, el nivel freático h es una constante y es igual a la altura del agua de la superficie del canal ($h = z$) a lo largo de los taludes del cauce.

La ecuación (1) es altamente no lineal y muchos problemas que involucran la combinación de flujo en zona saturada y no saturada deben ser analizados con métodos numéricos. Una desventaja de las soluciones exactas es que no pueden ser parametrizadas en términos prácticos para su incorporación en análisis a la escala de una cuenca. Debido a esto se suelen utilizar más simplificaciones que pueden ser válidas bajo condiciones espaciales y para las cuales las soluciones se pueden obtener fácilmente.

En la actualidad se están desarrollando metodologías para tener una detallada caracterización espacial y temporal del flujo de agua subterráneo en medios heterogéneos mediante la aplicación de radares (Dogan et al., 2011). Sin embargo, algunas de las características fundamentales de los fenómenos del flujo subterráneo pueden ser evaluadas mediante simplificaciones.

Una simplificación consiste en suponer al acuífero como espacialmente uniforme, con parámetros $k = k(S)$ y $H = H(S)$, que bajo condiciones de frontera adecuadas produce características similares del flujo.

Una segunda simplificación consiste en la suposición de que un acuífero libre que interactúa con un río suele tener una dimensión horizontal mucho mayor que la vertical ($D/B \rightarrow 0$). En la Figura IV.9 se muestran representadas estas dos simplificaciones, lo cual permite una estandarización del problema de la aportación de un acuífero a un cuerpo de agua superficial, manteniendo sus características hidráulicas.

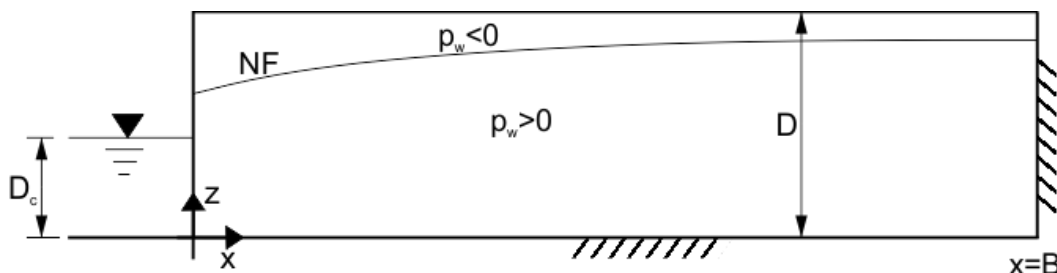


Figura IV.9. Representación de la sección transversal de un acuífero que interactúa con un cauce, cuya frontera inferior es una capa impermeable. El origen de las coordenadas se considera en el cauce ($x=0$) y la capa impermeable ($z=0$); D_c es la profundidad del nivel de agua en el cauce, D es el espesor del acuífero, y B es el ancho del acuífero, la cual es la distancia desde el cauce hasta la división.

IV.3.2. Simplificaciones en la teoría de la descarga de agua subterránea

La descarga máxima de un acuífero libre hacia un cuerpo de agua superficial se presenta cuando el acuífero está totalmente saturado, tal condición se puede alcanzar asumiendo la existencia de un evento de precipitación muy prolongado, irrigación o deshielo. Este problema es representado en la Figura IV.10, cuya solución exacta a este problema fue encontrada por Kirkham (1950), quien derivó la solución a partir de coordenadas cilíndricas.

En varios casos prácticos, el espesor del acuífero es mucho más pequeño que su dimensión horizontal y la profundidad del agua en el cauce es muy pequeña en comparación con el espesor del acuífero.

Las condiciones iniciales, para $t = 0$, pueden ser asumidas para un acuífero totalmente saturado, para el cual el nivel freático coincide con la superficie del terreno (Figura IV.10). Las condiciones de frontera de esta situación se representan como:

$$\begin{array}{lll} \nabla^2 h = 0 & 0 \leq x \leq B & 0 \leq z \leq D \\ h = D & 0 \leq x \leq B & z = D \end{array}$$

En una primera aproximación, el flujo en la zona no saturada, donde la presión de agua es menor a cero ($p_w < 0$), es despreciado (se desprecia el efecto de la capilaridad), y el nivel freático es tratado como una superficie libre, suponiendo valores de la conductividad hidráulica y de la porosidad efectiva constantes a lo largo de todo el dominio, entonces la ecuación (1) se reduce a la ecuación de Laplace:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (2)$$

Una aproximación del comportamiento de un acuífero libre en una cuenca se obtiene al inferir las dimensiones de este, pues el espesor suele ser mucho menor que sus componentes horizontales (Brutsaert, 2005), además de considerar una superficie libre (se desprecia la capilaridad) y suponiendo que el flujo es paralelo a la capa impermeable en el fondo del acuífero. Estas dos últimas suposiciones constituyen las bases de la teoría hidráulica del agua subterránea.

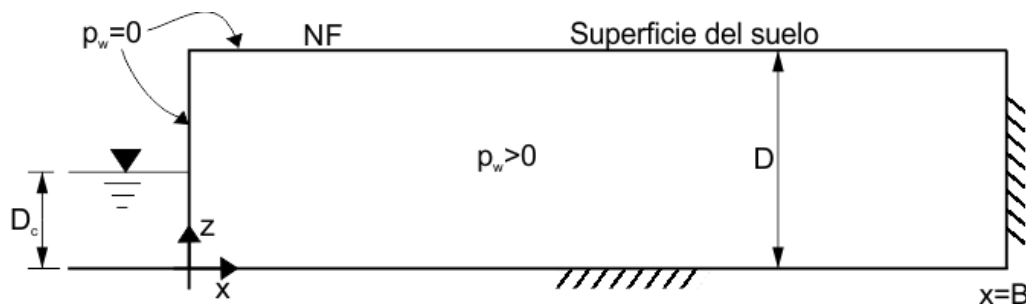


Figura IV.10. Estado inicial de un acuífero libre ribereño, para un tiempo $t=0$. El acuífero está totalmente saturado y el nivel freático es asumido al mismo nivel que la superficie del terreno.

Debido a la complejidad del medio poroso, es frecuente que las formulaciones simplificadas y parametrizadas obtengan resultados más cercanos a las observaciones que las formulaciones más completas, esto debido a la dificultad de establecer las condiciones de frontera (Brutsaert, 2005). La aproximación hidráulica se le atribuye a Dupuit (1863), también referido dentro de la teoría de Dupuit-Forchheimer (Forchheimer, 1886).

A partir de la ecuación de Darcy se deriva el caudal específico para un acuífero inclinado con una capa impermeable en el fondo, el cual está dado por:

$$q_x = -k_0 \left(\cos \alpha \frac{\partial h}{\partial x} + \sin \alpha \right) \quad (3)$$

En un medio poroso se reemplaza la velocidad promedio por la velocidad real (q_x/ϕ), así mismo, el flujo de entrada lateral I (Figura IV.11) se reemplaza por una velocidad de recarga real (I/ϕ). Bajo estas condiciones se obtiene:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\phi} \left[\cos \alpha \frac{\partial}{\partial x} \left\{ h \frac{\partial h}{\partial x} \right\} + \sin \alpha \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{I}{\phi} \quad (4)$$

donde α es la pendiente y es constante a lo largo del dominio. Al despreciarse la entrada de flujo lateral y considerando que la capa impermeable es horizontal ($\alpha=0$), se obtiene una ecuación unidimensional:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\phi} \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (5)$$

Tanto la forma simplificada de esta ecuación como la anterior que considera la pendiente y el ingreso del flujo lateral son conocidas como la ecuación de difusión en un medio poroso (Boussinesq, 1877). Esta ecuación se basa en las siguientes consideraciones:

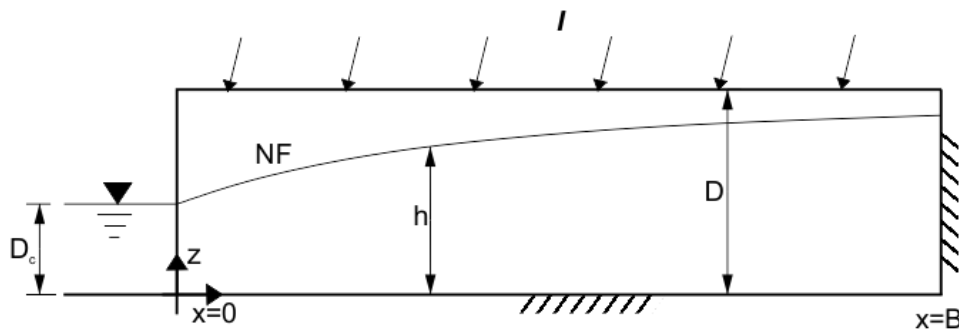


Figura IV.11. Representación de la sección transversal de un acuífero libre ribereño, el cual yace sobre una capa impermeable. La posición del nivel freático responde a una tasa de recarga I .

- Se desprecia el efecto del flujo en la zona no saturada y este se parametriza mediante una porosidad efectiva φ : se supone una superficie libre (primera aproximación).
- La distribución de la presión en dirección normal a la capa impermeable es hidrostática (segunda aproximación).

La ecuación de Boussinesq se puede generalizar para el caso tridimensional, donde x es la coordenada transversal horizontal y, y es la coordenada lateral horizontal:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\varphi} \left[\cos \alpha \frac{\partial}{\partial x} \left\{ h \frac{\partial h}{\partial x} \right\} + \sin \alpha \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ h \frac{\partial h}{\partial y} \right\} \right] + \frac{I}{\varphi} \quad (6)$$

esta ecuación se clasifica como una ecuación no lineal de advección-difusión, con una difusividad hidráulica variable e isotrópica, cuyas dos componentes principales son $D_{hx} = K h \cos \alpha / \varphi$ y $D_{hy} = K h / \varphi$, y con una advectividad hidráulica de $C_h = -K \sin \alpha / \varphi$.

IV.3.3. Linealización de la descarga de un acuífero hacia un cauce

La linealización se logra a partir de la ecuación de Boussinesq, suponiendo que la superficie libre permanece en la misma posición y nunca es diferente de un valor promedio h_0 . Debido a que h se vuelve casi constante, el término $(\partial h / \partial x)^2$ se vuelve despreciable, entonces la ecuación de Boussinesq se puede escribir como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K h_0}{\varphi} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (7)$$

donde $K h_0 / \varphi$ es la constante de difusión hidráulica D_h . Esta deducción se origina a partir de la consideración de una capa impermeable horizontal y sin entradas I al acuífero. Por su parte el valor de h_0 no es tan sencillo de determinar debido a que no se conoce h , sin embargo una aproximación basada en el gradiente hidráulico de la ley de Darcy es considerar el promedio como $(D_{c1} + D_{c2})/2$, aunque esto aplica solo cuando D y D_c tienen valores similares. Cuando la profundidad del cuerpo de agua superficial es despreciable ($D_c=0$) y D es el único parámetro, entonces es conveniente usar $h_0 = pD$, donde para periodos de corta duración el valor de p fluctúa entre 0.3 y 0.4 con un valor óptimo de 0.3465 (Brutsaert, 2005). Para periodos mayores, el nivel freático h decrece aún más y el valor óptimo de h_0 se vuelve más pequeño.

El nivel freático para un acuífero libre con una capa impermeable horizontal donde no existen entradas, está dado por:

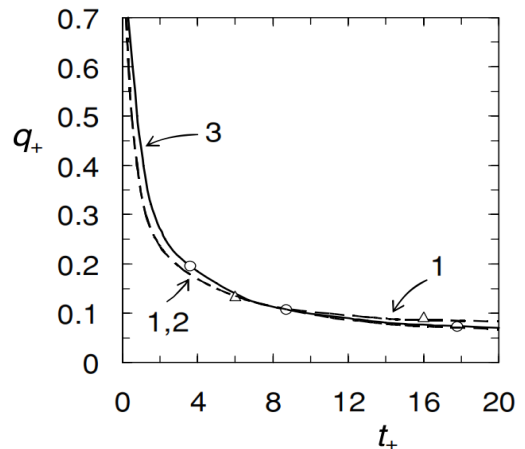
$$h = D_c + \frac{4}{\pi} (D - D_c) \sin \left(\frac{\pi x}{2B} \right) \exp \left(\frac{-\pi^2 K h_0 t}{4\varphi B^2} \right) \quad (8)$$

y la descarga está dada por:

$$q = -\frac{2KpD^2}{B} \exp\left(-\frac{\pi^2 KpDt}{4\phi B^2}\right) \quad (9)$$

Así, la descarga de un acuífero puede ser reproducida satisfactoriamente mediante la aplicación de la teoría de la hidráulica de agua subterránea, cuando la dinámica del flujo en la zona vadosa se desprecia. Los puntos experimentales obtenidos por Ibrahim y Brutsaert (1965), utilizando un modelo análogo a un acuífero real, muestran como, mientras el tiempo incrementa, la descarga simulada mediante un modelo hidráulico unidimensional aproximado proporciona resultados similares a los obtenidos por la ecuación bidimensional de Boussinesq (Figura IV.12).

Figura IV.12. Hidrograma de descarga simulado, suponiendo un acuífero libre con una sección transversal rectangular con una capa impermeable en la parte inferior, considerando la superficie libre del nivel freático. La variable de tiempo ha sido modulada como $t_+ = Kt/(\phi D)$. Las curvas 1 y 2 representan los resultados obtenidos con la aproximación hidráulica unidimensional de la ecuación de Boussinesq, la curva 3 representa el resultado obtenido con la ecuación bidimensional de Boussinesq y la condición de superficie libre. Los círculos y triángulos representan los resultados del experimento realizado por Verma y Brutsaert (1970). Fuente: Brutsaert (2005).



IV.4. ANÁLISIS DE LA RECESIÓN DE HIDROGRAMAS

Las ecuaciones diferenciales para la simulación de la descarga de agua subterránea hacia un cauce son difícilmente aplicables en la práctica. Por ejemplo, la ecuación unidimensional de Boussinesq de advección-difusión requiere que se establezcan límites de frontera y condiciones iniciales para cada estudio en particular. Además, las cuencas reales tienen grandes extensiones, lo que propicia que no se cumplan las condiciones bajo las cuales fueron establecidas las ecuaciones (isotropía, condición de Dupuit-Forchheimer, etc).

Existen diversas metodologías para estudiar la descarga de los acuíferos a la escala de una cuenca: separación del gasto base de un hidrograma, análisis de frecuencias de caudales mínimos, contribución del acuífero al escurrimiento total en una cuenca (índices de gasto base) y respuesta hidrológica de una cuenca durante condiciones de estiaje (métodos de análisis de recesiones) (Hall, 1968; Tallaksen, 1995; Smakhtin, 2001; Dewandel et al., 2003).

Los Métodos de Análisis de Recesiones (MARs) de hidrogramas se han utilizado ampliamente para determinar la relación que existe entre el almacenamiento y la descarga de agua subterránea de los acuíferos hacia un cauce debido a que las curvas de recesión son características de una cuenca en particular. Los métodos gráficos tradicionalmente utilizados para el análisis de recesiones, tal como lo indica Anderson y

Burt (1980), son más apropiados para describir una única recesión y no el comportamiento general de la relación almacenamiento-descarga, el cual se obtiene de numerosas curvas de recesión. Por otro lado, existe una variedad de MARs, partiendo desde la selección de las cuevas de recesión, el modelo matemático y la técnica de estimación de los parámetros (Stoelzle et al., 2013). La combinación de tal variedad de metodologías genera grandes variaciones en el comportamiento de la exfiltración de uno o varios almacenamientos de agua subterránea hacia la salida natural de una cuenca (Stoelzle et al., 2012; Stoelzle et al., 2014).

IV.4.1. Características de un hidrograma

Los hidrogramas son gráficas que muestran la variación del caudal como una función del tiempo y representan la respuesta de una cuenca ante una tormenta así como ante condiciones de estiaje. La forma del hidrograma depende de las características fisiográficas y climatológicas que gobiernan la relación entre la lluvia y el escurrimiento de una cuenca en particular.

En función de la escala de tiempo se pueden distinguir dos clases de hidrogramas (Maidment, 1993): anuales (Figura IV.13) y aislados (Figura IV.14).

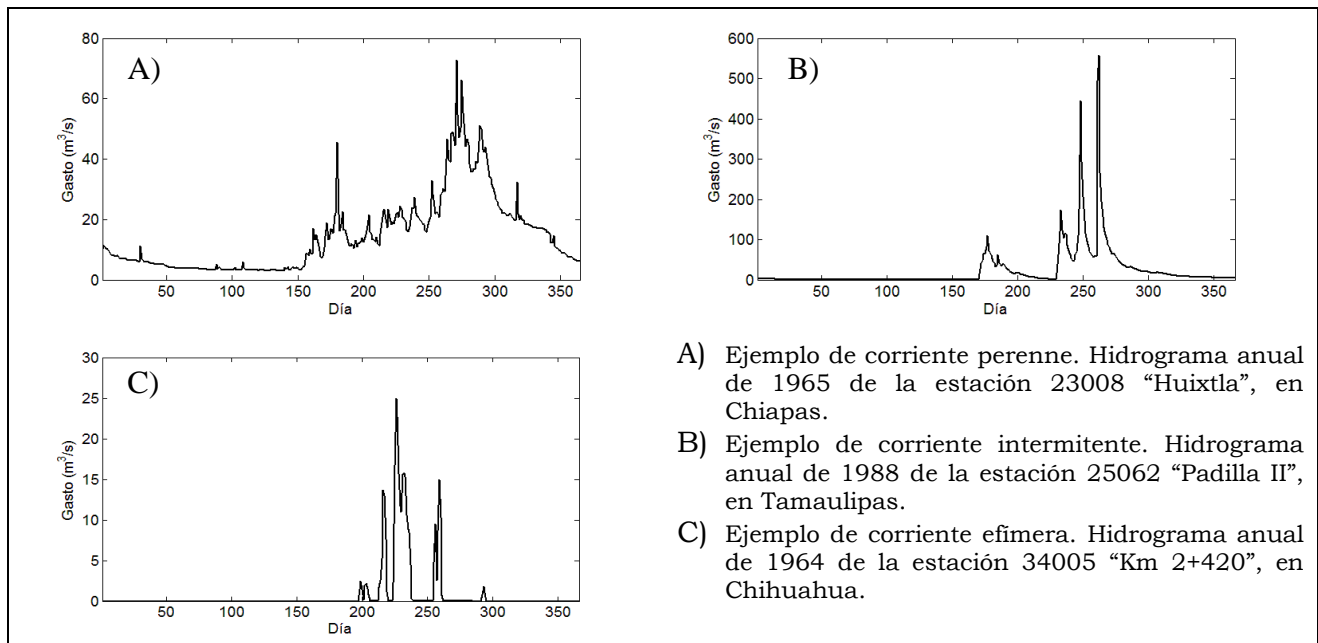


Figura IV.13. Ejemplo de hidrogramas anuales para ríos con diferente régimen hidrológico.

Estos últimos representan el escurrimiento producto de una tormenta en particular, sin embargo, se aprecian las mismas componentes en los hidrogramas:

- Punto de levantamiento: la precipitación neta comienza a ser drenada en la cuenca casi inmediatamente después de iniciado el evento y esto se refleja en un incremento en el caudal.

- Gasto pico: es el caudal máximo para ese evento.
- Punto de inflexión: marca el final del escurrimiento superficial provocado por la precipitación neta. A partir de ese punto, si la cuenca no está regulada por algún tipo de almacenamiento superficial (lago, presa), el caudal aforado a la salida de la cuenca corresponde a la contribución del flujo subterráneo.
- Curva ascendente: es la parte del hidrograma que va desde el punto de levantamiento hasta el gasto pico. En esta curva se cumple para todos los puntos $\Delta Q/\Delta t > 0$.
- Curva descendente o curva de recesión: es la parte del hidrograma que se presenta después del gasto pico hasta el punto de inflexión. En esta curva se cumple para todos los puntos $\Delta Q/\Delta t < 0$.
- Curva de recesión del gasto base o curva de agotamiento: es la parte del hidrograma desde el punto de inflexión hasta un nuevo punto de levantamiento o hasta que se presenta un caudal nulo. Esta curva representa la contribución de los acuíferos y consiste exclusivamente principalmente en gasto base.

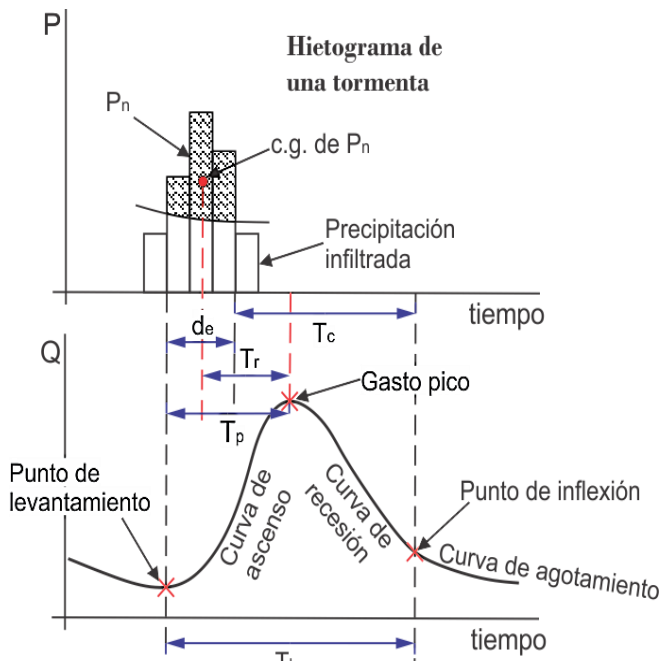


Figura IV.14. Componentes de un Hidrograma aislado. P_n : precipitación neta; c.g.:centro de gravedad; d_e : duración efectiva; T_r : tiempo de retraso; T_c : tiempo de concentración; T_p : tiempo pico; T_b : tiempo base.

- Tiempo pico: es el tiempo que transcurre desde que empieza la precipitación neta hasta el gasto pico.
- Tiempo de retraso: (*lag*, en inglés) es el tiempo que transcurre desde el comienzo de la precipitación efectiva (punto de levantamiento) hasta el gasto pico.
- Tiempo de concentración: es el tiempo transcurrido entre el fin de la precipitación neta y el fin del escurrimiento directo.
- Tiempo base: es el tiempo que dura el escurrimiento directo y va desde el inicio de la precipitación efectiva (punto de levantamiento) hasta el final del escurrimiento directo (punto de inflexión).

- El tiempo base (t_b) se relaciona con el tiempo de concentración (t_c) y con la duración efectiva (d_e) mediante la siguiente ecuación:

$$t_b = t_c + d_e$$

- Tiempo de vaciado: es el tiempo que transcurre desde que se presenta el gasto pico hasta el fin del escurrimiento directo (punto de inflexión).

IV.4.2. Gasto base en una cuenca

El gasto base es la caudal en una corriente que resulta del flujo subterráneo, esto ocurre en la ausencia de precipitación, deshielos o algún otro tipo de proceso que pueda generar escurrimiento superficial en la cuenca (Figura IV.15).

En general, el gasto base depende principalmente de las características fisiográficas e hidrogeológicas de una cuenca (geomorfología de las laderas, configuración de la red fluvial, y la distribución de los acuíferos), la distribución del agua almacenada en los ríos y en los acuíferos, y en menor proporción, de la evaporación en la cuenca (Brutsaert, 2005). Bajo ciertas condiciones, la evapotranspiración proveniente de fuentes de agua subterránea se puede considerar como un efecto estacional; así como se asume que la evaporación del agua subterránea tiene efecto únicamente en áreas limitadas, usualmente cerca de las márgenes del río, donde el nivel freático está lo suficientemente cerca de la superficie, debido a esto, el efecto de la evaporación es despreciado a nivel de una cuenca (Zecharias y Brutsaert, 1985).

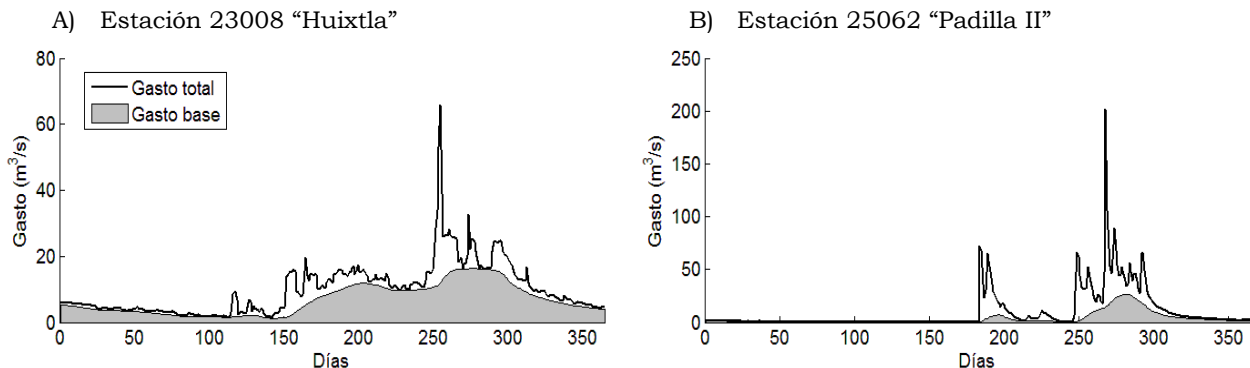


Figura IV.15. Estimación del gasto base durante el año 1990 en A) una corriente perenne y B) una corriente intermitente.

Bajo estas consideraciones, el gasto base en el río es el resultado únicamente de la descarga de agua subterránea $Q = Q(t)$, donde se puede representar el flujo como:

$$Q(t) = \int_0^L (|q_i| + |q_d|) ds \quad (10)$$

donde s es la coordenada lineal aguas arriba a lo largo de toda la red de drenaje fluvial de la cuenca, L es la longitud total de los cauces, $q_i = q_i(s, t)$ es la descarga del acuífero al cauce que está en función del tiempo y la coordenada s en la margen izquierda y $q_d = q_d(s, t)$ en la margen derecha. El hecho de que las descargas q_i y q_d dependan de la coordenada s indica que a la escala de la cuenca el gasto base depende no sólo del almacenamiento en el acuífero, sino también de la distribución espacial de este almacenamiento en la cuenca.

Para obtener el caudal de descarga q del acuífero hacia el cauce, se asume una similitud geométrica del patrón de drenaje de la cuenca:

$$Q = 2L|q| \quad (11)$$

donde L es la longitud total de la red de drenaje fluvial (corriente perennes) de la cuenca (Figura IV.16), y a partir de ello podemos definir el ancho de cuenca B :

$$B = A/2L \quad (12)$$

donde A es el área de la cuenca.

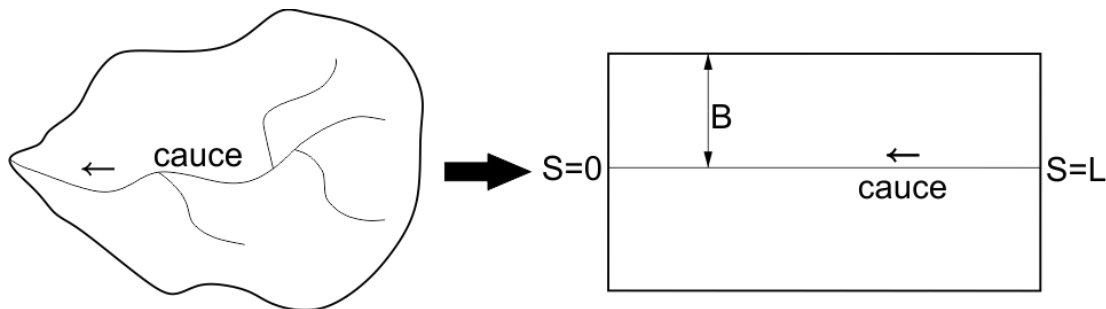


Figura IV.16. Representación de una cuenca al usar la constante efectiva q y B para describir la descarga de agua subterránea en una cuenca, asumiendo que $Q=2qL$ y $A=2LB$.

La distribución del almacenamiento evoluciona como resultado casi directo de la distribución espacial de la lluvia antecedente (Brutsaert, 2005), esto significa que $Q(t)$ no presenta un valor único en el tiempo. Además, los episodios de precipitación interrumpen la recesión, lo que dificulta identificar el comienzo de cada episodio de gasto base. Este problema se ha evitado por medio de dos formas: asumiendo que la recesión del caudal base puede ser representado como una función *a priori*, o también probando la recesión del hidrograma en forma diferencial.

El proceso de la descarga de agua del acuífero o de los acuíferos hacia el cauce (en realidad es difícil conocer y observar el número de acuíferos que interactúan con la red fluvial de una cuenca) se ha representado por distintos modelos lineales, multi-lineales y no lineales (Moore, 1997). Los modelos lineales se han derivado a partir de la ecuación unidimensional de Boussinesq (Boussinesq, 1903; Boussinesq, 1904), sin embargo, la heterogeneidad del medio físico y el complejo mecanismo de la descarga de agua subterránea propician a la no linealidad en la descarga de agua subterránea, la cual se ha tratado de solucionar con modelos de dos o más almacenamientos con comportamiento de descarga lineal actuando en paralelo con diferentes tiempos de respuesta (Moore, 1997; Schwarze et al., 1997). Tales modelos proveen mejores ajustes respecto a las observaciones, sin embargo, la existencia de almacenamientos en paralelo se ha hecho evidente sólo en pocos casos especiales (Clausen, 1992). Así mismo, se han establecido modelos no lineales basados en el análisis de la pendiente de la recesión (Coutagne, 1948) y en algoritmos no lineales a partir de la relación almacenamiento-caudal (Wittenberg, 1999).

IV.4.3. Recesión del gasto base como un proceso lineal

El análisis de la curva de recesión asume la ecuación de balance hidrológico ($\Delta S = P - ET - Q$), donde el caudal Q está relacionado únicamente con el cambio de almacenamiento (ΔS), esto sucede cuando el gasto es superior a la precipitación (P) y a la evapotranspiración (ET) de manera significativa:

$$\Delta S = -Q \quad (13)$$

por lo tanto, el caudal Q es una función del almacenamiento S :

$$Q = f(S) \quad (14)$$

A partir de la Ley de Darcy y considerando al acuífero como un reservorio, la salida de agua subterránea se puede suponer como un proceso exponencial según la ecuación analítica propuesta por (Boussinesq, 1904):

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (15)$$

la cual se puede reescribir mediante logaritmos:

$$\ln Q_t = \ln Q_0 - t \alpha \quad (16)$$

donde Q_0 es el gasto inicial en $t=0$, $\alpha [T^{-1}]$ es una constante que representa las características del almacenamiento de agua subterránea en la cuenca. Bajo las suposiciones de la linealización de la teoría hidráulica, los valores de Q_0 y α para el modelo exponencial de Boussinesq se obtienen mediante las ecuaciones:

$$Q_0 = \frac{\pi K D L h_m}{2 B} \quad (17) \quad \alpha = \frac{\pi^2 K D}{4 \varphi L^2} \quad (18)$$

donde K es la conductividad hidráulica, B es el ancho del acuífero, D es el espesor del acuífero, L es la longitud de la corriente perenne, φ es la porosidad y h_m es la carga hidráulica inicial a lo largo de B .

La ecuación (15) es mejor conocida como la “Ecuación de Maillet” debido a que Maillet (1905) encontró una aproximación de la curva de recesión de un acuífero usando un modelo a escala. Al graficar el caudal contra el tiempo, Maillet observó que seguía un comportamiento exponencial, sin embargo él no asoció los parámetros con las características físicas e hidráulicas del acuífero.

Si el flujo sigue un comportamiento exponencial, supondría que la gráfica semilogarítmica del gasto Q_t en función del tiempo t debe de permitir identificar la recesión del gasto base gráficamente como una línea recta.

No obstante, la ecuación exponencial también se puede representar en función de un gasto inicial y una constante como:

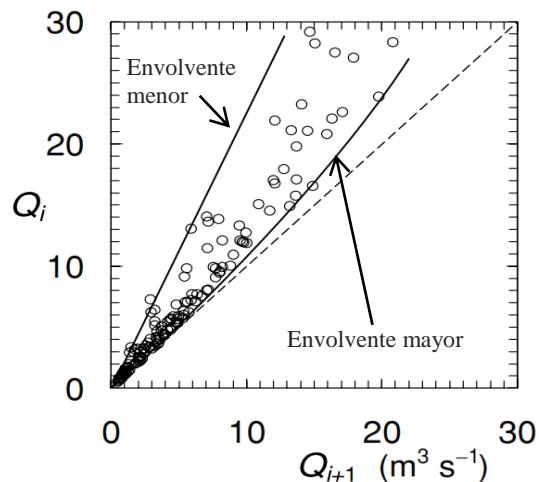
$$Q_n = Q_0 K_r^n \quad (19)$$

donde $K_r = Q_i/Q_{i-1}$ es la pendiente de la recesión, $n = (t/\Delta t)$ es el número de intervalos de tiempo de duración Δt desde el comienzo de la recesión. Es importante aclarar que la ecuación anterior asume que el decremento del flujo en cualquier tiempo t es constante, por lo que $Q_1 = Q_0 K_r$, $Q_2 = Q_0 K_r^2 \dots Q_n = Q_0 K_r^n$.

La linealidad del gasto base también se puede observar gráficamente mediante la construcción de la curva de recesión maestra (CRM, la cual es un ensamble de las curvas individuales en una única curva de recesión) al comparar Q_i contra Q_{i+1} (Figura IV.17), tal como lo introdujo Langbein (1938) y extendido por Linsley et al. (1958). En este tipo de gráfica, es posible identificar una envolvente mayor (límite superior) que muestra los valores mayores en el descenso del caudal, el cual es generado por el agotamiento del almacenamiento en el cauce, mientras que la envolvente menor (límite inferior) representa la recesión del gasto base.

Otra forma de determinar la constante K_r a partir de la CRM es mediante el método de ensamble de segmentos de Snyder (1939), el cual consiste en graficar las curvas individuales y ajustarlas horizontalmente hasta que se traslapen, y posteriormente se le ajusta el modelo exponencial de Maillet. Por su parte Natahan y McMahon (1990) presentaron un procedimiento semiautomático que consiste en graficar los segmentos de la recesión del caudal en orden descendiente en escala semilogarítmica y la envolvente menor de tal ensamble correspondiente a la CRM. Sin embargo, Wittenberg (1999) argumentó que la construcción de la CRM en base a la envolvente menor tiende a ignorar la curvatura de las recesiones individuales y las partes más pronunciadas de la recesión.

Figura IV.17. Análisis de la recesión del caudal en Fall Creek, cerca de Ithaca, NY. El área de la cuenca es de 326 km². (Fuente: Brutsaert, 2005).



Si la recesión del gasto base es realmente lineal, K_r debería ser una constante que represente la pendiente de la envolvente menor. Esto significa que el modelo de Maillet describe una relación almacenamiento-descarga de tipo lineal:

$$S = \frac{1}{\alpha} Q \quad (20)$$

El modelo de Maillet asume la relación almacenamiento-descarga como un proceso lineal, sin embargo, esto no siempre ocurre y la gráfica semilogarítmica de la recesión del gasto base describe una curva cóncava (Wittenberg, 1994), es por ello que un comportamiento no lineal nunca debe de ser excluido.

En base al trabajo de Maillet, diversos autores (Barnes, 1939; Schoeller, 1948; Wener y Sundquist, 1951; Réméniéras, 1960; Forkasiewicz y Paloc, 1965; Shevenell, 1996; Vasileva y Komatina, 1997) han propuesto modelos multi-lineales para considerar el efecto acumulativo de múltiples almacenamientos de agua subterránea en la curva de recesión de una cuenca:

$$Q_t = \sum_{i=1}^n (Q_0)_i e^{-\alpha_i t} \quad (21)$$

Por otro lado, Barnes (1939) argumentó que la recesión total del hidrograma es el resultado de la suma de tres funciones exponenciales: la contribución del escurrimiento superficial, el escurrimiento sub-superficial y la descarga de agua subterránea hacia la cuenca.

Horton (1933) desarrolló una ecuación la cual es conocida como “Doble exponencial de Horton”:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t^m} \quad (22)$$

donde m es un coeficiente.

IV.4.4. Recesión del gasto base como un proceso no lineal

El gasto base es interrumpido por eventos de precipitación que propician el escurrimiento directo. Cuando el descenso del gasto base no sigue un comportamiento exponencial no es sencillo determinar cuando el caudal medido es contribución únicamente de la descarga del acuífero, por lo que la determinación del tiempo $t=0$ y el gasto inicial de la recesión Q_0 se vuelve sensible. Esta arbitrariedad de determinar el tiempo de inicio de la recesión del gasto base se puede eliminar al usar la diferencia de tiempo dt . Esto se logra al considerar su pendiente como una función del gasto (Brutsaert y Nieber, 1977):

$$\frac{dQ}{dt} = f(Q) \quad (23)$$

la cual mediante diferencias se puede representar como:

$$\frac{Q_{i+1} - Q_i}{\Delta t} = f\left(\frac{Q_{i+1} + Q_i}{2}\right) \quad (24)$$

La tasa de descenso de la descarga del agua subterránea es marcadamente menor que la tasa de descenso del escurrimiento superficial y sub-superficial, resultado de la precipitación (Brutsaert, 2005; Wittenberg, 1999; Aksoy y Wittenberg, 2011; Stoelzle et al., 2013). Esto significa que en cualquier representación gráfica de $(Q_{i+1} - Q_i)/\Delta t$ contra $(Q_{i+1} + Q_i)/2$, para el gasto base (el cual se identifica gráficamente como la combinación de gastos más grandes contra los valores más pequeños de $(Q_{i+1} - Q_i)/\Delta t$) la función $f(Q)$ se considera como la envolvente menor.

El objetivo de este procedimiento es obtener información de algunas características del ensamble de todas las recesiones disponibles. Debido a que las recesiones de los hidrogramas tienen comportamientos muy diferentes de una cuenca a otra (e incluso en una misma cuenca), el comportamiento de las recesiones puede variar dependiendo de diferentes factores climatológicos y geohidrológicos (Wittenberg, 1999; Zecharias y Brutsaert, 1985; Aksoy y Wittenberg, 2011; Arciniega et al., 2014; Ludwigs y Freiburg, 2008; Wang y Cai, 2010; Wittenberg, 2003; Wittenberg y Sivapalan, 1999) cuando se realiza una gráfica de los valores de dQ/dt contra Q se obtiene una nube de puntos (Figura IV.18).

La envolvente menor es la región de puntos para la tasa de recesión más lenta dQ/dt , así mismo, representa el caudal (Q) más grande para la tasa de recesión dQ/dt más baja. En cuencas hidrológicas, la forma exacta de la función de gasto base $Q=Q(t)$ no es conocida, especialmente cuando el sistema hidrogeológico es complejo y no se asemeja a las simplificaciones consideradas. Debido a que esta metodología involucra derivadas, esta es sensible a los errores inherentes de los registros hidrométricos (Rupp y Selker, 2006).

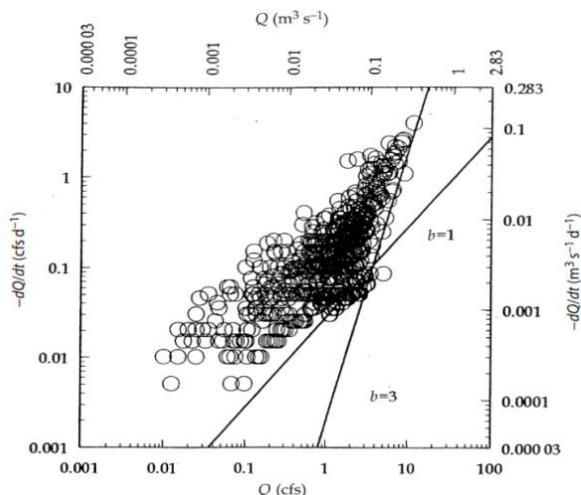


Figura IV.18. Análisis de recesión para el periodo de 1961-1974 en el arroyo Tonkawa, Oklahoma, con las líneas de las envolventes menores con pendientes de 1 y 3, respectivamente. El área de drenaje de la cuenca es de $A=67$ km², la longitud total del canal es $L=70$ km, y la profundidad estimada del acuífero es de 1.6 m. (Fuente: Brutsaert y Lopez, 1998).

Para varias de las soluciones de la ecuación de Boussinesq, Brutsaert y Nieber (1977) demostraron que la relación $dQ/dt = f(Q)$ puede ser expresada de la siguiente forma:

$$\frac{dQ}{dt} = -aQ^b \quad (25)$$

la cual se puede linealizar al aplicar logaritmo:

$$\log(-dQ/dt) = \log a + b \log Q \quad (26)$$

donde a y b son constantes a determinar.

En la Figura IV.19 se muestra el cambio del nivel freático durante la descarga de agua subterránea de un acuífero con base impermeable que interactúa con un cauce, suponiendo que el acuífero está totalmente saturado al inicio de la descarga. Para el tiempo $t < t_3$ se presenta un régimen de flujo rápido en la descarga, atribuido principalmente al escurrimiento subsuperficial y en menor medida a la contribución del acuífero, el cual se presenta poco después de la última tormenta. Este régimen generalmente está relacionado con valores relativamente grandes de Q y $|dQ/dt|$ y la solución de los parámetros se expresa como (Polubarinova-Kochina, 1952; Brutsaert y Nieber, 1977; Parlange et al., 2001):

$$\alpha = \frac{1.1337}{K\phi D^3 L^2} \quad b = 3 \quad (27)$$

donde K es la conductividad hidráulica [LT^{-1}], ϕ es la porosidad efectiva, D es el espesor del acuífero [L] y L es la longitud de la red de drenaje de la cuenca [L].

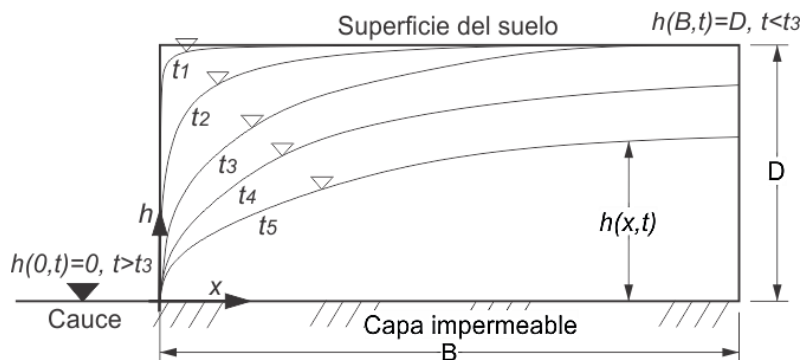


Figura IV.19. Idealización de un acuífero libre que interactúa con un cauce, asumido en la teoría hidráulica de Boussinesq con una descarga progresiva del acuífero hacia el cauce. En el tiempo t_3 se presenta una transición de la recesión de un régimen rápido (*short-time*, en inglés) a uno lento (*long-time*, en inglés).

El periodo de tiempo $t > t_3$ es conocido como régimen de flujo lento, cuyos parámetros se expresan como (Brutsaert y Nieber, 1977):

$$\alpha = \frac{4.8038 K^{1/2} L}{\varphi A^{3/2}} \quad b = \frac{3}{2} \quad (28)$$

donde A es el área de la cuenca [L²].

A partir de la linealización de la ecuación de Boussinesq se deriva el caso lineal de la ecuación de Brutsaert y Nieber:

$$\alpha = \frac{0.3465\pi^2 K D L^2}{\varphi A^2} \quad b = 1 \quad (29)$$

Para el punto de transición ($t=t_3$), Parlange et al. (2001) generaron una ecuación que es aplicable tanto para el flujo rápido y lento, dada por:

$$Q = \frac{KAD^2}{B^2} Q^* = \frac{KAD^2}{B^2} \alpha \sqrt{\frac{DKt}{\varphi B^2}} \quad (30)$$

donde $\alpha = (5 - \sqrt{7})/4\sqrt{\pi}$ (Parlange et al., 1989).

Las relaciones anteriores permiten determinar los parámetros hidráulicos de los acuíferos en una cuenca (Brutsaert y Nieber, 1977; Szilagyi et al., 1998; Brutsaert y Lopez 1998; Mendoza et al., 2003; Dewandel et al., 2003). Las constantes a y b son ajustadas por medio de regresiones lineales a partir de la relación $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$ (Figura IV.18), sin embargo, es común que el exponente se ajuste a priori. Diversos estudios realizados por Brutsaert y Nieber (1977) y Troch et al. (1993), consideraron para sus cuencas de estudio al exponente igual a $b=3/2$, mientras que Vogel y Kroll (1992), Brutsaert y Lopez (1998) y Eng y Brutsaert (1999) decidieron usar $b=1$. No obstante para una estimación correcta del exponente es necesario realizar estudios con un gran número de registros hidrométricos.

IV.4.5. Simulación de recesiones

Con el propósito de representar una curva de recesión, Coutagne (1948) propuso una ecuación para generalizar la descarga de un acuífero a partir de la ecuación de Brutsaert y Nieber:

$$\int_{Q_0}^{Q_t} Q^{-b} dQ = -a \int_0^t dt \quad (31)$$

que al integrar resulta:

$$Q_t = [Q_0^{1-b} - (1-b)at]^{1/1-b} \quad (32)$$

para $b \neq 1$. Cuando el exponente es igual a 1, la ecuación (32) se reduce a la ecuación (15). Este modelo ha sido ampliamente utilizado en distintas partes del mundo y algunos autores han probado su eficiencia al comparar los resultados del modelo contra simulaciones realizadas con la ecuación bidimensional de Boussinesq (Szilagyi y Parlange 1998; Szilagyi et al., 1998; Dewandel et al., 2003).

Para considerar la no linealidad en la relación almacenamiento-descarga, Wittenberg (1999) propuso agregar un exponente a la ecuación (20):

$$S = cQ^d \quad (33)$$

donde S es el almacenamiento [L^3], Q es el gasto [L^3T^{-1}], c es el parámetro de la recesión [$L^{3-3d}T^{-d}$] y d es el exponente adimensional. Cuando el volumen es expresado por unidad de área y el incremento de tiempo es de un día se tiene: S (mm), Q (mm), c ($mm^{1-d}d^d$). La ecuación (33) en combinación con la ecuación de continuidad en un almacenamiento ($dS/dt = -Q$) nos permiten simular la recesión de un hidrograma:

$$-cd \int_{Q_0}^{Q_t} \frac{Q^{d-1}}{Q} dQ = \int_0^t dt \quad (34)$$

que al integrar nos permite representar la curva de recesión:

$$Q_t = \left[Q_0^{d-1} + \frac{(1-d)}{cd} t \right]^{1/d-1} \quad (35)$$

la cual corresponde a la ecuación encontrada por Coutagne. La ecuación anterior también se puede reescribir como:

$$Q_t = Q_0 \left[1 + \frac{(1-d)Q_0^{1-d}}{cd} t \right]^{1/d-1} \quad (36)$$

donde c y d son parámetros que se obtienen a partir de los gastos observados. El modelo de Wittenberg ha sido aplicado en 80 cuencas en Alemania (Wittenberg, 1999), así como en cuencas con caudal intermitente en Turquía (Aksoy y Wittenberg, 2011). Dichos trabajos han encontrado que el exponente $d=0.5$ representa un valor medio que se puede suponer a *priori* si no se conoce su valor, tal suposición suele ser más realista que considerar un comportamiento lineal con $d=1$. Asimismo, la relación cuadrática $Q=C.S^2$ o $S=cQ^{0.5}$ con $d=0.5$ fue encontrada por Schoeller (1962) para un acuífero libre a partir de la derivación analítica de la Ley de Darcy considerando la condición de Dupuit-Forchheimer. Por su parte, Wittenberg (1999) asumió que el exponente $d=1$ correspondía a la descarga proveniente de acuíferos confinados y que los valores de $d < 0.5$ estuviesen

relacionados con la distribución espacial del agua almacenada en los acuíferos, efectos de histéresis, variabilidad de la lluvia, de la infiltración y del gradiente hidráulico.

Boussinesq (1903, 1904) desarrollo una solución exacta en base a su ecuación unidimensional de advección-difusión considerando las simplificaciones planteadas en el subcapítulo anterior. La solución es conocida como “Ecuación Cuadrática de Boussinesq” (*quadratic form*, en inglés) y está dada por:

$$Q_t = Q_0(1 + n t)^{-2} \quad (37)$$

donde n es el parámetro del modelo (en la literatura se encuentra como α , pero en este trabajo se cambia por n para no confundirlo con el parámetro del modelo de Maillet). Este modelo tiene la ventaja de ser una solución exacta y sus parámetros están relacionados con las propiedades del acuífero:

$$Q_0 = 0.862 \frac{K L h_m^2}{B} \quad \alpha = \frac{1.115 K h_m}{\varphi B^2} \quad (38)$$

donde K es la conductividad hidráulica, B es el ancho del acuífero, L es la longitud de la corriente perenne, φ es la porosidad, h_m es la carga hidráulica inicial a lo largo de B . El inconveniente del modelo cuadrático de Boussinesq es que no se puede linealizar, es por ello que tiene poca aplicación en la práctica.

Además de los modelos presentados en este trabajo, se han desarrollado otros modelos que describen la descarga en acuíferos kársticos durante la temporada de estiaje (Padilla et al., 1994; Forkasiewicz y Paloc, 1965; Dauty, 1967; Drogue, 1967).

IV.4.6. Métodos para la estimación de parámetros

Existen distintas metodologías para la estimación de los parámetros de los modelos orientados a simular recesiones. Anderson y Burt (1980) indican que para determinar el comportamiento de los almacenamientos es necesario su análisis mediante una gran cantidad de curvas de recesión, por lo que los métodos gráficos son deficientes, pues sólo permiten el análisis de una curva en particular.

Para el modelo exponencial de Maillet (ecuación (15)) el parámetro α se puede calcular por mínimos cuadrados a partir de la correlación entre gastos consecutivos de las curvas de recesión extraídas, dada por la ecuación siguiente:

$$\alpha = -\ln\left(\frac{\sum Q_{i+1}}{\sum Q_i}\right) \quad (39)$$

o también, al comparar las curvas de recesión observadas contra las observadas para minimizar el error cuadrático $e^2 = (\ln(Q_{obs}) - \ln(Q_{sim}))^2$.

El parámetro del modelo cuadrático de Boussinesq (ecuación (37)) se puede ajustar a partir del análisis de los gastos consecutivos mediante la ecuación siguiente:

$$n = \sqrt{\frac{\sum Q_i}{\sum Q_{i+1}}} - 1 \quad (40)$$

o a partir de la comparación de las curvas de recesión observadas contra las observadas para minimizar el error cuadrático $e^2 = (\ln(Q_{obs}) - \log(Q_{sim}))^2$.

Por su parte, en el modelo de Coutagne (ecuación (32)) y en el de Wittenberg (ecuación (35)) se puede ajustar *a priori* el exponente del modelo, lo cual facilita la estimación del parámetro de recesión. Para el modelo de Wittenberg, se ha establecido la siguiente relación para estimar el valor de c (Wittenberg, 1999):

$$c = \frac{\sum(Q_i + Q_{i+1})\Delta t}{2\sum(Q_i^d - Q_{i+1}^d)} \quad (41)$$

donde Δt es el incremento del tiempo, que para gastos medios diarios consecutivos resulta ser de un día. Sin embargo, se ha sugerido ajustar el modelo a todas las curvas de recesión para obtener el verdadero valor del exponente (Wittenberg, 1999; Aksoy y Wittenberg, 2011).

A pesar de dichas diferencias en la estimación parámetros para los métodos previamente mencionados, existe una relación entre los parámetros del modelo de Maillet, Coutagne y Wittenberg. De la ecuación (32), se observa que existe una similitud con la ecuación (35) dada por las relaciones:

$$b = 2 - d \quad a = \frac{1}{c d} \quad (42)$$

Cuando el exponente del modelo de Coutagne representa un comportamiento lineal del almacenamiento con $b=1$, la expresión se reduce al modelo de Maillet:

$$Q_t = [Q_0^{1-b} - (1-b)at]^{1/(1-b)} \quad b \neq 1$$

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad b = 1$$

en base a la relación almacenamiento descarga $S=constante.Q$ (para $b=1$), la relación entre los parámetros resulta ser:

$$S = cQ = 1/a Q = 1/\alpha Q \quad b = d = 1 \quad (43)$$

Frecuentemente, los parámetros del modelo de Coutagne para las curvas de recesión en una serie de tiempo se obtienen a partir de la nube de puntos ilustrada mediante la

relación de $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$. La forma lineal del modelo de Brutsaert (ecuación (25)) indica que el exponente b representa la pendiente de la envolvente y el logaritmo del parámetro de recesión a representa su punto de intersección en la ordenada (Figura IV.20).

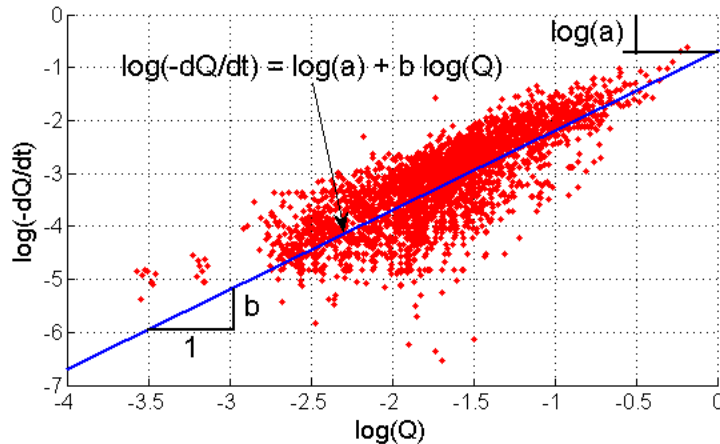


Figura IV.20. Nube de puntos de $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$ utilizada por Brutsaert y Nieber (1977) para la estimación de los parámetros a y b .

La ventaja de utilizar esta metodología es que se elimina la arbitrariedad de seleccionar el tiempo t_0 y el gasto inicial Q_0 al considerar la diferencia entre gastos consecutivos. Los valores máximos de la relación $\log(-dQ/dt)$ y $\log(Q)$ están relacionados con el escurrimiento subsuperficial mientras que los valores pequeños están relacionados con el flujo de agua subterránea.

Existen tres metodologías que son ampliamente usadas para determinar los parámetros del modelo de Brutsaert y Nieber: Regresión Lineal, Envolvente Menor y Data Binning.

1. Regresión Lineal (o Mínimos Cuadrados): esta metodología fue propuesta por Vogel y Kroll (1992) y consiste en minimizar el error cuadrático a partir de la linealización de la ecuación (25):

$$y = a_0 + a_1x \quad (44)$$

donde $y = \log(-dQ/dt)$, $x = \log(Q)$, $a_0 = \log a$, $a_1 = b$. Los parámetros a_0 y a_1 se obtienen mediante:

$$a_1 = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \quad a_0 = \bar{y} - a_1 \bar{x} \quad (45)$$

2. Envolvente Menor: consiste en aplicar una regresión por cuantiles mediante la minimización de las desviaciones absolutas ponderadas con pesos asimétricos:

$$\underset{(X_i b + u) \in R}{\text{Mín}} \left[\sum_{Y_i \geq (X_i b + u)} \theta |Y_i - (X_i b + u)| + \sum_{Y_i < (X_i b + u)} (1 - \theta) |Y_i - (X_i b + u)| \right] \quad (46)$$

donde $Y = \log(-dQ/dt)$, $X = \log(Q)$ y $u = \log a$.

Esta técnica ha sido ampliamente usada por Brutsaert para estimar los parámetros a y b utilizando una regresión por cuantiles al 5 % ($\theta = 0.05$). Según diversos autores (Brutsaert y Lopez, 1998; Szilagyi et al., 1998; Mendoza et al., 2003; Stoelzle et al., 2012) la envolvente menor permite eliminar la influencia del escurrimiento superficial y subsuperficial de la nube de puntos ya que se ajusta a los valores más pequeños de $\log(-dQ/dt)$ y $\log(Q)$.

Brutsaert y Nieber (1977) argumentan que la estimación del parámetro de recesión con la técnica de la envolvente menor y con una pendiente fija de 1, 1.5 y 3 permite representar los descensos de la recesión asociados con el agotamiento de los acuíferos, principalmente en regiones con valores altos de evaporación. El método de envolvente menor utilizado por Brutsaert para la estimación de los parámetros hidráulicos es particularmente susceptible al ruido (Rupp y Selker, 2006), por lo que es necesaria la revisión de los datos disponibles y el filtrado de ellos para prescindir tales efectos. Estudios previos han determinado que el ruido está relacionado con la precisión en la medición de los gastos (que por lo regular se obtienen mediante la relación gasto-elevación). Rupp y Selker (2006) mencionan que el ruido, además de ser causa de la medición, depende del intervalo de tiempo considerado. La metodología propuesta por Brutsaert considera un Δt constante, lo que amplifica el ruido y las inexactitudes de los datos, tal como lo mencionan Rupp y Selker. Ellos proponen una metodología basada en un Δt variable (usando diferentes escalas temporales) para obtener nubes de puntos más definidas. Sin embargo, no siempre es posible contar con datos con gran resolución temporal y es más común contar con registros diarios.

3. Data Binning: su uso fue propuesto por Kirchner (2009) y se trata de una técnica basada en la formación de cuantiles, la cual permite reducir los efectos de puntos extremos (ya sean máximos o mínimos) al reemplazar los valores originales por una nueva base de datos (BINS). Los valores de $\log(-dQ/dt)$ son ordenados de mayor a menor con su respectivo valor de $\log(Q)$, posteriormente se divide la serie en intervalos y cada intervalo se reemplaza por su media. Los parámetros a y b son estimados a partir de la nube de BINS aplicando Regresión Lineal. Kirchner (2009) utilizó todos los valores de $\log(-dQ/dt)$ y $\log(Q)$ de las series de gastos y dividió la muestra en 100 intervalos, posteriormente simuló la recesión en sentido contrario del eje del tiempo en su llamada *doing hydrology backward* (en inglés) para obtener la precipitación y evapotranspiración promedio en la cuenca a partir del escurrimiento observado.

IV.4.7. Métodos para la extracción de curvas de recesión de hidrogramas (MERs)

Cuando el proceso de descarga sigue un comportamiento exponencial es posible identificar el inicio de la curva de recesión del gasto base como una línea recta al graficarla en escala semilogarítmica (Barnes, 1939), sin embargo en varias cuencas este proceso no es lineal y la curva descrita sigue un comportamiento cóncavo (Aksoy y Wittenberg, 2011), aunque en algunos casos, cuando la heterogeneidad del sistema geohidrológico es muy alta se pueden presentar curvas convexas (Wang, 2011). Además, los procesos de lluvia interrumpen el descenso de la curva de recesión, por lo que determinar el punto de inflexión por métodos gráficos no es una tarea sencilla.

Los registros de precipitación se pueden utilizar para determinar el final del escurrimiento superficial y el inicio de la curva de agotamiento durante tormentas consecutivas, sin embargo, en México la mayoría de las cuencas no se encuentran monitoreadas o la información disponible de precipitación es escasa (los registros son diarios), es por ello que se han establecido metodologías basadas exclusivamente en el análisis de los hidrogramas.

Determinar el inicio de la recesión del gasto base ha sido objeto de estudio en diversas investigaciones. Frecuentemente, se descartan los primeros días después de ocurrido un gasto pico en el hidrograma. En algunos trabajos se descarta un periodo dentro de los primeros 5 días posteriores al gasto pico para excluir el efecto del escurrimiento directo (p.e. Szilagyi et al., 1998; Peña-Arancibia et al., 2010) mientras que en otros estudios se han descartado desde uno hasta 10 días (Zecharias y Brutsaert, 1988; Vogel y Kroll, 1992; Parlange et al., 2001; Malvicini et al., 2005; van Dijk, 2010; Wang y Cai, 2010a). Alternativamente, se ha considerado eliminar los primeros dos días después de haber detectado un punto de inflexión (Wittenberg y Sivapalan, 1999; Wang y Cai, 2010a).

Otros estudios han determinado la duración mínima de las curvas de recesión para considerarlas como parte de la curva de agotamiento del almacenamiento (que se suelen presentar como recesiones largas con poca pendiente). La duración mínima que se considera va desde 2 días (p.e. Mendoza et al., 2003) hasta 10 días (e.g Vogel y Kroll, 1992) aunque esto implica un problema debido a la disponibilidad de la información y a las condiciones climáticas de la región.

En este trabajo se utilizan algunas de las metodologías para la extracción de las curvas de recesión a partir de los datos hidrométricos:

1. Metodología de Vogel y Kroll (1992): esta metodología selecciona segmentos con recesión de un promedio móvil de 3 días. Según Vogel y Kroll, las recesiones deben de tener una duración mínima de 10 días y el primer 30% de cada recesión es removido para excluir la influencia del escurrimiento superficial. Además, la diferencia entre dos gastos consecutivos tiene que ser menor al 30%:

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{Q_{t+1} - Q_t}{Q_t} < 0.3 \quad (47)$$

2. Método de Brutsaert y Sugita (2008): esta técnica elimina los gastos igual a cero y los primeros cuatro días después de un gasto pico, además se eliminan los dos últimos

días de la recesión y los valores grandes de $|dQ/dt|$ para excluir anomalías repentinas durante la recesión. Brutsaert y Sugita consideran que las recesiones deben de tener una duración mínima de 6 o 7 días.

3. Método de Kirchner (2009): esta metodología utiliza en un inicio todos los valores negativos de dQ/dt sin previa depuración y posteriormente aplica la técnica de *data binning* para generar una nueva nube de puntos de $\log(-dQ/dt)$ y $\log(Q)$.
4. Método de Aksoy y Wittenberg (2011): esta metodología consiste en ajustar el segmento de la curva recesión a la ecuación de Wittenberg considerando a *priori* un exponente $d=0.5$, que según Wittenberg y Sivapalan (1999) asumir este valor es más realista que asumir un comportamiento lineal con $d=1$.

Esta metodología ocupa de la estimación de un coeficiente de variación (CV) el cual está dado por:

$$CV = \sqrt{\frac{n^2}{n-1} \frac{\sum(Q - Q_{est})^2}{(\sum Q)^2}} \quad (48)$$

donde n es el número de días de la recesión, Q es el gasto observado y Q_{est} es el gasto estimado por el modelo de almacenamiento-descarga no lineal de Wittenberg (1999). Aksoy considera que la longitud mínima de los segmentos de recesión es de 5 días, por lo que cualquier recesión con una duración menor es excluida. El parámetro de recesión c es calculado con la ecuación (35) fijando el exponente $d=0.5$, y en este caso, si el CV calculado para esa curva de recesión es menor a 0.2 se considera que la curva está compuesta principalmente por agua subterránea, si no es así, se elimina el primer día de la recesión, se vuelve a estimar el parámetro c y se repite el proceso hasta que el CV sea menor a 0.2 o hasta que la duración de la recesión sea menor a 5 días. El algoritmo para la extracción de recesiones por el método de Aksoy se muestra en la Figura IV.21.

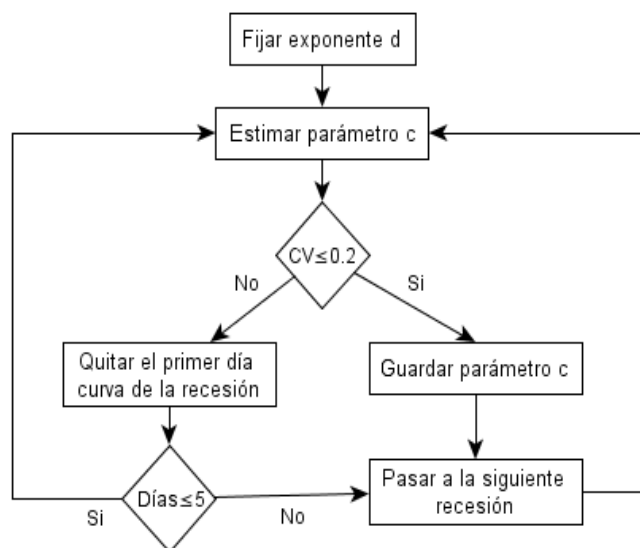


Figura IV.21. Algoritmo de Aksoy para la extracción de recesiones.

En la Figura IV.22 se muestra la aplicación de los MERs. Como se observa, los segmentos de las recesiones extraídas con cada metodología difieren en el inicio (t_0) y en la duración, por lo que algunos autores (Stoelzle et al., 2012; Stoelzle et al., 2013) argumentan que la parametrización de la relación almacenamiento-caudal es afectada por la metodología elegida para la extracción de las recesiones, así mismo, Stoelzle et al. (2013) menciona que la combinación de las técnicas reduce tales diferencias.

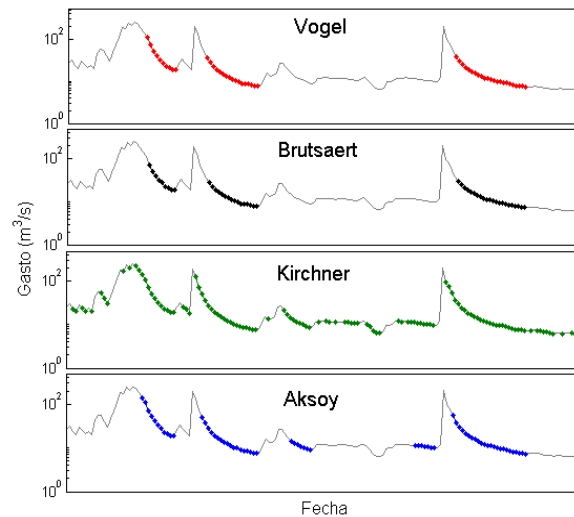


Figura IV.22. Extracción de recesiones: método de Vogel (puntos rojos), método de Brutsaert (puntos negros), Kirchner (puntos verdes) y Aksoy (puntos azules).

IV.4.8. Técnicas para la separación del gasto base

La separación del gasto base a partir del gasto total es un problema que ha sido estudiado ampliamente mediante métodos estadísticos (WMO, 2008), gráficos (Institute of Hydrology, 1980) y filtros (Lyne y Hollick, 1979; Bako y Hunt, 1988; Aksoy et al., 2009), entre otros.

En temporada de estiaje, el gasto aforado corresponde exclusivamente al escurrimiento base, sin embargo, cuando se presenta una tormenta es difícil hacer la separación entre el escurrimiento directo y la aportación de agua subterránea. Durante un evento de lluvia-escurrimiento, el gasto base está dado por el escurrimiento antes del punto de levantamiento y después del punto de inflexión, y entre esos dos puntos el comportamiento del gasto base es desconocido por lo que existen diversas formas para estimar el gasto base durante cada evento (Figura IV.23).

Se han realizado estudios para determinar el tiempo en el que ocurre el punto de inflexión (p.e. Pettyjohn y Henning, 1979), y una de las relaciones más utilizadas para tal propósito es conocido como el tiempo de vaciado el cual está dado por la relación (Linsley et al., 1982):

$$N = 0.84 A^{0.2} \quad (49)$$

donde N es el tiempo de vaciado que va desde el gasto pico hasta el punto de inflexión (días) y A es el área de la cuenca (km^2).

Determinar el gasto base cuando se presentan múltiples avenidas a partir del método gráfico es una tarea complicada, por lo que se han establecido algoritmos, filtros e incluso MARs para llevar a cabo el análisis. A continuación se mencionan algunas de las metodologías más utilizadas para la separación del gasto base utilizando series de tiempo hidrométricas.

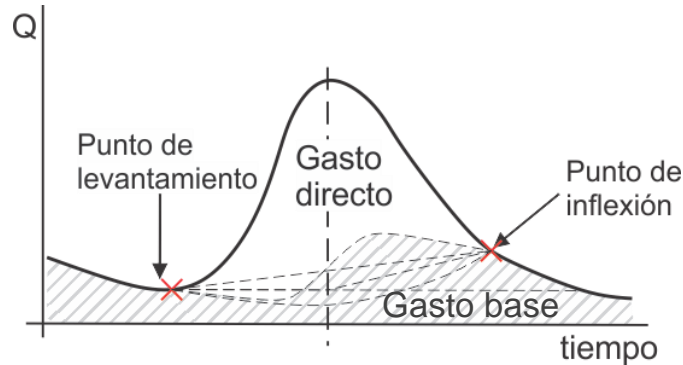


Figura IV.23. Separación gráfica del gasto base de un hidrograma aislado.

1. Método UKIH

La aplicación del algoritmo de mínimos suavizados UK o UKIH (Institute of Hydrology, 1980) permite identificar los puntos bajos del hidrograma a partir de la serie de gastos medios diarios con los siguientes pasos:

- Se divide la serie de datos en bloques de 5 días consecutivos de gastos sin que estos se traslapen: $(Q_1, Q_2, Q_3, Q_4, Q_5)$, $(Q_6, Q_7, Q_8, Q_9, Q_{10})$, ...
- Para cada bloque se obtiene el valor mínimo y se nombra como: $q_1 = \min(Q_1, Q_2, Q_3, Q_4, Q_5)$, $q_2 = \min(Q_6, Q_7, Q_8, Q_9, Q_{10})$, ...
- Se forman bloques de 3 valores mínimos consecutivos: (q_1, q_2, q_3) , (q_2, q_3, q_4) , ..., (q_{t-1}, q_t, q_{t+1}) , ...

Si se cumple que

$$0.9 q_t < \min(q_{t-1}, q_{t+1})$$

entonces el gasto q_t es parte del gasto base. Sin embargo la condición anterior está planteada para caudales perennes, mientras que para caudales intermitentes que presentan gasto igual a cero se revisa la condición (Tallaksen, 1987; Aksoy et al., 2009):

$$0.9 q_t \leq \min(q_{t-1}, q_{t+1})$$

Se repite el procedimiento hasta terminar con la serie de datos. Los valores faltantes se obtienen con interpolación lineal entre los datos que conforman el gasto base (Figura IV.24). Posteriormente se verifica que se cumpla: $Q_b \leq Q$.

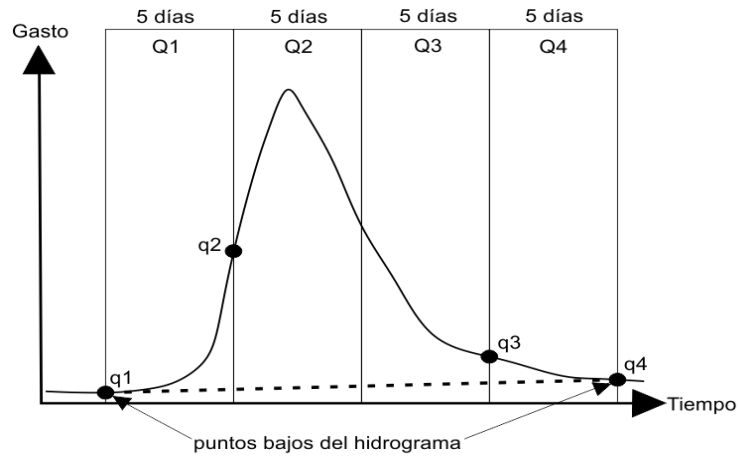


Figura IV.24. Identificación de los puntos bajos del hidrograma aplicando la metodología UKIH.

2. Método RDF

El filtro digital recursivo (RDF, por sus siglas en inglés y atribuido a Lyne y Hollick (1979) está basado en análisis de señales y su aplicación se extiende para la separación del gasto base en un hidrograma. El gasto directo Q_d es obtenido como:

$$Qd_t = \alpha Qd_{t-1} + \frac{1 + \alpha}{2} (Q_t - Q_{t-1}) \quad (50)$$

donde Q es el gasto total y α es el parámetro del filtro. Se debe de cuidar que $0 \leq Qd_t \leq Q_t$. De esta manera, el gasto base es estimado con la diferencia de gastos $Q_b = Q - Q_d$.

Previos estudios indican que el parámetro α está dentro del rango de 0.9 a 0.95 con un valor óptimo de 0.925 (Natahan y McMahon, 1990). El filtro RDF es aplicado a la serie de tiempo de gastos medios diarios tres veces: hacia delante, hacia atrás y hacia delante en el eje de tiempo, de tal manera que en cada filtro la curva suavizada del gasto base es considerada como el gasto total del siguiente filtro (Figura IV.25). La curva suavizada del tercer filtro se toma como el gasto base final y el gasto directo es obtenido de la diferencia de gastos $Q_d = Q - Q_b$ (para gastos horarios se recomienda que el filtro sea aplicado nueve veces de manera alternada en el eje del tiempo). En este estudio se considera el valor óptimo del parámetro α del filtro igual a 0.925.

3. Método FUKIH

Aksoy et al. (2009) propusieron la aplicación del filtro RDF para suavizar la curva de gasto base obtenida con el método UKIH ya que este proporciona valores del gasto base con picos puntiagudos que no corresponden a un comportamiento físico real. La metodología consiste básicamente en aplicar el método UKIH, y posteriormente a la serie de tiempo del gasto base obtenida se le aplica el filtro RDF una sola vez.

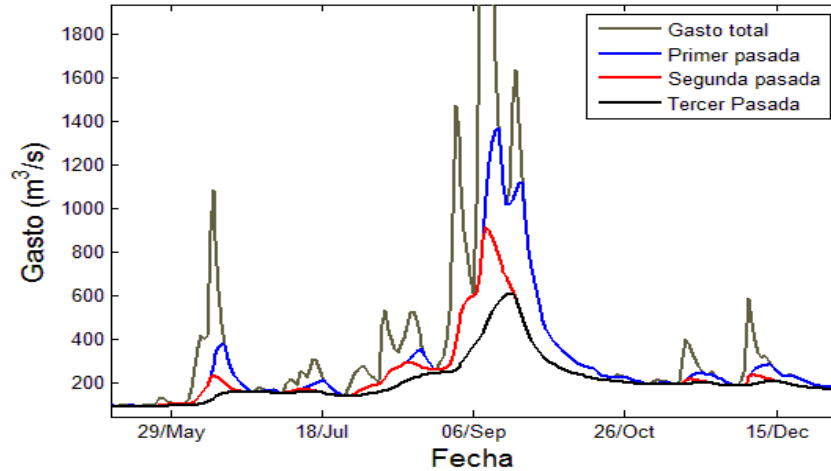


Figura IV.25. Ejemplo de la separación del gasto base con el filtro digital recursivo.

4. Separación del gasto base a partir de los MARs

Este método consiste en que una vez que se estiman los parámetros del modelo que mejor describen el comportamiento general de las recesiones, se procede a la separación del gasto base a partir de la última medición, en donde la estimación se realiza en el sentido opuesto del tiempo en toda la serie de datos.

La estimación de los gastos pertenecientes al escurrimiento base se lleva a cabo con la relación inversa de los MARs:

$$\text{Maillet} \quad Q_{t-\Delta t} = Q_t e^{\alpha \Delta t} \quad (51)$$

$$\text{Cuadrático de Boussinesq} \quad Q_{t-\Delta t} = Q_t (1 + n\Delta t)^2 \quad (52)$$

$$\text{Coutagne} \quad Q_{t-\Delta t} = [Q_t^{1-b} - (b-1)a \Delta t]^{1/(1-b)} \quad (53)$$

$$\text{Wittenberg} \quad Q_{t-\Delta t} = \left[Q_t^{d-1} + \frac{(d-1)}{c d} \Delta t \right]^{1/(d-1)} \quad (54)$$

donde Δt es el incremento de tiempo, que para las series de tiempo de gastos medios diarios es un día. El cálculo del gasto base por medio de esta metodología es detallado por Wittenberg (1999).

Cuando se realiza el cálculo del gasto base en sentido opuesto al eje del tiempo, se llega a la curva ascendente del gasto total y se genera un punto de transición en el día en que ocurre el gasto pico. Mientras que la curva ascendente para el gasto base se estima con los MARs considerando al gasto inicial Q_0 como el gasto total del día anterior (en orden cronológico) para un tiempo t de un día (Figura IV.26).

La ventaja de utilizar esta metodología para la separación del gasto base es que los MARs están relacionados con las propiedades físicas de la cuenca (p.e. Área de la cuenca y longitud de la red fluvial) y de los acuíferos (p.e. conductividad hidráulica, porosidad, espesor y ancho).

Se recomienda que al utilizar estas metodologías se agreguen datos al inicio y al final de la serie de datos. Algunos autores (Lyne y Hollick, 1979) reproducen hasta 300 datos (provenientes de la serie de tiempo) para asegurarse que el gasto base no se vea afectado por el registro inicial.

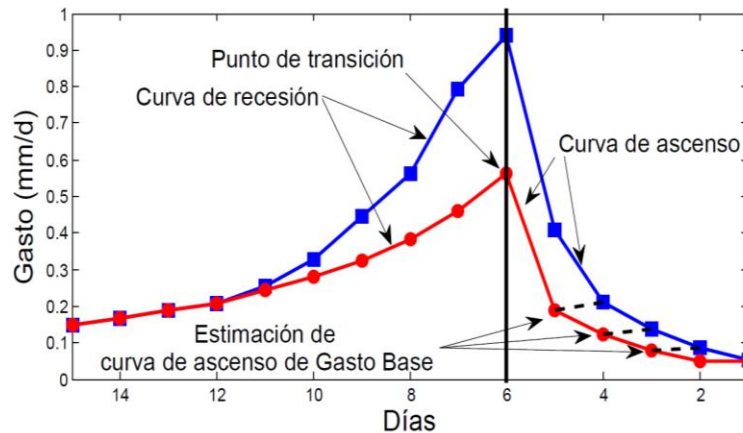


Figura IV.26. Separación del gasto base en sentido inverso del tiempo aplicando la relación inversa de los MARs.

En la mayoría de las cuencas, los hidrogramas presentan múltiples eventos de escurrimiento que dificultan la aplicación de los MARs para separar el gasto base, por lo que en esta tesis se utiliza el Filtro Digital Recursivo de Lyne y Hollick para suavizar el hidrograma. La metodología consiste en aplicar el filtro RDF y posteriormente utilizar el gasto base para determinar los puntos de transición (Figura IV.26). Con base a ello, se procede a la separación del gasto base aplicando la teoría del análisis de recesiones.

IV.4.9. Calibración de los MARs

Existen diversos indicadores para calibrar los parámetros de un modelo hidrológico, los cuales se basan en la comparación de valores estimados contra los datos observados. Frecuentemente, los parámetros calibrados de un modelo que se estiman permiten reducir el error y el sesgo mediante la asignación de un mayor peso a valores grandes del registro (p.e. gastos pico), por lo que su aplicación a caudales mínimos y al gasto base es cuestionable (Pushpalatha et al., 2012).

Krause y Boyle (2005) muestran algunos de los criterios para la calibración de los modelos hidrológicos durante la época de estiaje cuando esta es dominada por caudales mínimos:

- Coeficiente de determinación (R^2): es uno de los coeficientes más utilizados para determinar la correlación estadística entre la serie de tiempo observada y aquella simulada por un modelo. El coeficiente se define como el cuadrado del coeficiente de correlación de Pearson, dado por la expresión:

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=0}^n (D_i - \bar{D})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=0}^n (D_i - \bar{D})^2} \sqrt{\sum_{i=0}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right)^2 \quad (55)$$

donde n es el número de datos, D son los datos observados y P son los datos estimados. Este parámetro estima la dispersión entre la serie original y la estimada. El rango de R^2 varía de 0 (sin correlación) a 1 (máxima correlación).

- Índice de Willmott Modificado (IW): este índice fue propuesto por Willmott (1981) y fue modificado por Krause quien utiliza un exponente igual a 1 para asignar mayor peso a los valores mínimos. El índice se calcula como:

$$IW = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |D_i - P_i|}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{D}| + |D_i - \bar{D}|)} \quad (56)$$

El rango de ajuste del IW varía igual que el de R^2 y el valor de 1 representa el ajuste perfecto.

- Coeficiente de Nash-Sutcliffe Modificado (NS): propuesto por Nash y Sutcliffe (1970) y modificado por Krause para asignarle mayor peso a los valores mínimos. El coeficiente está dado por:

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |D_i - P_i|}{\sum_{i=1}^n |D_i - \bar{D}|} \quad (57)$$

El coeficiente varía de 1 (ajuste perfecto) hasta $-\infty$. Cuando NS tiene un valor negativo indica que la media de la serie de datos observados es un mejor estimador que el modelo utilizado.

IV.4.10. Contribución del agua subterránea al régimen de escurrimiento

La aportación de agua subterránea al cauce se puede caracterizar a partir de distintos indicadores: el volumen aportado por el o los acuíferos durante la temporada de estiaje, el Índice de Gasto Base (BFI, siglas en inglés) y el tiempo de recesión.

El área bajo la curva de recesión del gasto base representa el volumen total de agua (almacenamiento) proporcionada al cauce durante la temporada de estiaje a partir del instante t_0 , el cual está dado por:

$$S = \int_0^{\infty} Q(t)dt \quad (58)$$

cuando este se sustituye por la ecuación (15), tenemos que el volumen de aportación de los acuíferos, suponiendo un comportamiento exponencial, está dado por:

$$S = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Debido a que el gasto inicial Q_0 fluctúa con respecto al nivel freático de los acuíferos, se suele utilizar el valor máximo Q_0 del gasto de todas las curvas de agotamiento para determinar la capacidad máxima de almacenamiento de esa cuenca. También es frecuente que se estime el volumen a partir de la media (Q_{50}) de la serie de tiempo (usado recientemente por Stoelzle et al., 2013). Algunos autores han estimado el Tiempo de Recesión Tr para definir el intervalo en que la recesión declina desde la mediana (Q_{50}) hasta el percentil Q_{90} o Q_{95} (propuesto por Martin, 1973).

Como se mencionó al inicio de esta tesis, a la relación entre el volumen del gasto base y el volumen total se le conoce como Índice de Gasto Base (BFI, según sus siglas en inglés) y está dado por:

$$IGB = \frac{\int_{i=1}^{365} Qb_i dt}{\int_{i=1}^{365} Q_i dt} = \frac{V_b}{V_t} \quad (59)$$

donde Qb es el es gasto base y V_b el volumen generado por este. Este índice permite medir la proporción del agua subterránea de los acuíferos al cauce respecto al volumen total no sólo durante temporada de estiaje sino también durante la temporada de lluvias. Al valor promedio del BFI se le conoce como el Índice de Gasto Base medio anual y está dado por la expresión:

$$IGBm = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N IGB_i$$

donde N es el número de años.

Los parámetros de las relaciones almacenamiento-descarga son indicadores de la capacidad de almacenamiento de los acuíferos y su interacción en ríos y arroyos, por lo que en algunos estudios se han utilizado para determinar la variación espacial del almacenamiento (p.e. Beck et al., 2013) y para caracterizar la respuesta hidrológica en cuencas durante la temporada de estiaje (p.e. Stoelzle et al., 2012).

IV.4.11. Variabilidad intra-anual del clima

En cuencas cuya climatología implica que la cantidad de agua y energía disponibles estén desfasadas, se tienden a presentar mayores volúmenes de escurrimiento, ya que no existe energía suficiente para evaporar la humedad del suelo (Troch et al., 2013). Para determinar el efecto de la variabilidad inter-anual del clima y sus efectos en la disponibilidad del agua se estima el Índice de Estacionalidad (SI, por sus siglas en inglés) el cual fue propuesto por Walsh y Lawler (1981), y está dado por la ecuación:

$$SI = \frac{1}{X} \sum_{m=1}^{12} \left(X_m - \frac{X}{12} \right) \quad (60)$$

donde X es la variable climatológica (precipitación, evaporación, temperatura) media anual y X_m es el promedio mensual de la variable climatológica. Mientras más grande sea el valor de SI, la variación inter-anual del clima es más extrema y la mayoría de la precipitación, evaporación o temperatura se presenta en pocos meses. Wolock y McCabe (1999) estimaron un coeficiente de correlación mensual entre la precipitación y la temperatura (R_{P-T}) en cuencas de Estados Unidos para examinar la estacionalidad de las variables climáticas. Wolock y McCabe encontraron relación en la distribución espacial del caudal medio con R_{P-T} y se ha utilizado en estudios regionales de análisis de curvas de recesión (p.e. Peña-Arancibia et al., 2010; van Dijk, 2010; Beck et al., 2013).

V. METODOLOGÍA

La metodología que se empleó en esta tesis se muestra en la Figura V.1. Se realizó un previo análisis de sensibilidad de los MERs, los MARs, las técnicas para la estimación de parámetros y técnicas de separación de gasto base, y a partir de las metodologías que reprodujeron con mayor fidelidad la descarga de agua sub-superficial hacia los cauces se estimaron los parámetros S , Tr y IGB, los cuales se utilizaron para clasificar el comportamiento hidrológico de las cuencas. Finalmente se realizó una regionalización para inferir la distribución espacial de los parámetros de los modelos en cuencas no aforadas a partir de su relación con las características geomorfológicas, geológicas y climatológicas. Esta tesis comprende por lo tanto una síntesis hidrológica (Blöschl, 2006) de curvas de recesión en ambientes áridos.

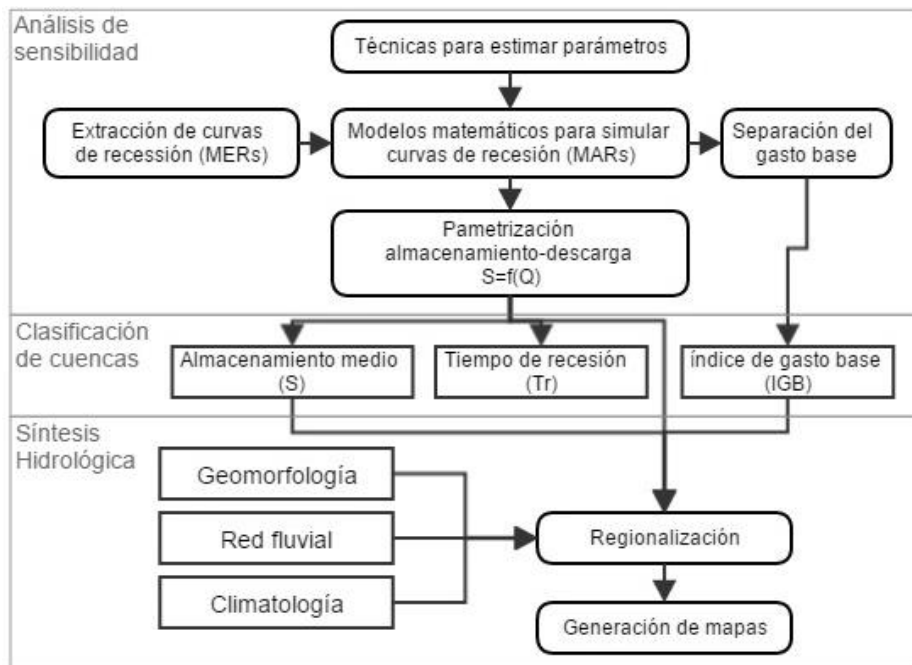


Figura V.1. Diagrama de flujo de la metodología aplicada en esta tesis.

En la Tabla V.1 se muestran los MERs utilizados en esta tesis, los cuales se han aplicado ampliamente en diversas partes del mundo y para cada uno se han realizado estudios del número de días que se deben de excluir después del gasto pico para no considerar los efectos del escurrimiento directo, así mismo, se ha determinado la duración mínima del segmento de la recesión del hidrograma para considerarlo como aportación exclusiva de agua subterránea, sin embargo, estas consideraciones se deben estudiar para cada región en particular.

Tabla V.1. Resumen de los MERs utilizados en el análisis

Método	Criterio	Duración mínima (días)	Excluir días de la recesión	Excluir anomalías
Vogel	Decrecimiento promedio móvil de 3 días	10	Primer 30 %	$\frac{Q_i - Q_{i+1}}{Q_{i+1}} > 30\%$
Brutsaert	$dQ/dt < 0$	6-7	Primeros 3-4 y últimos 2	$\frac{dQ_{t+1}}{dt} > \frac{dQ_t}{dt}$
Kirchner	$dQ/dt < 0$	1	-	-
Aksoy	$dQ/dt < 0$	5	Primeros 2 días	$CV > 0.20$

En México no existen estudios relacionados con el análisis de la eficiencia y aplicación de estas metodologías, es por ello que en esta tesis se planteó el uso de los MERs variando sus restricciones para determinar cuál modelo y bajo qué condiciones se obtienen las curvas de recesión del gasto base con mayor fidelidad, para ello se asignó un peso ponderado de igual magnitud a algunas características de los segmentos de recesiones: número de segmentos extraídos, duración promedio de las recesiones, días después del gasto pico considerado y la restricción asumida por el modelo, esta última asociada a la calidad de las curvas de recesión. Posteriormente, se evaluaron combinaciones al variar los parámetros de los modelos: para el método de Vogel se cambia la diferencia máxima entre gastos consecutivos (dQ) de 30, 20 y 10 %; para el método de Aksoy se modifica el coeficiente de variación (CV) máximo de 20, 15 y 10 %. Así mismo, se varió el tiempo de drenado de 2 hasta 5 días y la duración mínima de las recesiones de 5 a 8 días. Se descartaron las combinaciones que extrajeron menos de 15 curvas de recesión en estaciones con 20 años de registro.

Posterior a la extracción de segmentos de los descensos del hidrograma se evaluó el efecto del ruido en el análisis de curvas de recesión, relacionado con la dispersión de puntos asociados a $|dQ/dt|$ pequeños que pueden afectar la estimación de los parámetros de los modelos y, por lo tanto, la relación almacenamiento-caudal. Para el estudio del ruido en las mediciones se recurrió en esta tesis al análisis de la densidad de la nube de puntos de la gráfica log-log.

En esta tesis se aplicaron los modelos matemáticos más utilizados en la literatura para el estudio de las curvas de recesión, los cuales se muestran en la Tabla V.2. Previa a la aplicación de estas ecuaciones en cuencas áridas y semiáridas de México se realizaron pruebas de sensibilidad para entender cómo afecta la variación de los parámetros en la simulación de las recesiones de cada modelo.

Para la separación del gasto base se evaluaron 4 metodologías: UKIH, RDF, FUKIH y el algoritmo inverso de para la simulación de curvas de recesión. Se calculó el gasto promedio diario anual para llenar los días con datos faltantes, así mismo, se añadieron 300 datos al inicio y al final de cada serie con el fin de eliminar los efectos de los valores iniciales en la separación del gasto base, posteriormente de la estimación del gasto base se eliminaron los datos agregados a las series.

Se evaluó la relación que existe entre la relación almacenamiento-caudal de 62 cuencas contra sus propiedades fisiográficas, geológicas y climatológicas con el fin de determinar qué variables tienen mayor influencia en la aportación de agua subterránea y

sub-superficial al cauce. En la Tabla V.3 se muestran las propiedades fisiográficas de las cuencas (No. 1-8), las propiedades de la red de drenaje (No. 9-13), la geología de las cuencas (No. 14-15), la variabilidad anual e intra-anual del clima (No. 16-24). Las propiedades que presentan variaciones en distintas magnitudes fueron normalizadas con la función logaritmo.

Tabla V.2. Resumen de los MARs utilizados en el análisis

Nombre	Modelo	Simulación de recesión	Estimación de parámetros
Maillet	$S = Q/\alpha$	$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$	-Mínimos Cuadrados
Cuadrático de Boussinesq	$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{Kh_0}{\varphi} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$	$Q_t = Q_0(1 + nt)^{-2}$	-Mínimos Cuadrados
Coutagne	$\frac{dQ}{dt} = -aQ^b$	$Q_t = [Q_0^{1-b} - (1-b)at]^{1/1-b}$	-Regresión Lineal -Envolvente Menor -Data Binning
Wittenberg	$S = cQ^d$	$Q_t = Q_0 \left[1 + \frac{(1-d)Q_0^{1-d}}{cd} t \right]^{1/d-1}$	-Mínimos Cuadrados

Tabla V.3. Descripción de las propiedades fisiográficas, geológicas y climatológicas de las cuencas bajo estudio utilizadas para la síntesis hidrológica.

No	Tipo	Etiqueta	Descripción	Unidades
1		log(Area)	Logaritmo del área	km ²
2		log(Perim)	Logaritmo del perímetro	km
3		B	Ancho de la cuenca (B=A/2Lct)	km
4	Fisiografía de las cuencas	Dd	Densidad de drenaje	km ⁻¹
5		Xc	Centroide de la cuenca en longitud	Grados
6		Yc	Centroide de la cuenca en latitud	Grados
7		log(Emed)	Logaritmo de la elevación media	msnm
8		Pmed	Pendiente media	%
9		Or	Orden de corrientes	-
10	Red fluvial de las cuencas	log(Lc)	Logaritmo de longitud de red fluvial	km
11		Sc	Pendiente media de la red fluvial	m/m
12		log(Lcp)	Logaritmo de la longitud del cauce principal	km
13		Scp	Pendiente del cauce principal	m/m
14	Geología	p	Porosidad	%
15		log(k)	Logaritmo de la permeabilidad	m ²
16		Prec	Precipitación media anual	mm año ⁻¹
17		Evap	Evapotranspiración real media anual	mm año ⁻¹
18		E/P	Coefficiente de evapotranspiración entre precipitación	-
19		SIP	Índice de variación estacional de la precipitación	-
20		SIT	Índice de variación estacional de la temperatura	-
21	Climatología anual y variación intra-anual	SIE	Índice de variación estacional de la evapotranspiración	-
22		P _{vs} T	Correlación mensual entre la precipitación y temperatura (valor absoluto)	-
23		P _{vs} E	Correlación mensual entre la precipitación y evapotranspiración (valor absoluto)	-
24		E _{vs} T	Correlación mensual entre la evapotranspiración y temperatura (valor absoluto)	-

VI. RESULTADOS**VI.1. ANÁLISIS DE RECESIONES EN CUENCAS ÁRIDAS Y SEMIÁRIDAS****VI.1.1. Eficiencia de los métodos de extracción de recesiones (MERs)**

En la Figura VI.1 se muestra la aplicación de los MERs en la estación 09015 “El Águila” cuya área de drenaje es de 54 197 km². Se ha considerado que el inicio de las recesiones comienza dos días después del gasto pico y la duración mínima de los segmentos de las curvas de recesión es de 5 días. En la parte superior derecha de la imagen se muestra el color de cada recesión dependiendo del mes en que inició el descenso del segmento extraído (t_0), y se puede observar que para la mayoría de los MERs existe un patrón definido en el comportamiento de las curvas de recesión en función de la fecha de comienzo, con gastos más grandes en los meses de diciembre a febrero, mientras que de mayo a junio se presentan los gastos más pequeños.

En la parte superior izquierda de la Figura VI.1 se muestran todos los descensos del hidrograma (sin filtro). Se puede observar que existen recesiones muy prolongadas que finalizan después de 80 días y cuyo descenso inicial presenta pendientes pronunciadas, así mismo, se identifican curvas que presentan anomalías (descensos abruptos) en el mes de enero que pueden deberse a eventos de precipitación, errores de medición o de captura de datos.

La aplicación de la metodología de Brutsaert excluyó más de la mitad del número de recesiones (NR) de la serie. El método también disminuyó la duración de las curvas al descartar los primeros tres y últimos dos días de las recesiones, sin embargo, no es capaz de eliminar las anomalías.

La técnica de Vogel eliminó algunas anomalías en el registro y mientras menor fue la diferencia permitida entre gastos consecutivos (dQ) menor fue el número de recesiones extraídas en meses húmedos. La estimación de los parámetros es afectada por el número de curvas utilizadas y se puede apreciar que al restringir dQ , el NR disminuye de 328 (al no aplicar ningún método) a 143 con el método de Vogel al considerar $dQ=10\%$.

La metodología de Aksoy descartó algunas de las anomalías en los registros, sin embargo, se observa que el método reduce sustancialmente la duración de las recesión cuando se restringe el coeficiente de variación máximo (CV) y, al igual que el método de Vogel, el método de Aksoy descarta gran parte de las recesiones ocurridas en los meses más lluviosos (líneas en color azul).

La capacidad de los métodos de Vogel y Aksoy para reducir anomalías y eventos ocurridos en los meses húmedos al cambiar sus restricciones (dQ y CV, respectivamente) los diferencia del de Brutsaert, sin embargo, la reducción de la duración y extracción de

las recesiones pueden llegar a generar muestras muy pequeñas, principalmente en estaciones con pocos años de registro.

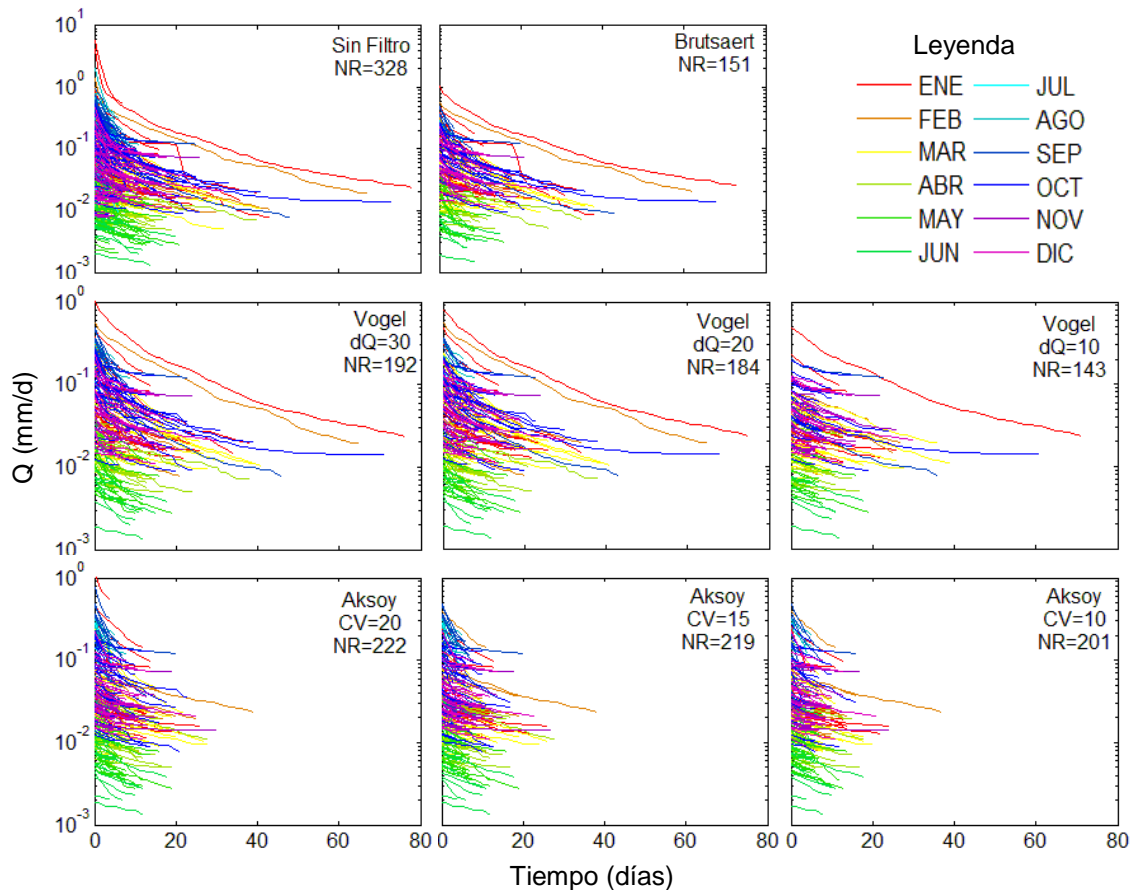


Figura VI.1. Aplicación de diferentes MERs en la serie de tiempo hidrométrica de la estación 09015 "El Águila", el área de aportación de la cuenca es de 54 197 Km². Se muestra en cada gráfica el MER utilizado, el tiempo de vaciado considerado (N) es de 2 días; la duración mínima de las curvas de recesión es de cinco días. Para el método de Vogel se muestra el porcentaje máximo permitido entre gastos consecutivos (dQ); para el método de Aksoy se muestra el coeficiente de variación máximo permitido (CV); NR es el número de recesiones obtenidas por cada MER.

Se realizaron combinaciones de las propiedades de los modelos (tal como se señaló en la metodología) y se obtuvieron para cada serie 112 combinaciones con los cuatro MERs. A partir de la función de pesos ponderados mencionada en la metodología, se determinó que al excluir los primeros 2 días después del gasto pico, al considerar una duración mínima de 7 días y al utilizar el método de Aksoy con un coeficiente de variación de 15 % se pueden extraer curvas de recesión de manera confiable en cuencas áridas y semiáridas de México.

En la Figura VI.2 se puede observar la nube de puntos en escala log-log al considerar todos los descensos del hidrograma (izquierda) de la estación 09015 "El Águila" y los correspondientes a las recesiones extraídas con Aksoy (derecha). La metodología utilizada reduce los gastos asociados a $|dQ/dt|$ grandes, característicos del escurrimiento directo y la nube resultante representa el comportamiento general de la descarga de agua subterránea.

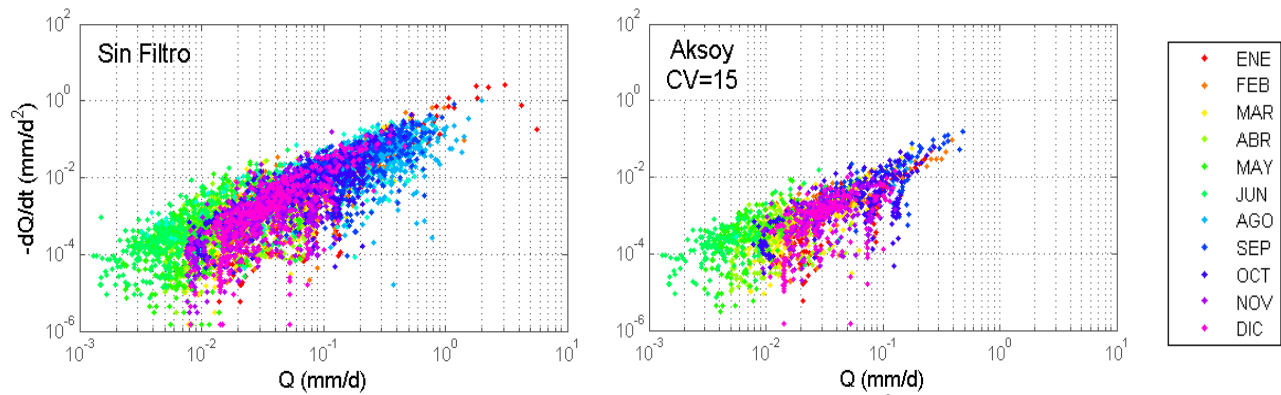


Figura VI.2. Nube de puntos de $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$ de la estación 09015 “El Águila”, a la izquierda sin aplicar ningún método (sin filtro) y a la derecha al aplicar el método de Aksoy con un $CV=15\%$. Se consideró un tiempo de drenado de 2 días y una duración mínima de 7 días.

En la Figura VI.3 se muestra la comparación de los segmentos de recesiones extraídas con Aksoy y las series de precipitación en la cuenca de la estación 24301 “Tepehuaje” para el año 2000. Se observa la eficiencia de Aksoy para excluir segmentos del hidrograma los días en que se presenta precipitación en la cuenca, sin embargo, estas metodologías basadas sólo en los hidrogramas no detectan todos los cambios de pendiente en las curvas de recesión y su eficiencia es afectada por la ocurrencia continua de tormentas. A pesar de ello, representan una herramienta práctica que requiere de previos análisis para su validación en estudios hidrológicos.

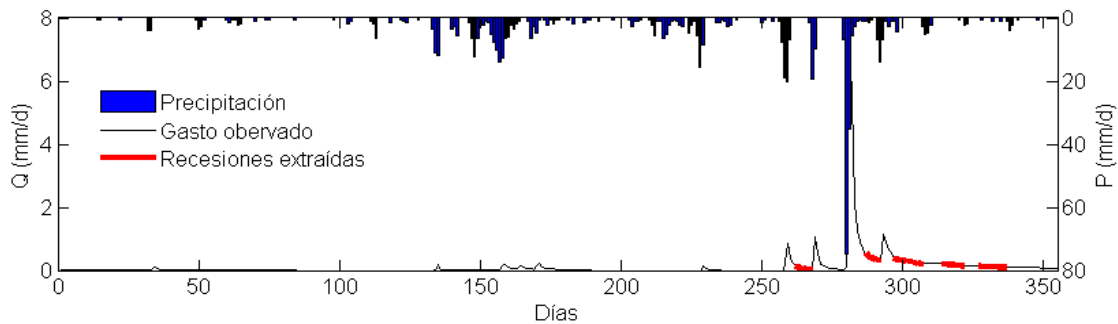


Figura VI.3. Comparación de las recesiones extraídas y del hidrograma en la cuenca hidrográfica de la estación 24301 “Tepehuaje” para el año 2000, se utilizó el filtro de Aksoy con un $CV=15\%$, tiempo de vaciado de 2 días y una duración mínima de 7 días. La cuenca tiene un área de 3 508 Km^2 .

VI.1.2. Efectos del ruido en el análisis de recesiones

La curva de recesión se define como los segmentos del hidrograma que cumplen con $dQ/dt < 0$. Durante la recesión, dQ/dt puede variar significativamente, principalmente en ríos intermitentes donde el caudal es muy pequeño al final de la recesión ($Q \approx 0$) y la diferencia entre gastos consecutivos puede llegar a ser casi nula ($dQ/dt \approx 0$). Este tipo de comportamiento se ve reflejado en la gráfica $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$ como puntos muy dispersos que describen líneas prácticamente horizontales.

En la Figura VI.4 se muestra la dispersión de los datos de la estación 09008 “Tecori”. La sub-figura A) muestra la nube de puntos en escala log-log de las recesiones extraídas utilizando el método de Aksoy con un CV=15 %, se puede apreciar la gran dispersión de puntos debida a $|dQ/dt|$ pequeños. En la sub-figura B) se muestran 5 recesiones aisladas con diferentes fechas de inicio y en la sub-figura C) se muestran los gastos de tales recesiones en una gráfica log-log. Se aprecia que el ruido es causado en los últimos tramos de los segmentos de las curvas de recesiones cuando el descenso de la curva se vuelve casi nulo, principalmente en recesiones con caudales pequeños.

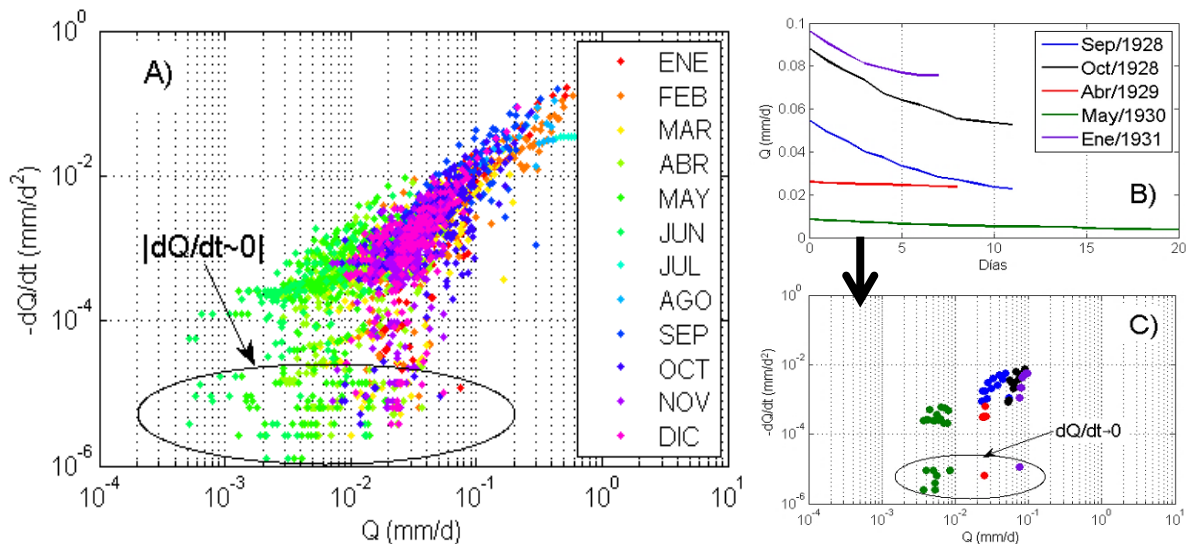


Figura VI.4. Ruido en el análisis de recesiones debido a la presencia de dQ/dt pequeños en la estación 09008 “Tecori”, cuya área de drenado es de 6 415 Km². En la figura A) se muestra la nube de puntos obtenida al aplicar el método de Aksoy con un CV=15 %. En la figura B) se muestran 5 curvas de recesión aisladas y en la figura C) se muestra dQ/dt contra Q en escala log-log para dichos eventos aislados.

El ruido en la gráfica log-log se puede detectar estadísticamente con el coeficiente de correlación de Pearson, el cual disminuye conforme aumenta la dispersión. En la Tabla VI.1 se muestran las correlaciones de las estaciones bajo estudio. Las series con correlación mayor a 0.75 muestran nubes de puntos con formas definidas mientras que las otras (sombreados) tienen un cierto grado de dispersión. Las estaciones con pocos años de registro tienen coeficientes de correlación por debajo de 0.75 debido a la falta de datos, lo que a su vez dificulta identificar el comportamiento general de la descarga.

Como se muestra en la Figura VI.4-A, las regiones de la gráfica asociadas al ruido presentan pequeñas agrupaciones de puntos. Según Smakhtin (2001), el comportamiento general de la descarga se obtiene a partir de la región de mayor densidad de la nube de puntos, por lo que en este trabajo se utilizó la propia frecuencia de las gráficas log-log para disminuir el efecto de la dispersión en el análisis, para ello se aplicó el algoritmo del histograma suavizado en dos dimensiones de Eilers y Goeman (2004). Cada gráfica fue dividida en 30 intervalos en el eje x y y , posteriormente se eliminaron las regiones menos densas.

En general se observó que al excluir las regiones con densidades moduladas (divididas por el valor máximo) menores al 15 % se logra eliminar gran parte del ruido en la mayoría de las nubes de puntos. Los resultados se muestran en la Figura VI.5, donde

la gráfica de la izquierda representa los datos originales y la escala de colores más intensos corresponde a las regiones más densas (color rojo). A la derecha se muestra la nube de puntos después de eliminar las regiones con menor frecuencia de datos. El algoritmo utilizado para disminuir el ruido no sólo descartó los gastos asociados a $|dQ/dt|$ pequeños, sino también a los valores grandes relacionados con el escurrimiento superficial en los meses de mayor precipitación que no fueron excluidos por los MERs. La metodología utilizada proporcionó resultados aceptables para la reducir datos dispersos, sin embargo el ruido en los registros hidrométricos es un tema de interés que debe de ser estudiado con detalle.

Tabla VI.1. Correlaciones (ρ) de $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$ de las estaciones bajo análisis

Estación	ρ	Estación	ρ	Estación	ρ	Estación	ρ
1023	0.85	12391	0.89	22017	0.85	25027	0.72
1024	0.76	12405	0.87	22026	0.84	25038	0.81
1025	0.86	12418	0.75	22028	0.82	25043	0.83
1026	0.72	12436	0.87	24087	0.65	25044	0.53
9008	0.71	12454	0.9	24088	0.75	25062	0.79
9011	0.75	12469	0.68	24150	0.75	25085	0.76
9015	0.72	12484	0.82	24195	0.8	25087	0.84
10034	0.61	12485	0.72	24225	0.86	34004	0.8
10063	0.79	12487	0.79	24242	0.75	34008	0.7
10100	0.6	12488	0.79	24301	0.67	36071	0.82
11027	0.8	12504	0.85	24326	0.54	36080	0.72
11040	0.81	12535	0.79	24351	0.66		
12238	0.9	12540	0.76	24383	0.58		
12352	0.74	12718	0.86	24385	0.78		
12370	0.81	12743	0.63	24387	0.71		
12371	0.88	12758	0.81	25009	0.72		
12382	0.78	22016	0.83	25010	0.7		

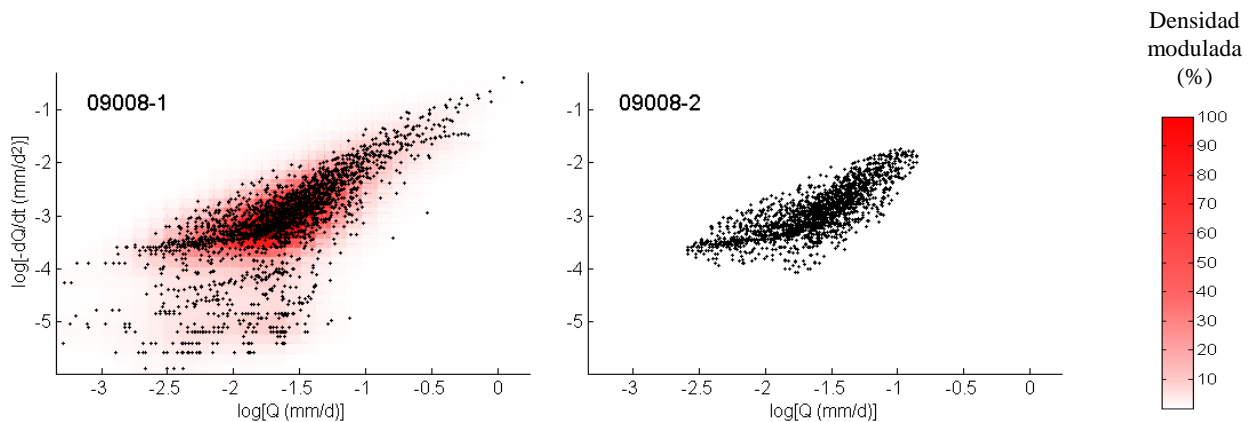


Figura VI.5. Reducción de la dispersión de puntos utilizando el algoritmo del histograma suavizado de Eilers y Goeman (2004). A la derecha se muestra la nube de puntos original, el color rojo más intenso corresponde a la máxima densidad, la gráfica de la derecha corresponde a las nubes de puntos al excluir las regiones con densidad menor al 15 %.

VI.1.3. Sensibilidad de los MARs en cuencas áridas y semiáridas

En la Figura VI.6 se muestra la sensibilidad de la ecuación de Maillet al variar el parámetro α de 0.001 a 0.3 a partir de un gasto adimensional. Se observa que los cambios más grandes de la curva de recesión se presentan en el rango de $0 < \alpha \leq 0.1$ y describen curvas con pendiente moderada y larga duración. Conforme aumenta el parámetro, el descenso de la curva también incrementa hasta el rango de 0.4 a 0.5, para el cual la forma de la curva tiene poca variación. El rango del parámetro para una cuenca con caudal perenne o poco intermitente podría encontrarse entre 0.01 y 0.2 ya que para valores mayores la recesión describe descensos súbitos característicos del escurrimiento directo o de caudales efímeros.

En la Figura VI.7 se muestra la sensibilidad de la ecuación Cuadrática de Boussinesq al variar el parámetro n de 0.001 a 0.3. Al igual que el modelo exponencial de Maillet, los resultados presentan mayores diferencias en el rango de $0 < n \leq 0.1$, en el cual se describen recesiones suaves y de mayor duración. Las curvas simuladas con esta ecuación presentan mayor curvatura que las de Maillet y extienden su duración con gastos pequeños, por lo que en ríos con gran intermitencia podrían sobrestimar el tiempo de recesión y el almacenamiento.

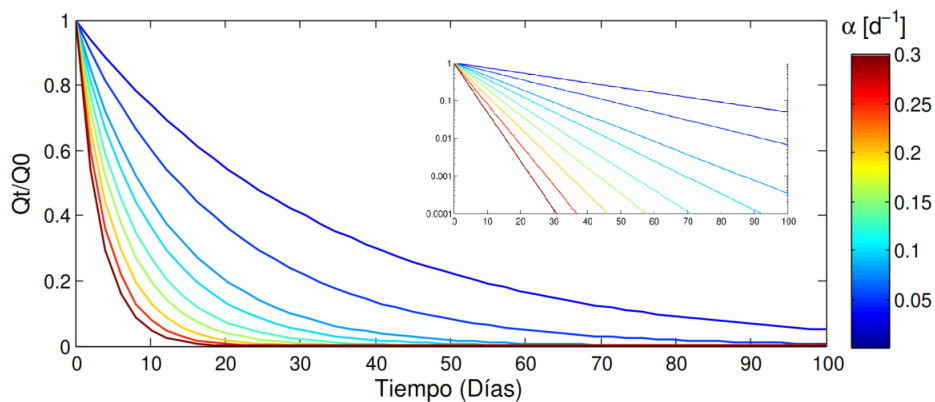


Figura VI.6. Sensibilidad del modelo de Maillet en escala lineal y logarítmica (sub-figura) para la simulación de recesiones al variar el parámetro α .

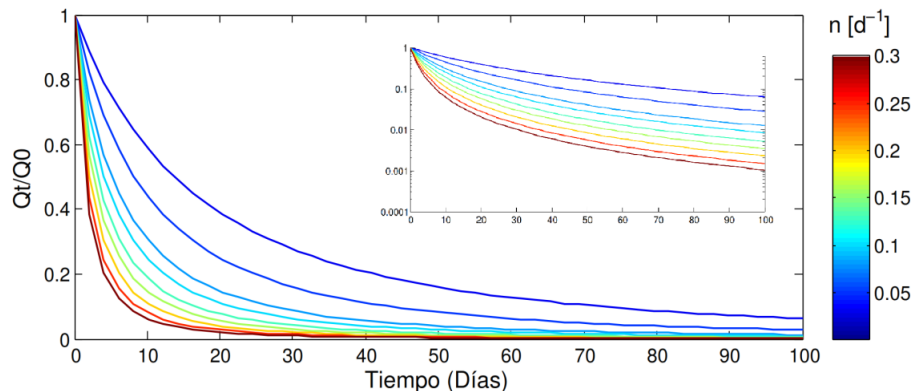


Figura VI.7. Sensibilidad del modelo Cuadrático de Boussinesq (en escala lineal y logarítmica) para la simulación de recesiones al variar el parámetro n .

En la Figura VI.8 se muestra la sensibilidad de la ecuación de Coutagne al variar a de 0.001 a 0.3 y considerando valores de b iguales a 1, 1.5, 2 y 3. Para el caso de $b=1$ las curvas de recesión se asemejan a las simuladas con Maillet. Al igual que los modelos anteriores, cuando aumenta el parámetro de recesión incrementa la pendiente de la curva, mientras que el exponente modifica la curvatura y la duración de la recesión. Los valores grandes de b se presentan en acuíferos poco permeables cuyo tiempo de aportación a los ríos se extiende por mayor tiempo, mientras que acuíferos que descargan agua más rápido presentan un comportamiento de tipo lineal (Wittenberg, 1999).

En la Figura VI.9 se aprecia la sensibilidad de la ecuación de Wittenberg al variar c de 0.001 a 50 con d igual a 0.25, 0.5, 0.75 y 1. A diferencia de los modelos anteriores, cuando el parámetro de recesión incrementa la pendiente de la curva disminuye. Las curvas presentan las mayores variaciones para $0 < c \leq 20$ y d modifica la curvatura de la recesión (a mayor valor menor curvatura). El exponente d en cuencas naturales varía de 0 a 1 con un valor medio de 0.5 mientras que el parámetro de recesión se ha encontrado en el orden de $70 \text{ mm}^{1-d} \text{ d}^d$ (Wittenberg, 1999).

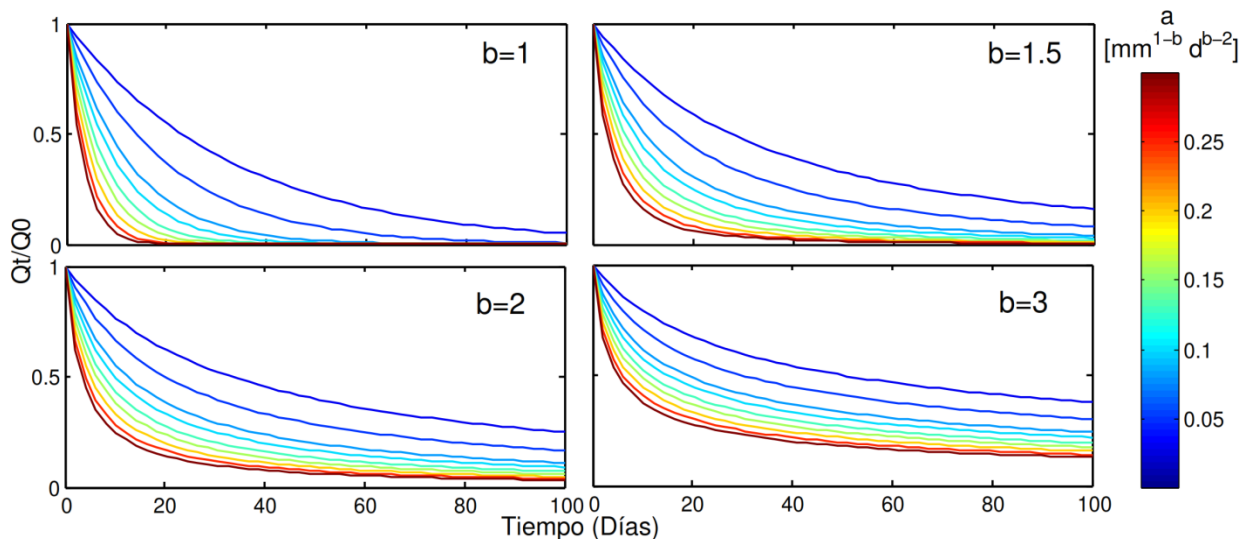


Figura VI.8. Sensibilidad del modelo de Coutagne para la simulación de recesiones al variar los parámetros a y b .

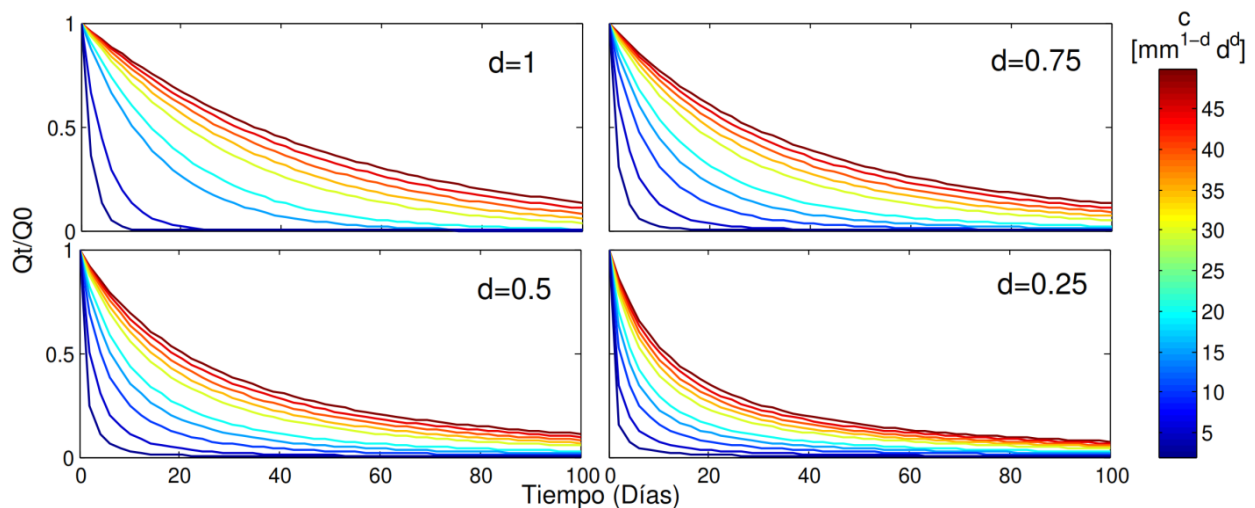


Figura VI.9. Sensibilidad del modelo de Wittenberg para la simulación de recesiones al variar los parámetros c y d .

El análisis anterior indica que las ecuaciones para la simulación de recesiones son sensibles a los parámetros, por lo que su estimación por diferentes metodologías puede causar grandes variaciones en el comportamiento del almacenamiento y en los parámetros hidráulicos. Los modelos de Maillet, Cuadrático de Boussinesq y Wittenberg utilizan Mínimos Cuadrados para su calibración y dependen del tiempo y gasto de inicio (t_0 y Q_0), por lo que son sensibles a valores de gran magnitud. Por su parte, para el cálculo de los parámetros del modelo de Coutagne se recurre a la gráfica $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$ propuesta por Brutsaert y Nieber, ya que de esta forma se excluye el tiempo y gasto inicial del análisis.

Para observar la variación en los ajustes debidas a la técnica de estimación de parámetros se utilizaron los datos de la estación 25062 "Padilla II", la cual tiene un área de drenaje de 3 762 km². En la Figura VI.10 se muestra la sensibilidad del Error Cuadrático Medio (ECM, línea azul sólida) y el Coeficiente de Nash-Sutcliffe modificado (N-S, línea roja sólida) al cambiar los valores del parámetro del modelo de Maillet (izquierda) y el modelo Cuadrático de Boussinesq (derecha). Para el modelo de Maillet, el α que proporcione el ECM mínimo fue de 0.09824 (línea azul punteada) y es mayor al valor que genera el coeficiente N-S máximo (línea roja punteada). Esto indica que la recesión simulada con el valor óptimo del ECM generaría una recesión con mayor pendiente y menor duración que la que se generaría con el valor óptimo de N-C. Para el parámetro n se percibe un comportamiento similar al de α .

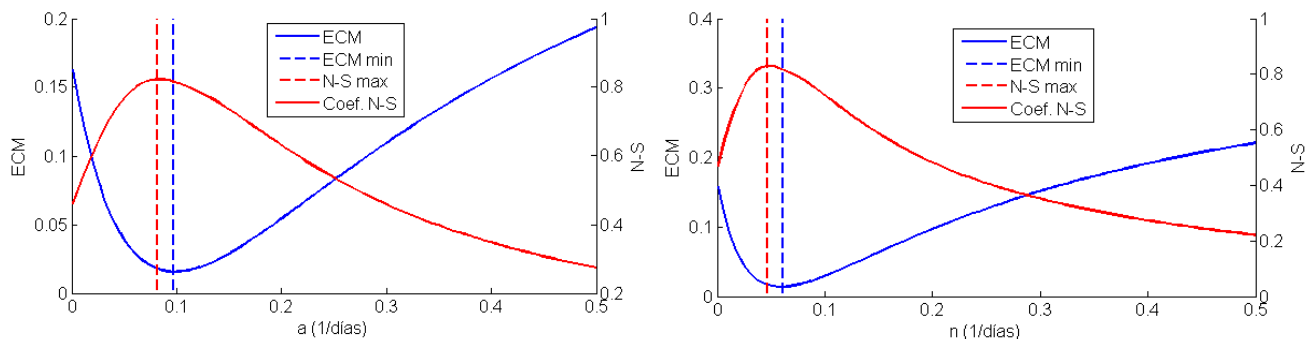


Figura VI.10. Análisis de la variación del ECM y Coeficiente de Nash-Sutcliffe al variar el parámetro del modelo de Maillet (izquierda) y del modelo Cuadrático de Boussinesq (derecha). Se han utilizado los datos de la estación 25062 "Padilla II".

En la Figura VI.11 se muestra el ECM al optimizar a y b con la gráfica $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$ con Regresión Lineal, Envolvente Menor y Data Binning, también se aprecian los valores calculados con la técnica de Wittenberg, la cual consiste en comparar las curvas simuladas contra las observadas para estimar conjuntamente a y b reduciendo el ECM. El ajuste por la metodología de Wittenberg generó el error mínimo, mientras que el error máximo es obtenido al utilizar la técnica de Envolvente Menor. Por otro lado, los parámetros calculados con Regresión Lineal y Data Binning son idénticos, esto se debe a que los bins se han obtenido a partir del método de extracción de recesiones de Aksoy, y no al utilizar todos los descensos del hidrograma, tal como lo menciona Kirchner (2009). Así mismo, de la Figura VI.11 se puede observar que el ECM es más sensible al valor de a que al exponente b , esto implica que estadísticamente, un modelo lineal con exponente $b=1$ generar errores similares a un modelo no lineal.

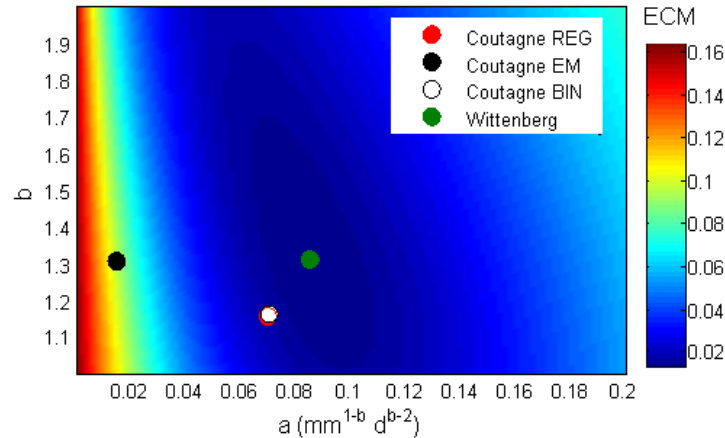


Figura VI.11. ECM al variar a y b del modelo de Coutagne con los datos de la estación 25062 "Padilla II". Los parámetros se han obtenido con la técnica de Wittenberg, y a partir de la gráfica log-log con Regresión Lineal, Envolvente Menor y Data Binning.

En la Figura VI.12 se muestra la comparación de los parámetros estimados para las ecuaciones de Maillet, Coutagne y Wittenberg en la gráfica $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$. Cuando se excluye el tiempo del análisis los errores más pequeños son proporcionados por la técnica de Regresión Lineal (REG) y Data Binning (BIN), mientras que la técnica de Envolvente Menor (EM) proporciona el error máximo. En la Figura VI.13 se aprecian las recesiones simuladas con cada MAR al utilizar los datos de la estación 25062 "Padilla II". Se aprecia que los modelos de Maillet, Cuadrático de Boussinesq y Wittenberg presentan pendientes más pronunciadas que las recesiones simuladas con la ecuación de Coutagne, cuyos parámetros se han obtenido de la gráfica $\log(-dQ/dt)$ contra $\log(Q)$. El modelo de Coutagne por REG y por BIN describen el mismo comportamiento, mientras que la EM describe un descenso tenue que prolonga la curva de recesión por más de 100 días. Lo anterior implica que la descarga de agua subterránea simulada con los modelos se ve fuertemente afectada por la técnica de estimación de parámetros.

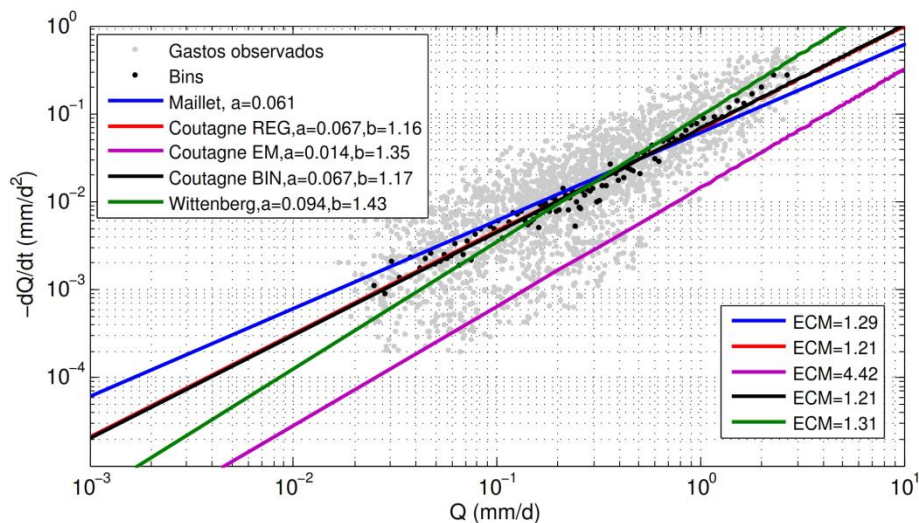


Figura VI.12. Comparación de los parámetros obtenidos por distintas metodologías, los datos corresponden a la estación 25062 "Padilla II".

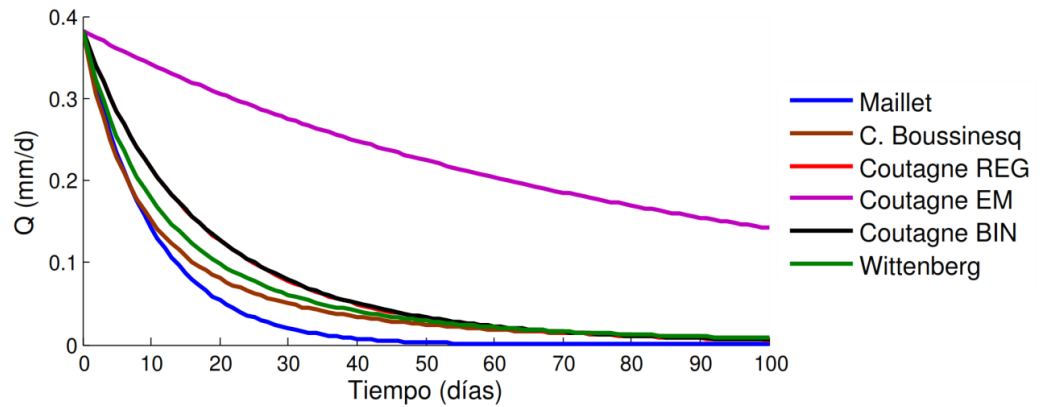


Figura VI.13. Recesiones simuladas con distintos MARs al utilizar los datos de la estación 25062 “Padilla II”. Las recesiones se han extraído con el método de Aksoy con un CV=15%.

En la Figura VI.14 se observan los histogramas de frecuencia de la parametrización de las 62 series de tiempo. El parámetro α del modelo de Maillet se encontró dentro del rango de 0.03 a 0.41 d^{-1} , con un valor medio de 0.163 y una desviación estándar de 0.0859 d^{-1} . El parámetro n del modelo de Cuadrático de Boussinesq se encontró dentro del rango de 0.02 a 0.3 d^{-1} , con una media de 0.104 y una desviación estándar de 0.06 d^{-1} . Por su parte, el análisis estadístico del parámetro de recesión de los modelos de Coutagne y Wittenberg se dificulta debido a la no linealidad de la relación almacenamiento-caudal, cuyas unidades dependen del exponente. La parametrización con la técnica de regresión lineal (REG) a partir de la gráfica log-log presentó valores del exponente b dentro del rango de 0.46 a 2.02, con un valor medio de 1.16 y una desviación estándar de 0.3. La técnica de envolvente menor (EM) representó valores del exponente que van de 0.17 a 3, con un valor medio de 1.3 y una desviación estándar de 0.55. La distribución del exponente b obtenido con *data binning* (BIN) se asemeja a la de REG, con valores del exponente que van de 0.44 a 2.07 con un valor medio de 1.17 y una desviación estándar de 0.3. Mientras que la técnica utilizada por Wittenberg mostró valores de b que van de 0.73 a 2, con una media de 1.4 y una desviación estándar de 0.3.

En la Figura VI.15 se muestran las relaciones que existen entre los parámetros de los modelos no lineales de almacenamiento. Se puede observar que existe una relación exponencial entre el exponente b y el parámetro α , de tal manera que conforme mayor es el exponente, mayor es el valor de α . Esto implica que en las cuencas bajo estudio, el incremento de la no linealidad de la relación almacenamiento-descarga se asocia a cuencas con descargas rápidas al inicio de la recesión, causadas probablemente por rutas preferenciales de flujo, pero con pequeñas aportaciones que se prolongan durante mucho tiempo, lo cual podría deberse por la aportación de varios acuíferos en serie o paralelo, o incluso por aportación de agua desde una capa semi-impermeable (Wittenberg, 1999). Por su parte, la linealidad de la descarga en las cuencas analizadas se asocia a estructuras geológicas más simples (p.e. un acuífero semiconfinado) o menos permeables con curvas de recesión con pendiente moderada al inicio de la recesión. Relaciones similares entre los parámetros han sido encontradas por Sawaske y Freyberg (2014) para 274 cuencas en Estados Unidos.

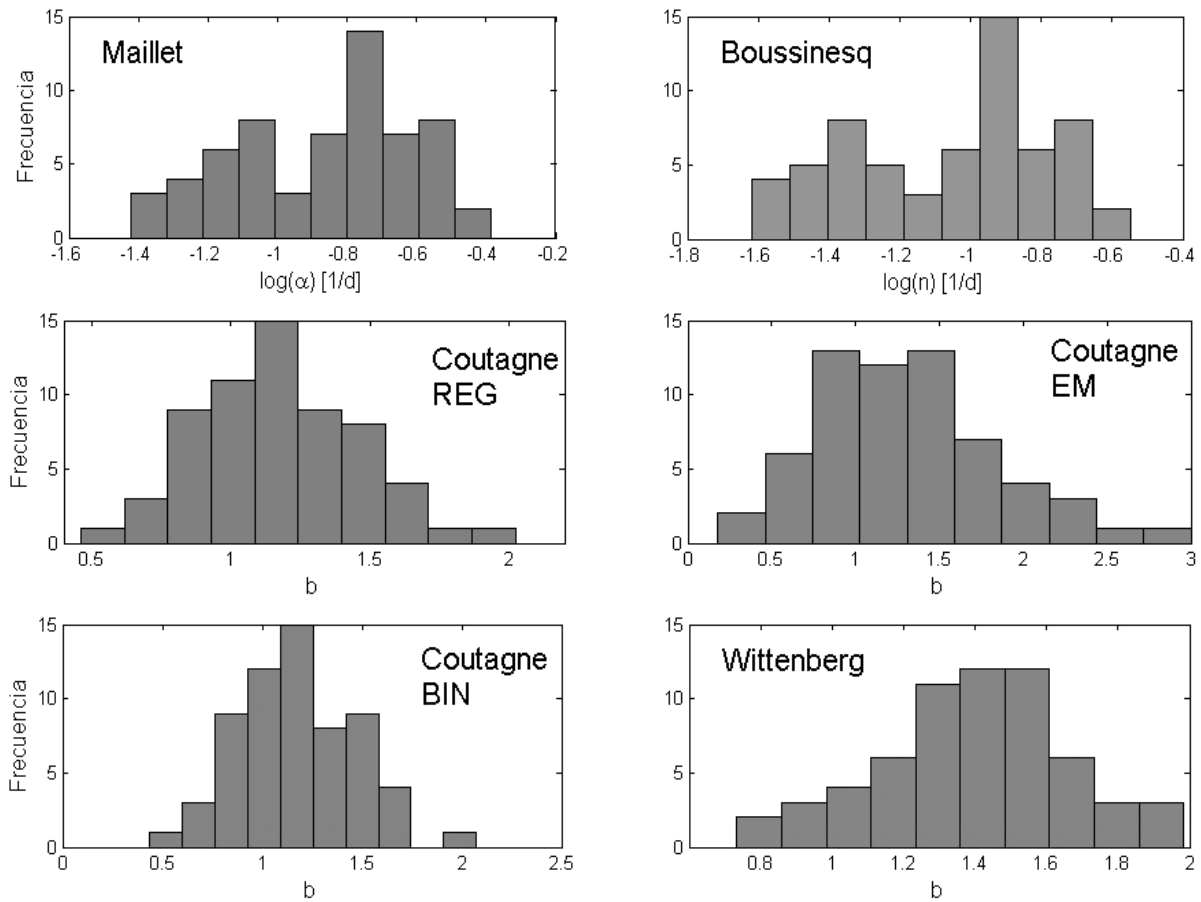


Figura VI.14. Histogramas de los parámetros de las 62 cuencas bajo estudio estimados con los diferentes MARs.

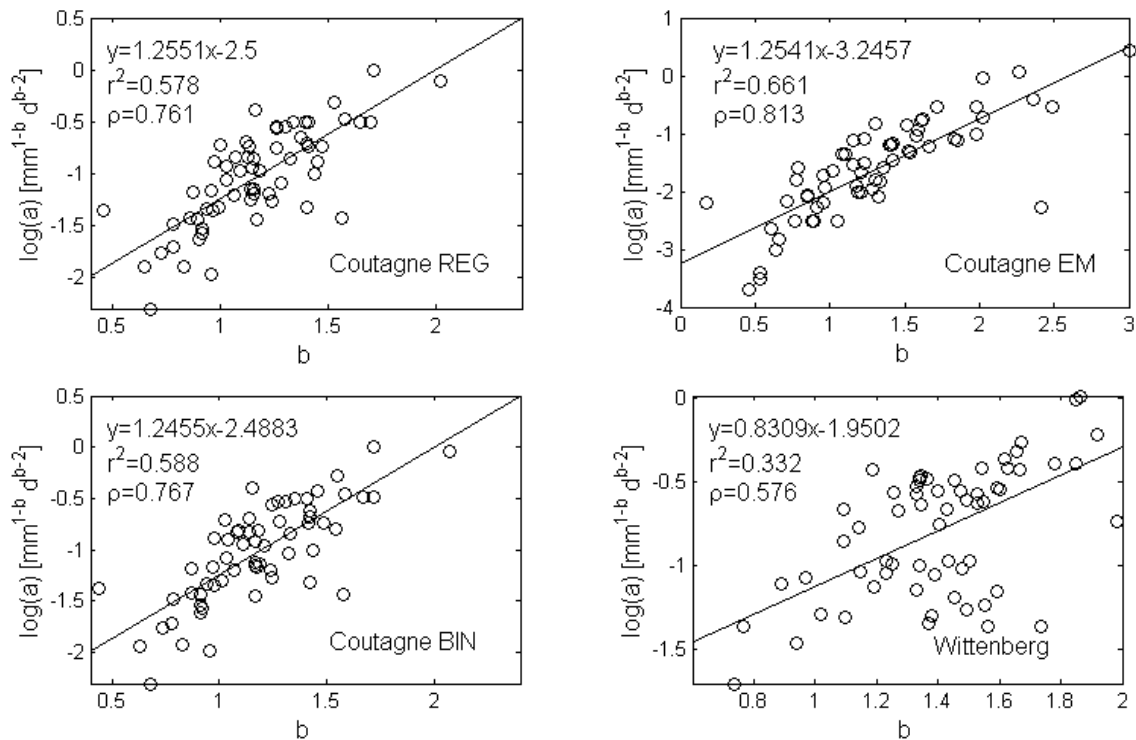


Figura VI.15. Similitudes entre los parámetros de los MARs.

En la Figura VI.16 se observan los índices de eficiencia estimados para las 62 series analizadas mediante gráficas boxplot. Se aprecia que las recesiones simuladas con Wittenberg generaron los mejores ajustes según las tres funciones objetivas calculadas (coeficiente de determinación, índice de Wilmott e índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe), mientras que las ecuaciones de Maillet y Cuadrática de Boussinesq obtuvieron valores altos en el coeficiente de determinación, pero valores bajos con respecto al IW y NS. Por su parte, la estimación por regresión lineal (REG) y *data binning* muestra buenos resultados para caudales mínimos. Sin embargo, un estudio realizado por Pushpalatha et al. (2012) demostró que los criterios para evaluar la eficiencia de modelos para caudales mínimos siempre se ven afectados por valores grandes del gasto (que en el análisis de recesiones se presentan al inicio de la curva de recesión), incluso al utilizar una metodología propuesta por ellos la cual agrupaba múltiples criterios, así mismo, se ellos mencionan que el criterio más fiable en tales casos se obtiene con el criterio de Nash-Sutcliffe al transformar los gastos obteniendo su valor inverso, pero para caudales intermitentes, donde los caudales al final de la recesión son cercanos a cero, esta transformación puede llegar a generar coeficientes de Nash-Sutcliffe fuera de rango. Por lo tanto, la determinación del modelo óptimo para simular curvas de recesión no se puede basar únicamente en coeficientes estimados.

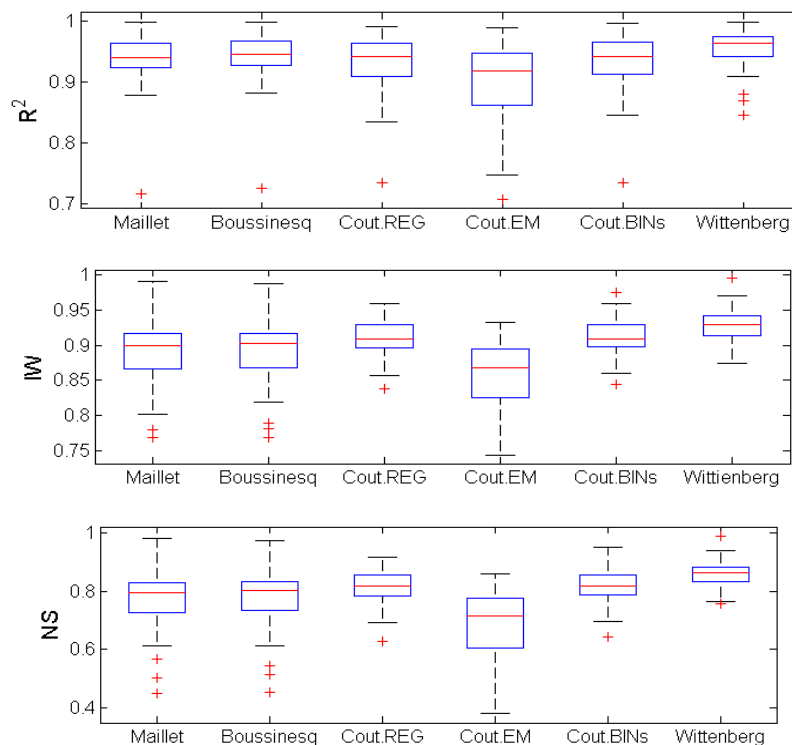


Figura VI.16. Distribución de las funciones objetivo de los MARs aplicados a las 62 cuencas bajo estudio. La línea roja corresponde a la mediana; los bordes de azules corresponden a los percentiles al 25 y 75 %; las líneas negras se extienden hasta los valores extremos que no se consideran atípicos y las marcas rojas corresponden a los valores atípicos.

El análisis de sensibilidad mostró que existe una alta variabilidad en el comportamiento del almacenamiento-caudal descrito por cada modelo y esto se debe principalmente a la técnica utilizada para el cálculo de los parámetros (resultados similares fueron encontrados por Stoelzle et al. en el 2013 en 20 cuencas de Alemania).

La relación de Brutsaert ($dQ/dt=-aQ^b$) utilizada por Coutagne para simular recesiones y el modelo de almacenamiento de Wittenberg ($S=cQ^d$) fueron los más adecuados para representar el comportamiento del hidrograma durante la temporada de estiaje en las cuencas analizadas.

VI.2. PARAMETRIZACIÓN DEL ALMACENAMIENTO

Los modelos no lineales para la simulación de recesiones de Coutagne y Wittenberg generaron los mejores ajustes según los criterios considerados para valores mínimos, sin embargo, se dificulta la regionalización y la caracterización de cuencas ya que las unidades del parámetro a y c dependen de la variación del exponente b y d , respectivamente. Para propósitos prácticos, se ha preferido el uso del modelo que considera un reservorio lineal ($b=1$) para simplificar el análisis (p.e. Peña-Arancibia et al., 2010; van Dijk, 2010; Beck et al., 2013), por su parte Wittenberg sugiere que fijar $b=1.5$ es más realista en y permite simplificar la estimación de a del modelo no lineal. Debido a la variación del comportamiento (lineal y no lineal) en las cuencas bajo estudio, para la estimación regional en esta tesis se fija el exponente bajo las consideraciones de la Tabla VI.2 al sustituir el exponente ajustado en la relación del almacenamiento-descarga (ecuación (33)) y en la ecuación de Coutagne para simular la curva de recesión (ecuación (32)).

Tabla VI.2. Ajuste de exponente y simplificación de la relación de almacenamiento-caudal

Ajuste del Exponente	Almacenamiento-Caudal	Simulación de recesión
$0 < b \leq 1.25 \rightarrow b = 1$	$S = \frac{1}{a} Q_0$	$Q_t = Q_0 e^{-t/a}$
$1.25 < b \leq 3 \rightarrow b = 1.5$	$S = \frac{2}{a} Q_0^{0.5}$	$Q_t = [Q_0^{-0.5} + 0.5 a t]^{-2}$

Los resultados mostrados a continuación para la ecuación de Wittenberg son presentados en función de los parámetros del modelo de Coutagne (con $d=2-b$ y $a=1/cd$). Para la estimación de a se fija el exponente previamente obtenido con REG a partir de la gráfica log-log y mediante la minimización del error cuadrático (ECM) de Wittenberg, en la Figura VI.17 se puede observar el ajuste de los exponentes estimados con ambas metodologías. Se aprecia que existe una proporción similar entre cuencas con descarga lineal y no lineal al utilizar REG, donde las cuencas con comportamiento lineal de descarga se presentan en la región norte y las cuencas con comportamiento no lineal en la región centro, mientras que al utilizar ECM el comportamiento no lineal predomina en la mayoría de las cuencas.

En la Figura VI.18 se presenta la variación espacial y su variabilidad (representados en boxplot) de los nuevos valores estimados de a al fijar b . Al utilizar REG (figura izquierda), se puede apreciar que el grupo de cuencas que presentan descarga de agua subterránea según un modelo lineal (rectángulo azul) y no lineal (rectángulo rojo) se encuentran bien clasificados, donde el rango de valores de a para $b=1$ va de 0.0419 a

0.0783 d^{-1} con un valor medio de 0.0588 d^{-1} , mientras que para $b=1.5$ el rango va de 0.1816 a 0.4250 $mm^{-0.5} d^{-0.5}$ con un valor medio de 0.2516 $mm^{-0.5} d^{-0.5}$. Por su parte, al utilizar el ECM como referencia, los valores para ambos grupos presentan mayor dispersión y no se encuentran bien definidos, donde el rango de valores con mayor concentración de a para el $b=1$ se encuentra de 0.0514 a 0.1160 d^{-1} con un valor medio de 0.854 d^{-1} , mientras que para $b=1.5$ los valores se encuentran de 0.0892 a 0.3405 $mm^{-0.5} d^{-0.5}$ con un valor medio de 0.1849 $mm^{-0.5} d^{-0.5}$. La comparación directa entre los resultados obtenidos con REG y ECM se complica puesto que para una misma cuenca se presentan comportamientos distintos del almacenamiento y descarga, sin embargo se aprecia que, en general, la estimación simplificada con REG supone un comportamiento más homogéneo que al utilizar ECM.

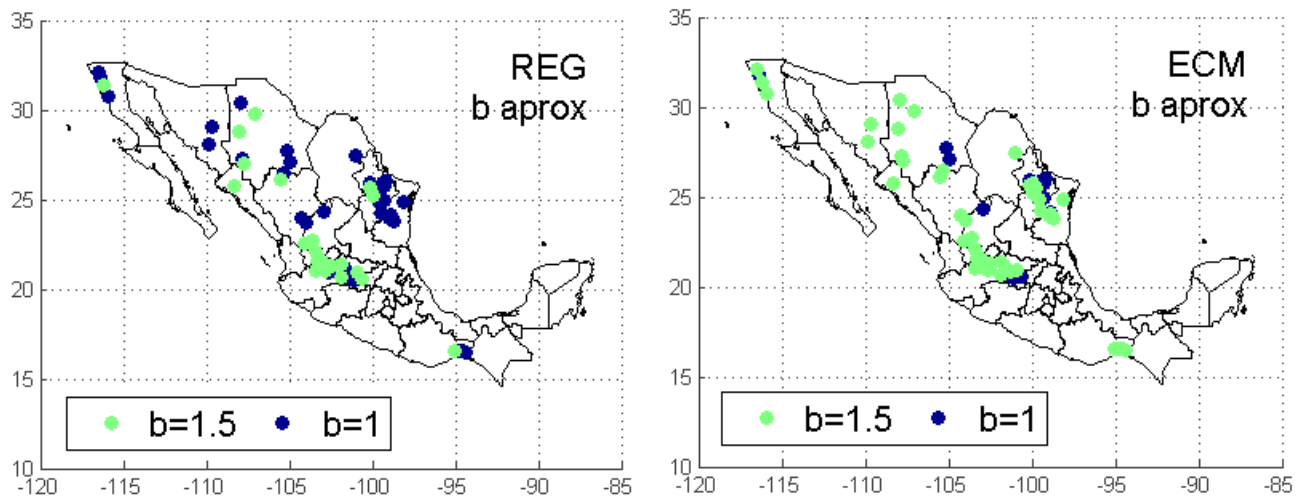


Figura VI.17. Ajuste al exponente b estimado con Regresión Lineal (a la izquierda) y Error Cuadrático Medio (a la derecha).

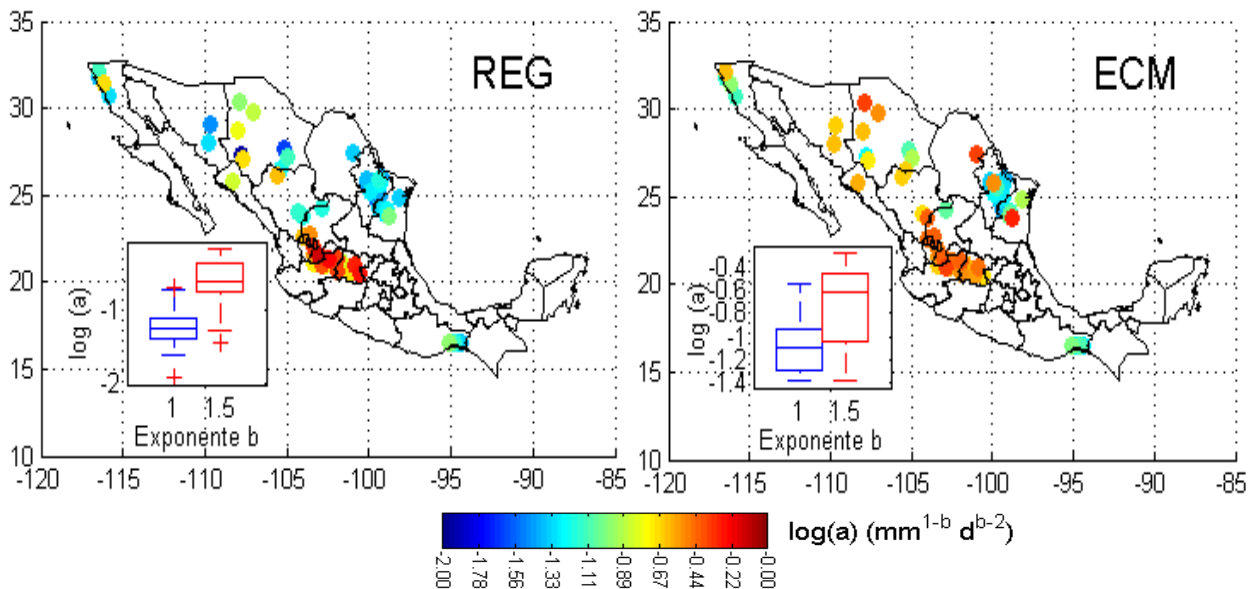


Figura VI.18. Estimación del parámetro a de la función de Brutsaert ($dQ/dt = -aQ^b$) al fijar el valor de b . REG: Regresión Lineal y ECM: Error Cuadrático Medio.

Para la comparación de las propiedades de descarga de agua subterránea a escala de una cuenca se determinó el almacenamiento de agotamiento o almacenamiento medio y el tiempo de recesión. El almacenamiento medio fue estimado a partir de las relaciones de la Tabla VI.2 utilizando los parámetros previamente obtenidos con REG y ECM. En la Figura VI.19. se puede observar que el almacenamiento determinado por ambas metodologías sigue una distribución espacial similar, y esto se aprecia en los histogramas de frecuencia, los cuales tienen una forma similar. El almacenamiento se ha representado en escala logarítmica puesto que la variación en los volúmenes de agua aportados por los acuíferos durante el estiaje tienden a ser prácticamente nulos para regiones de Coahuila y Chihuahua, con caudales efímeros, y almacenamientos cercanos a los 100 mm en regiones de Zacatecas, Jalisco y Guanajuato.

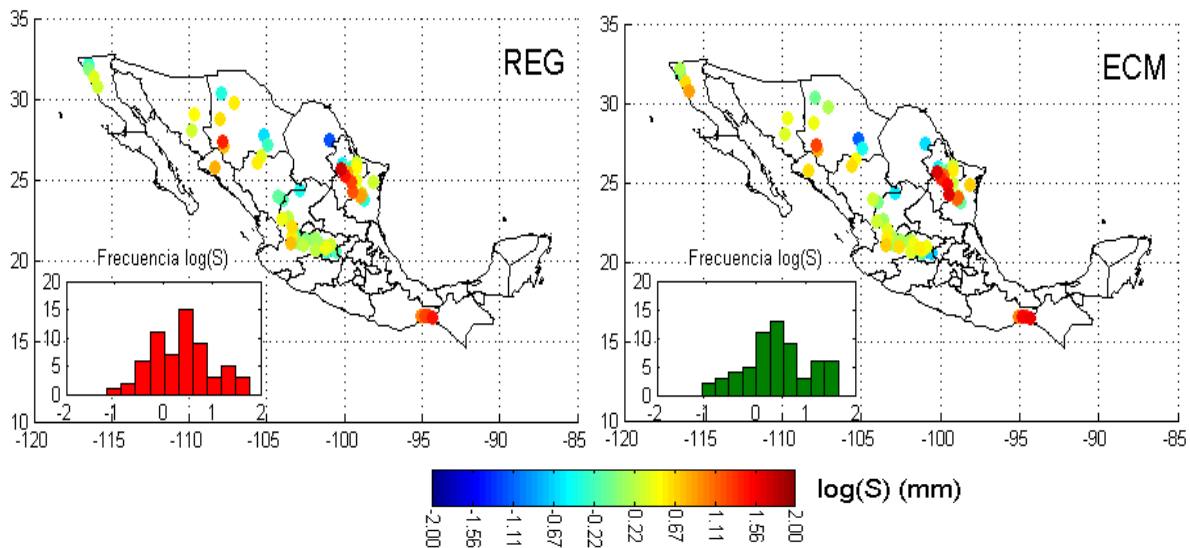


Figura VI.19. Almacenamiento estimado en las 62 cuencas bajo estudio aplicando MARS. A la izquierda se muestra la estimación al aplicar regresión lineal en la gráfica log-log y a la derecha al minimizar el error cuadrático del modelo de Wittenberg a las curvas de recesión extraídas. Se han utilizado los parámetros de la Figura VI.17 y Figura VI.18.

En la Figura VI.20 se presenta la correlación entre el almacenamiento medio y el tiempo de recesión estimado mediante diferentes métodos. El tiempo de recesión (T_r) se considera en esta tesis como el tiempo (días) en que el acuífero tarda en drenar el 90 por ciento de su almacenamiento medio (esto es propuesto ya que para algunas cuencas el estadístico Q_{90} es igual a cero, por lo que los tiempos obtenidos con tal valor se salieron de rango). El almacenamiento estimado por ECM y REG presenta buena correlación ($\rho=0.92$) y sigue un comportamiento lineal con una relación uno-uno, sin embargo, el tiempo de recesión muestra poca correlación e indica que gran parte de las cuencas presentan tiempos de recesión mayores con ECM con respecto a REG.

Dicho de otra manera, los resultados indican que ambas metodologías proporcionan almacenamientos similares, sin embargo, el tiempo de vaciado del acuífero (T_r) es diferente. Las curvas simuladas con la parametrización con ECM generaron fuertes pendientes al inicio de la recesión y tiempos de recesión muy grandes para algunas cuencas (mayores a 400 días), por lo que estos resultados son poco reales para cuencas con caudal intermitente en cuencas áridas. Por su parte, la parametrización con REG a

partir de la gráfica log-log generó tiempos de recesión dentro de un rango aceptable, por lo que su aplicación en cuencas con caudal intermitente es recomendada.

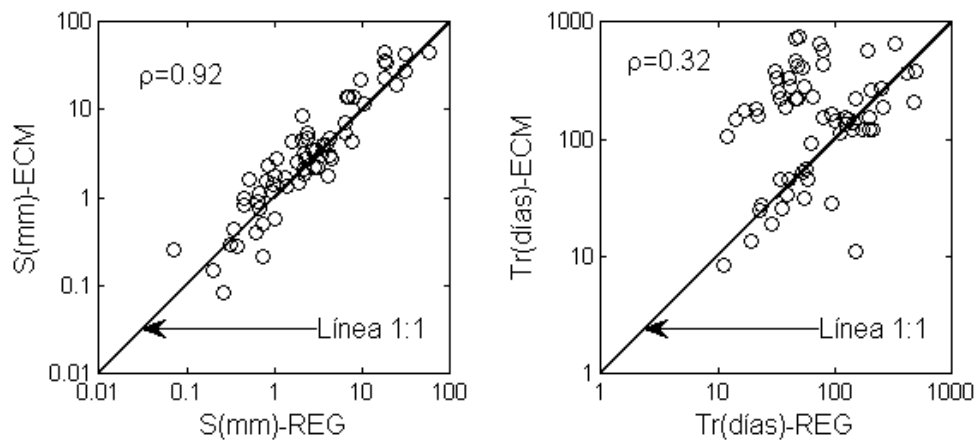


Figura VI.20. Comparación entre el almacenamiento medio en mm (izquierda) y tiempo de recesión (derecha) estimados para las 62 series de tiempo. Los parámetros del modelo se han estimado con REG y ECM.

VI.2.1. Separación de gasto base en cuencas áridas y semiáridas

Con base en la parametrización del método de Coutagne usando REG y fijando el exponente según las condiciones de la Tabla VI.2, se procede a la estimación del gasto base en las cuencas bajo estudio. El procedimiento a seguir ha sido descrito en la metodología.

En la Figura VI.21 se aprecia la separación del gasto base del hidrograma de la estación 09011 “La Junta”, localizada en Chihuahua, para el año 1999. Se puede observar que debido a ascensos y descensos súbitos en el hidrograma, a causa del escurrimiento directo, los métodos UKIH (línea verde) y FUKIH (línea púrpura) basados en mínimos locales unen puntos bajos temporalmente muy separados entre sí, por lo que generan volúmenes de gasto base menores que los métodos RDF (línea azul) y con el MAR de Coutagne (línea roja).

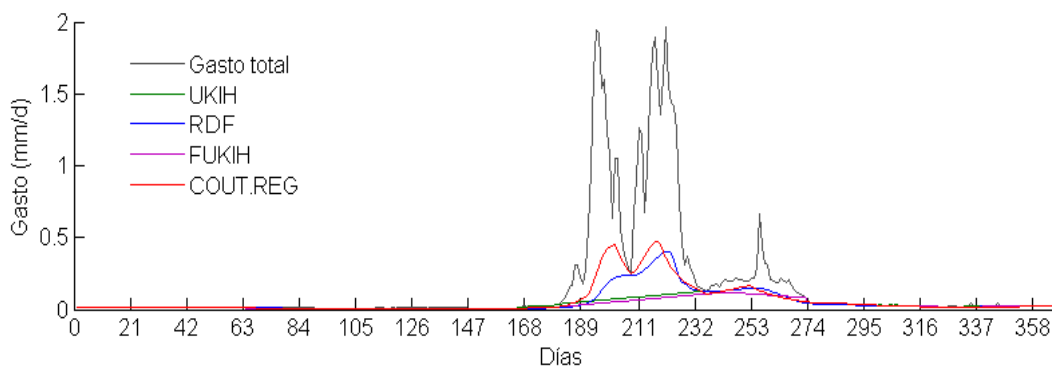


Figura VI.21. Separación del gasto base de la estación 09011 “La Junta” en Chihuahua, para el año 1999, aplicando el método UKIH, RDF, FUKIH y Coutagne usando regresión lineal.

En la Figura VI.22 se muestran los volúmenes mensuales del escurrimiento total y del gasto base estimado para esa estación con las técnicas mencionadas. Se puede observar que los volúmenes de gasto base estimados con los métodos UKIH (línea verde) y FUKIH (línea púrpura) presentan pequeñas variaciones durante el año, incluso durante los meses de mayor precipitación en la cuenca, mientras que el filtro RDF (línea azul) y el algoritmo inverso de Coutagne (línea roja) presentan una forma similar, pero reducida, del gasto total (línea negra).

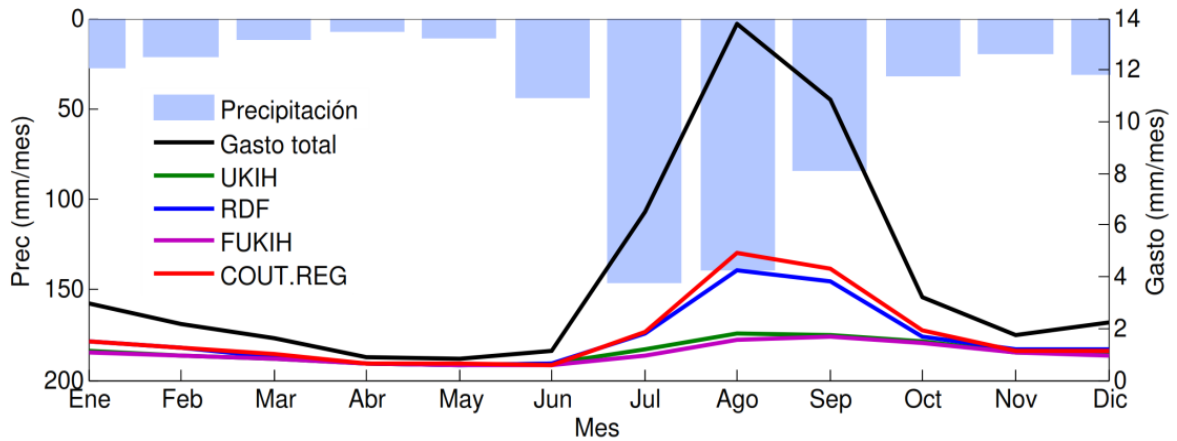


Figura VI.22. Valores mensuales de precipitación, gasto total y gasto base. El gasto base se ha estimado con 4 metodologías. Se ha utilizado el registro de la estación 09011 “La Junta” en Chihuahua, para el periodo 1960-2008.

A escala anual, la aportación estimada de agua subterránea exfiltrada de los acuíferos a los cauces presentó similitudes entre los métodos UKIH y FUKIH y entre los métodos RDF y MARs, tal como se muestra en la distribución espacial y en los histogramas de frecuencia del IGB en la Figura VI.23. La variación espacial del IGB indica que, en general, las cuencas localizadas en los estados de Nuevo León y Baja California presentan mayor aportación de agua subterránea y subsuperficial al cauce, mientras que en los estados de Zacatecas, Jalisco y Guanajuato, los cauces tienden a presentar menor aportación de agua subterránea con respecto de los volúmenes anuales del escurrimiento. Esto se podría deber a formaciones con mayor permeabilidad y porosidad (WMO, 2008), mientras que en la zona centro la presencia de acuitardos o capas rocosas con poca permeabilidad y porosidad podrían estar disminuyendo la descarga de agua subterránea a los cauces (en los mapas de la Figura III.2 se muestra la variación de la permeabilidad y porosidad en las cuencas).

En la Figura VI.24 se muestran las correlaciones del IGB estimadas con las cuatro metodologías para las 62 cuencas bajo estudio. En la diagonal principal de la matriz se muestra el nombre de la metodología; en la matriz triangular superior se muestra la dispersión de los valores, el ajuste lineal (línea azul) y la relación uno-uno (línea roja); en la matriz triangular inferior se aprecia la ecuación de ajuste, el coeficiente de determinación y el coeficiente de correlación de Pearson. Se aprecia que existe una relación lineal ($R^2 > 0.7$) entre los IGB estimados, donde las metodologías UKIH y FUKIH y las metodologías RDF y MARs describen comportamientos similares de drenaje en las cuencas.

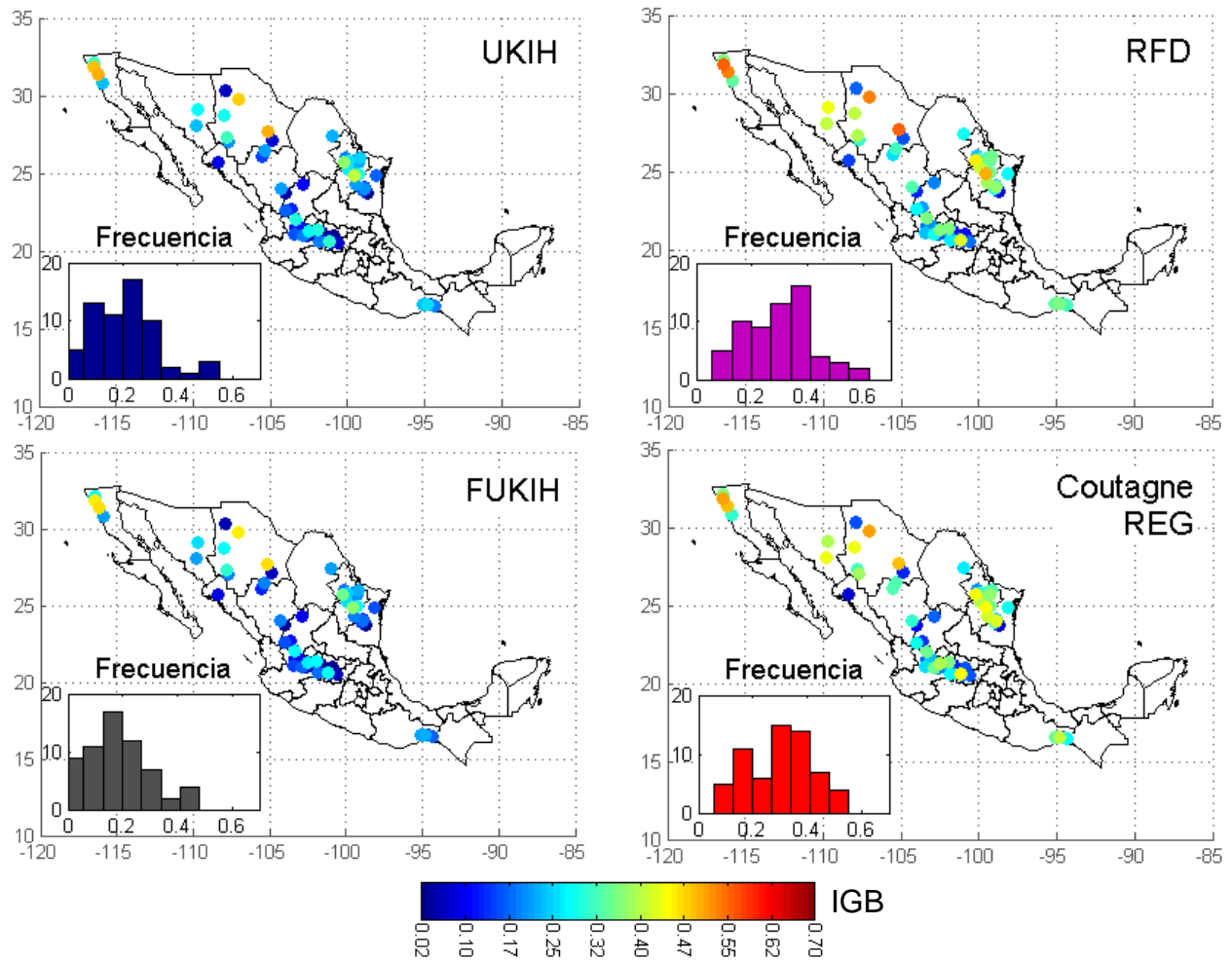


Figura VI.23. Estimación del índice de gasto base anual IGB para las 62 cuencas bajo estudio utilizando el método UKIH, RDF, FUKIH y Coutagne utilizando regresión lineal. En cada mapa se muestra la frecuencia del IGB al aplicar cada metodología.

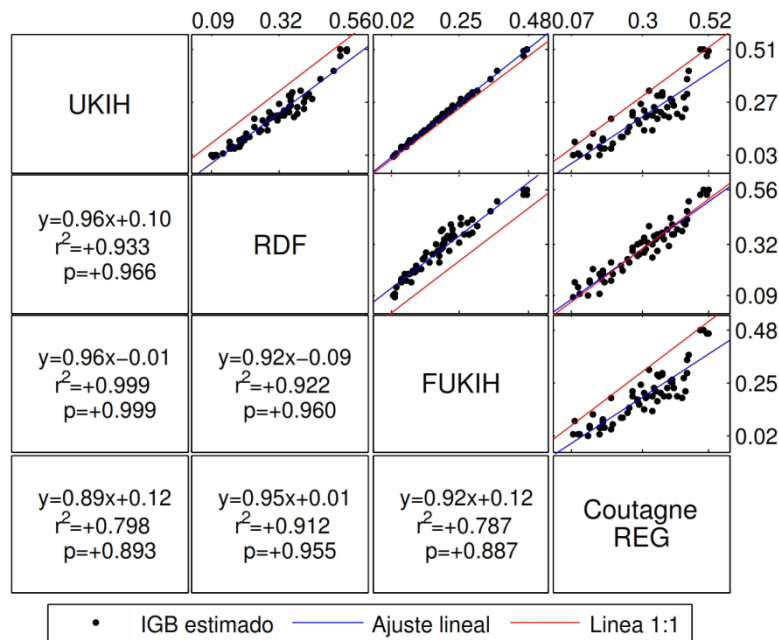


Figura VI.24. Comparación del IGB utilizando el método de UKIH, RDF, FUKIH y Coutagne con regresión lineal.

En México no existen estudios relacionados con la medición del gasto base en los ríos, sin embargo los estudios como el realizado por Chapman y Maxwell (1996), quienes utilizaron concentraciones de trazadores O^8 en regiones tropicales de Australia para medir la aportación de agua subterránea a los cauces, sugieren que la aportación de agua subsuperficial y subterránea en sus cuencas de estudio es la principal componente del caudal, incluso durante las avenidas. Otros estudios realizados por Bhaskar and Welty (2014) en cuencas urbanas de Pensilvania y por Rimmer and Hartmann (2014) en cuencas del Este del Mediterráneo concuerdan con lo encontrado por Chapman y Maxwell. Tal comportamiento del gasto base en las cuencas bajo estudio es reproducido por el filtro RDF y MARS, sin embargo, en regiones áridas y semiáridas el estudio del gasto base ha sido poco investigado con mediciones de trazadores y su comportamiento durante periodos largos es desconocido, pero para propósitos de esta tesis se supone la misma dinámica que en las regiones tropicales.

Los resultados obtenidos indican que la separación del gasto base a partir de la aplicación del filtro RDF y de la simulación de recesiones en sentido inverso del tiempo proveen las mejores aproximaciones en nuestras cuencas bajo estudio. La facilidad para aplicar el filtro digital recursivo y la similitud de sus resultados con los de la aplicación de la simulación inversa del modelo de Coutagne indica que su aplicación es preferible para estudios y propósitos de planeación y manejo de recursos hídricos, así mismo, los filtros digitales han ganado popularidad en el mundo debido a diversos estudios en los que se ha comprobado su eficiencia con respecto a mediciones con trazadores (Carrillo et al., 2011; Rimmer and Hartmann, 2014).

VI.2.2. Caracterización de cuencas en función de las propiedades del gasto base

Como se mostró previamente, la clasificación de la dinámica de descarga de agua subterránea de uno o varios acuíferos a un río en función de la relación almacenamiento-caudal a partir de los modelos que simulan las recesiones es afectada por distintos factores (base de datos, número y duración de las curvas de recesión, modelo matemático y técnica de estimación de parámetros) que intervienen en la parametrización. En la Figura VI.20 se aprecia que la estimación del almacenamiento por dos metodologías (Coutagne usando REG y Wittenberg usando ECM) es similar, pero la parametrización del exponente b resultó en ambigüedades y dificultó la caracterización de su comportamiento (lineal y no lineal), por lo que la clasificación a partir de las características del gasto base (almacenamiento medio, tiempo de recesión e índice de gasto base) es más factible que al utilizar los parámetros de los modelos.

En la Tabla VI.3 se muestran las clases y los intervalos considerados en esta tesis para la clasificación hidrológica en temporada de estiaje de las cuencas en función de: el almacenamiento medio, el cual determina el caudal promedio durante el estiaje; el tiempo de recesión, asociado al agotamiento de los acuíferos y representa el tiempo en el que se dispondrá de la mayoría del caudal en el río; y el índice de gasto base, el cual representa el volumen de agua subterránea aportada de los acuíferos al río durante todo el año e indica también ciertas propiedades hidráulicas de los acuíferos (permeabilidad, porosidad). Existen pocos estudios relacionados con la clasificación del comportamiento hidrológico de una cuenca en función de las propiedades del almacenamiento de agua subterránea tal como lo indica Smakhtin (2001), por lo que en esta tesis los intervalos para proceder a una clasificación hidrológica en función de S y el IGB fueron propuestos.

Tabla VI.3. Rangos para la clasificación hidrológica de cuencas en función de las propiedades del almacenamiento y el gasto base.

* propuesto en esta tesis, ** Smakhtin (2001). Estos resultados se basan en la parametrización con el modelo de Coutagne con regresión lineal

Almacenamiento (S) [mm] *		
Clase	Intervalo	Descripción
1	$S < 0.3$	Sin almacenamiento (caudal efímero)
2	$0.3 < S < 1$	Poco almacenamiento (caudal altamente intermitente)
3	$1 < S < 10$	Almacenamiento apreciable (caudal intermitente)
4	$10 < S < 100$	Gran almacenamiento (caudal poco intermitente)
5	$S > 100$	Almacenamiento muy grande (caudal perenne)
Tiempo de recesión (Tr) [días] **		
Clase	Intervalo	Descripción
1	$Tr < 21$	Descarga rápida
2	$21 < Tr < 150$	Descarga intermedia
3	$Tr > 150$	Descarga lenta
Índice de Gasto Base (BFI) [adimensional] *		
Clase	Intervalo	Descripción
1	$BFI < 0.15$	Escorrentamiento superficial predominante
2	$0.15 < BFI < 0.3$	Aportaciones apreciables de gasto base
3	$0.3 < BFI < 0.45$	Aportaciones considerables de gasto base
4	$0.45 < BFI < 0.6$	Aportaciones similares al escurrimiento directo
5	$BFI > 0.6$	Gasto base predominante

La Figura VI.25 presenta la clasificación hidrológica de las cuencas bajo estudio en función de las tres características del gasto base, donde el tamaño del símbolo refleja los intervalos del almacenamiento medio, la forma del símbolo indica las clases del tiempo de recesión y la escala de color indica el rango del BFI. El mapa permite identificar patrones espaciales similares en su comportamiento hidrológico durante la temporada de estiaje y es ideal para la delimitación de regiones homogéneas para caudales mínimos, así como para propósitos de planeación y manejo de recursos, ya que se identifican las regiones con mayor disponibilidad de agua superficial en época de estiaje.

En la mayoría de las cuencas se observan tiempos de recesión intermedios (Tr clase 2, $21 < Tr < 150$) con almacenamiento promedio apreciable (S clase 3, $1 < S < 10$) y aportaciones considerables de gasto base (BFI clase 3, $0.3 < BFI < 0.45$), tales cuencas se presentan importantes cantidades de agua subsuperficial durante múltiples avenidas y por escurrimientos pequeños que se prolongan durante pocos meses.

En los estados de Coahuila, Chihuahua, Zacatecas y Guanajuato se presentan cuencas con caudal efímero, por lo que no existen aportaciones del gasto base. Sólo 2 de las 62 cuencas analizadas, localizadas en los estados de Jalisco y Guanajuato, presentaron tiempos de recesión de pocos días (Tr clase 1, $Tr < 21$), tal comportamiento se puede deber a la poca capacidad de infiltración del suelo, gran conductividad hidráulica y rutas preferenciales que conducen a la rápida descarga del agua subterránea.

Las cuencas con volúmenes apreciables de almacenamiento (S clase 3) con escurrimiento superficial dominante (BFI clase 1) se caracterizan por contener gastos

picos de gran magnitud, los cuales representan la mayor porcentaje del volumen anual del escurrimiento, además muestran aportaciones considerables en su caudal días después de las tormentas, tales cuencas se encuentran dispersas a en la zona centro y en el estado de Sinaloa.

Por su parte, las cuencas con tiempos de recesión grandes (Tr clase 3) muestran mecanismos de descarga lenta, con apreciable o poco almacenamiento (S clase 2 o 3) y en general presentan índices de gasto base pequeños, el caudal durante el estiaje en tales cuencas podría deberse a la aportación de varios acuíferos, algunos de ellos con poca permeabilidad lo que propicia a la existencia de caudales de poca magnitud pero que se prolongan durante varios meses, tales cuencas se encuentran principalmente en la zona centro, en los estados de Zacatecas, Jalisco y Guanajuato.

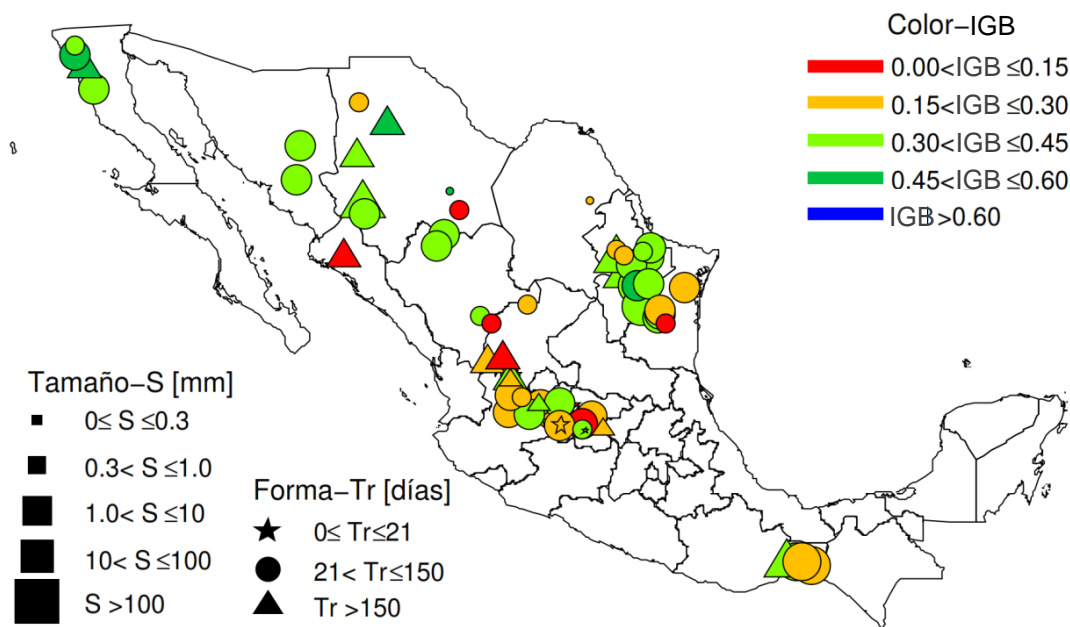


Figura VI.25. Clasificación hidrológica de las cuencas bajo análisis en función de las clases de la Tabla VI.3. El tamaño del símbolo representa los intervalos del almacenamiento, el símbolo representa los intervalos del tiempo de recesión y el color el rango del índice del gasto base.

VI.3. SÍNTESIS DEL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO

La Figura VI.26 muestra las correlaciones entre la climatología (columnas) contra las propiedades físicas de las cuencas (renglones). El color de los símbolos representa el valor del coeficiente de determinación lineal (r^2), de tal manera que el color verde representa el peor ajuste de una relación lineal (0-0.25) y el color naranja buenos ajustes de la ecuación (0.75-1); el símbolo representa el coeficiente de correlación de Pearson (ρ), donde las cruces representan el peor rango de correlación (0-0.25) y las estrellas los valores más altos (0.75-1); la línea recta (en color negro) representa el ajuste lineal y la tendencia entre las variables.

Se puede apreciar que las coordenadas del centroide de las cuencas influyen fuertemente con la variabilidad anual e intra-anual del clima: al noroeste la precipitación, la evapotranspiración y el índice estacional de la precipitación disminuyen, mientras que aumentan el índice estacional de la temperatura (la cual presenta una alta correlación lineal con la ubicación de la cuenca), la correlación mensual de la precipitación con la temperatura y la correlación mensual de la evaporación con la temperatura. Tal como explica Troch et al. (2013), las correlaciones climáticas mensuales bajas, al igual que los índices de estacionalidad altos, indican que el agua y la energía disponibles están fuera de fase, y se espera que en tales climas no exista la suficiente energía para evaporar la lluvia cuando ésta se encuentra como humedad del suelo, y viceversa.

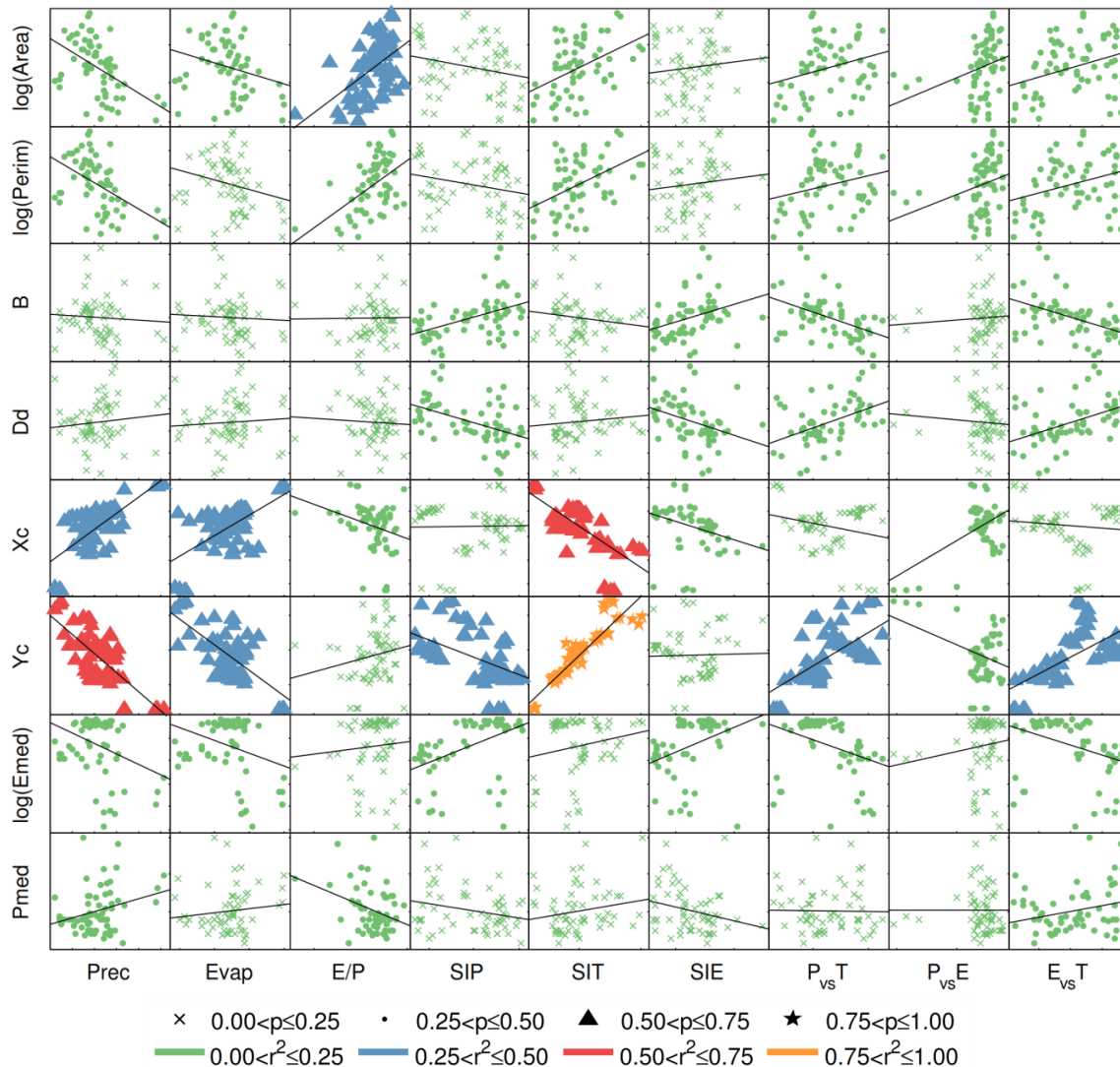


Figura VI.26. Matriz de correlación entre las propiedades climatológicas (columnas) y fisiográficas (renglones) de las cuencas. Los colores representan el coeficiente de determinación lineal (r^2) y los símbolos representan el coeficiente de correlación de Pearson (ρ).

En la Figura VI.27 se presentan las correlaciones entre la parametrización de la relación almacenamiento-caudal (renglones) contra las propiedades fisiográficas de las

cuenclas (columnas). Para el comportamiento lineal de descarga (con $b=1$) existe poca relación lineal del parámetro a con respecto a las propiedades fisiográficas de las cuenclas, pero el ancho de la cuencla (B), la densidad de drenaje (Dd) y la pendiente media ($Pmed$) presentan mayor correlación que el resto de las propiedades. Por otro lado, el comportamiento no lineal de descarga (con $b=1.5$) es dominado por la pendiente media de la cuencla (triángulos rojos), de tal manera que mientras mayor es la pendiente de la cuencla, la pendiente de la curva de recesión se atenúa y se prolonga durante más días. Así mismo, el perímetro y la elevación media de las cuenclas presentan mayor influencia (triángulos azules) que el área y el ancho de las cuenclas para a cuando $b=1.5$. Tanto el exponente b como el índice de gasto base (IGB) muestran poca relación con respecto de las propiedades fisiográficas.

Por su parte, el almacenamiento medio (S) se ve afectado principalmente por el tamaño de las cuenclas (S disminuye conforme aumenta la escala de la cuencla) y con la pendiente media (a mayor pendiente mayor almacenamiento). Estos resultados indican que las cuenclas con mayor pendiente muestran mayor almacenamiento y descargas de agua subterránea más prolongadas, independiente de su comportamiento (lineal o no lineal).

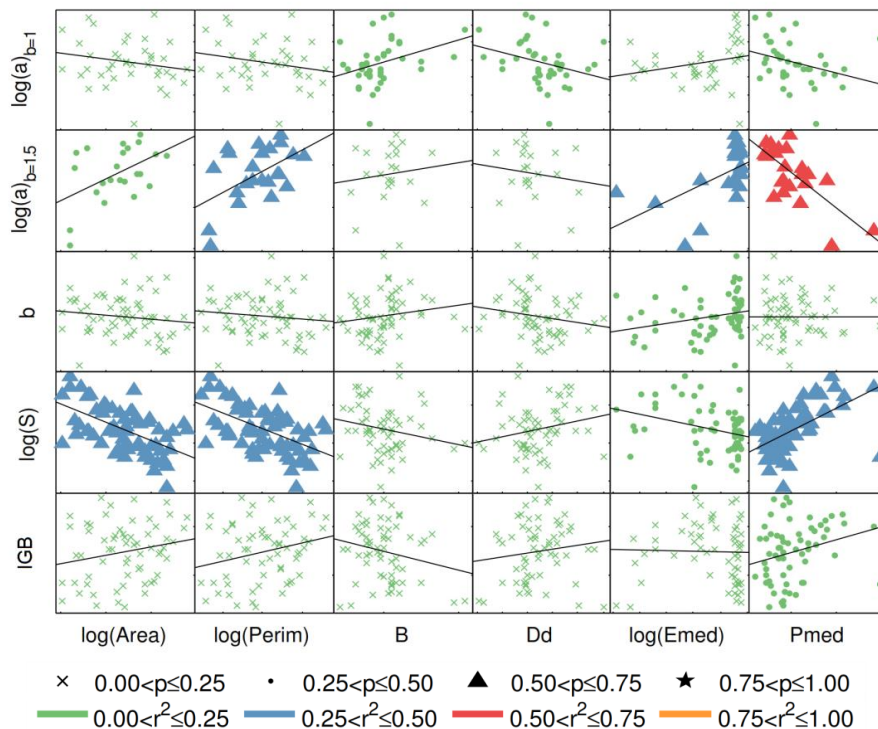


Figura VI.27. Matriz de correlación entre la parametrización del almacenamiento-caudal (renglones) y las características fisiográficas (columnas) de las cuenclas. Los colores representan el coeficiente de determinación lineal (r^2) y los símbolos representan el coeficiente de correlación de Pearson (p).

En la Figura VI.28 se observan las correlaciones entre la parametrización almacenamiento-caudal (renglones) contra las propiedades de la red fluvial y la geología de las cuenclas (columnas). Las propiedades de la red de drenaje y la geología muestran poca correlación (cruces) y no presentan linealidad (color verde) con respecto de la

relación almacenamiento-descarga, sin embargo, características como la permeabilidad (k) y la longitud del cauce principal (Lcp) tienen mayor influencia sobre la curva de recesión (parámetros a y b del modelo de Coutagne). La variabilidad del IGB tiene mayor relación con la longitud del cauce principal y la porosidad de la cuenca, mientras que el almacenamiento medio es influenciado principalmente (triángulos de color azul) por la longitud total de la red fluvial (Lct) y por el orden de corrientes (Or).

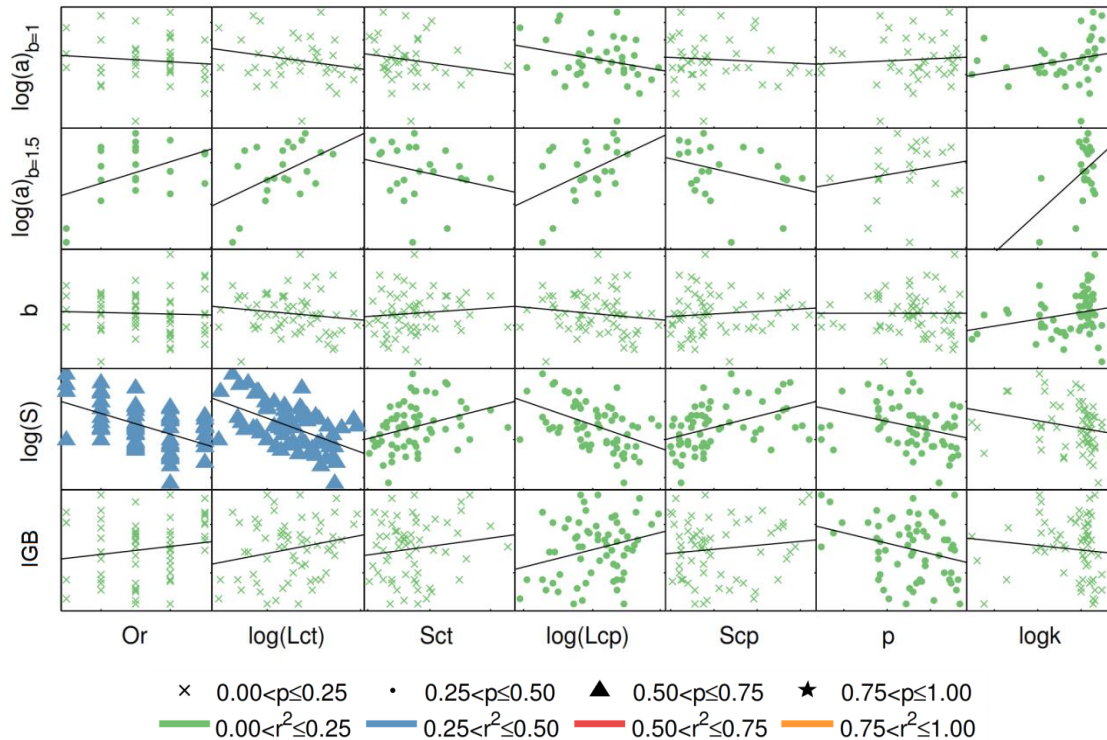


Figura VI.28. Matriz de correlación entre la parametrización del almacenamiento-caudal (renglones) y las características de la red de drenaje y la geología (columnas) de las cuencas. Los colores representan el coeficiente de determinación lineal (r^2) y los símbolos representan el coeficiente de correlación de Pearson (p).

La Figura VI.29 muestra las correlaciones entre la relación almacenamiento-caudal (renglones) con la variación anual e intra-anual del clima (columnas). La climatología no indica que exista relación lineal con respecto al parámetro de recesión a (para $b=1$), sin embargo, para el caso no lineal el parámetro a muestra gran correlación y mayor linealidad (triángulos azules) con el coeficiente E/P , el índice estacional de la precipitación (SIP) y la correlación mensual entre la evapotranspiración y la temperatura ($E_{vs}T$). Para ambos comportamientos ($b=1$ y $b=1.5$) se observa que cuando la precipitación mensual se distribuye uniformemente durante el año (SIP pequeños) la pendiente de las curvas de recesión es más tenue (valores pequeños de a), por otro lado, la pendiente de la curva de recesión se incrementa cuando las correlaciones mensuales $P_{vs}T$ y $E_{vs}T$ son menores (climatología desfasada). Esto indica que cuando la precipitación total en el año se encuentra distribuida en varios meses y no existe la energía suficiente para evaporar la humedad del suelo durante la temporada húmeda, la aportación de agua subterránea desde acuíferos someros al cauce se prolonga durante más días que en aquellas cuencas donde la mayoría de la precipitación anual se concentra en pocos meses. El exponente del modelo es afectado principalmente por la variabilidad de la temperatura en la cuenca,

de tal manera que cuando la temperatura promedio mensual presenta mayor variación en el año (SIT grandes) aumenta la no linealidad del proceso de descarga de agua subterránea. Por su parte, la climatología no muestra relación directa con respecto al IGB, mientras que el almacenamiento es principalmente afectado por la precipitación media anual (a mayor precipitación, mayor almacenamiento).

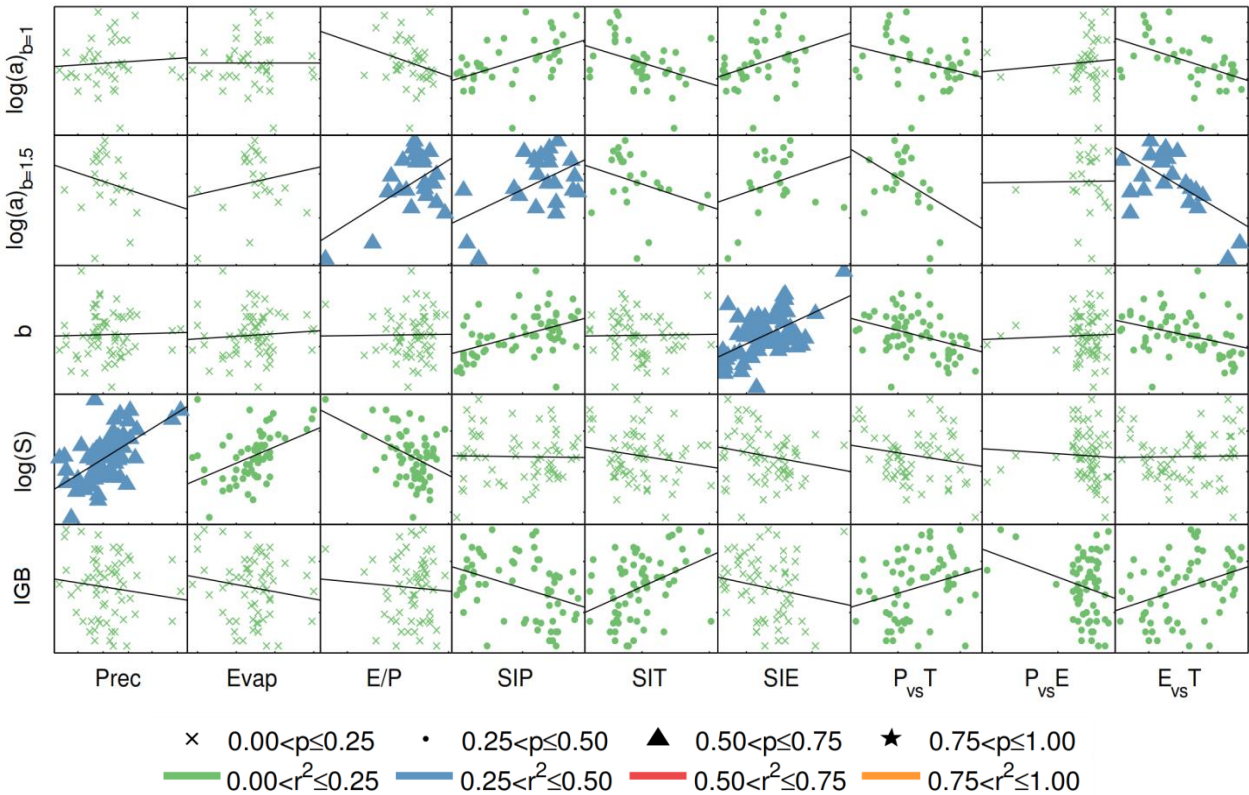


Figura VI.29. Matriz de correlación entre la parametrización del almacenamiento-caudal (renglones) y la variabilidad climática anual e intra-anual (columnas) de las cuencas. Los colores representan el coeficiente de determinación lineal (r^2) y los símbolos representan el coeficiente de correlación de Pearson (ρ).

Como se observó, el proceso de descarga de agua subterránea en este tipo de cuencas es complejo y la variabilidad espacial de los parámetros, en general, no es reproducida a partir de una característica física o climatológica. Para determinar la combinación de propiedades fisiográficas, geológicas y climatológicas que explican el comportamiento hidrológico de las cuencas durante la época de estiaje se aplicaron ajustes de ecuaciones mediante regresiones multi-lineales (RML) a partir de la combinación de 3, 5, 7 y 10 características de las cuencas. Un análisis de sensibilidad reveló que al utilizar 5 propiedades se logra reducir sustancialmente el error estimado sin aumentar la complejidad del modelo (tal análisis no se muestra en esta tesis).

Las ecuaciones que presentaron el coeficiente de determinación y de correlación más altos para cada variable se presentan en la Tabla VI.4 y en la Figura VI.30 se presentan las correlaciones entre las estimaciones realizadas con MARs (abscisas) y RML (ordenadas). La distribución espacial del parámetro a para el caso no lineal fue

reproducido por la ecuación de ajuste ($r^2=0.85$), así como el almacenamiento medio ($r^2=0.68$).

El parámetro a para el caso lineal fue aceptablemente reproducido ($r^2=0.57$), mientras que el IGB y el exponente del modelo de Coutagne muestran mecanismos más complejos que no pudieron ser explicados con las características físicas y climatológicas de las cuencas utilizadas en esta tesis.

Tabla VI.4. Ecuaciones de regionalización de los parámetros y características del gasto base usando RML

Ecuación (RML)	r^2	ρ
$\log(a)_{b=1} = -0.31775 - 22.9228 * Sct - 1.7752 * p - 2.9959 * SIT + 1.5448 * SIE - 0.001244 * Evap$	0.57	0.75
$\log(a)_{b=1.5} = -2.5651 - 0.11061 * B + 0.73327 * \log(Emed) - 0.012941 * Pmed - 1.4683 * SIT + 0.7184 * E/P$	0.85	0.92
$b = 0.27466 + 25.3673 * Sct + 1.3574 * p + 2.1327 * SIE - 0.89844 * P_{vs}T + 0.25587 * E_{vs}T$	0.42	0.64
$\log(S) = 4.2372 - 0.33499 * \log(Area) - 5.3591 * P_{vs}T - 2.3036 * P_{vs}E + 3.2548 * E_{vs}T + 0.0013411 * Prec$	0.68	0.82
$IGB = -0.45419 + 0.53311 * \log(Perim) - 0.32754 * \log(Lcp) - 1.8557 * p + 0.31401 * E_{vs}T + 0.00020462 * Prec$	0.44	0.66

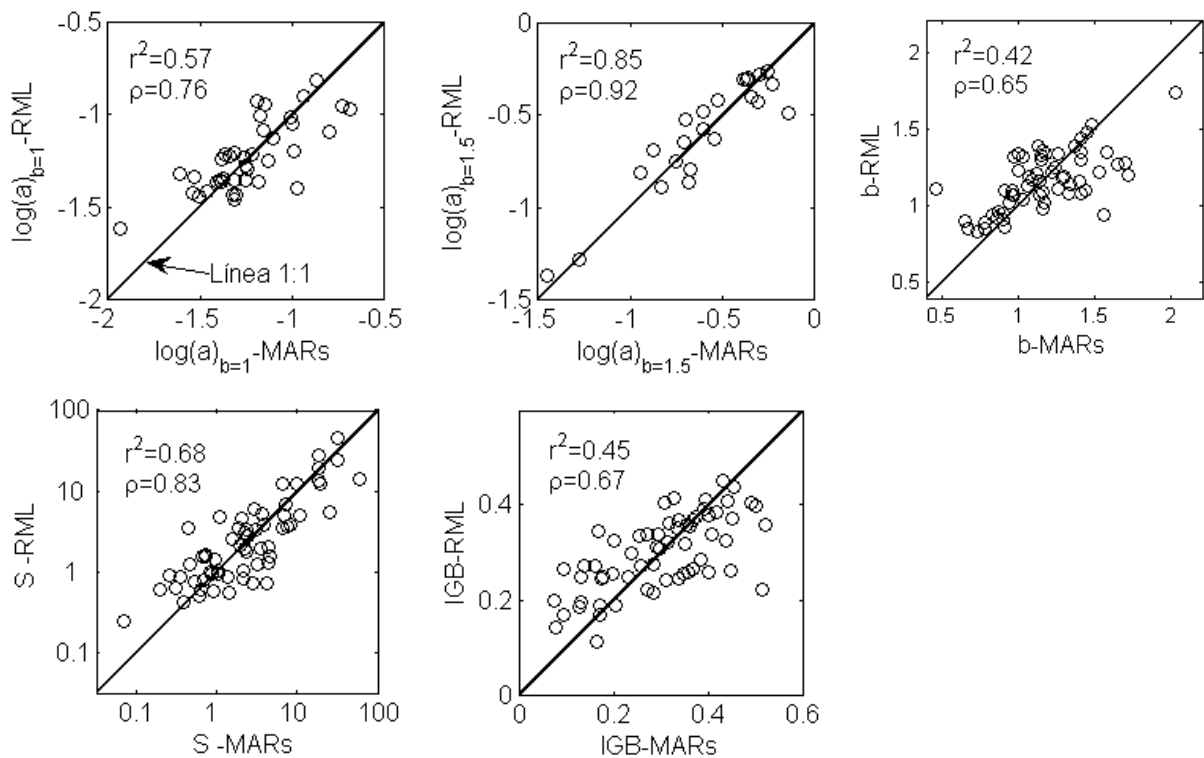


Figura VI.30. Correlación entre la parametrización de la relación almacenamiento-caudal estimada con MARs (abscisas) y la estimación con regresión multi-lineal RML (ordenadas). La línea recta indica la relación 1:1.

Las características que tienen mayor influencia en la cantidad de agua subterránea que es aportada de los acuíferos someros al cauce (S y IGB) en las cuencas áridas y semiáridas de México son: la precipitación media anual (Prec), la escala de la cuenca (área y perímetro), la longitud de la red fluvial (Lct) y el cauce principal (Lcp), la porosidad (p) y las correlaciones mensuales entre la precipitación con la temperatura y la

evaporación con la temperatura. Mientras que la pendiente de las curvas de recesión (parámetro a) es afectada por la evaporación (Evap), la elevación media (Emed) y la pendiente media de la cuenca (Pmed), el ancho de la cuenca (que se calculó a partir del área y la longitud de la red fluvial) y la variación del clima en el año (índices de estacionalidad). Estos resultados sugieren una fuerte relación entre la distribución espacial y temporal del agua subterránea en los cauces y acuíferos con la climatología local, es decir, el comportamiento hidrológico a escala de una cuenca es dependiente de la distribución temporal de la precipitación y la energía disponible para evaporar el agua almacenada en la superficie terrestre (evapotranspiración potencial, la cual depende de la temperatura, radiación solar y contenido de humedad en la atmosfera, entre otros).

VI.3.1. Variación espacial de la relación almacenamiento-caudal explicada a partir de propiedades orográficas, geológicas y climatológicas

Las dimensión y geometría de las cuencas y las propiedades de la red fluvial se presentaron en las ecuaciones multi-lineales de mejor ajuste para la estimación de a , b , S y el IGB, sin embargo, al excluir tales propiedades del análisis se observó que el error estimado presentó poca variación. Debido a lo anterior y con el fin de generar mapas de la variabilidad espacial de los parámetros que describen el comportamiento del gasto base en las regiones áridas y semiáridas de México se generaron ecuaciones multi-lineales con combinaciones de variables orográficas (elevación y pendiente medias), geológicas (permeabilidad y porosidad) y climatológicas (climatología anual e intra-anual) mostradas en la Tabla V.3. En la Tabla VI.5 se presentan las ecuaciones que proporcionaron el mejor ajuste según el coeficiente de determinación (r^2) y el coeficiente de correlación de Pearson (ρ). Como se puede observar, el parámetro a (para el caso lineal y no lineal) y el almacenamiento medio presentan coeficientes de determinación similares (con reducciones menores al 10 por ciento) a los obtenidos al considerar también la dimensión de la cuenca y la longitud de la red fluvial. Por su parte, la linealidad del comportamiento de descarga y el IGB disminuyeron cerca de un 30 por ciento en el ajuste. Esto significa que a pesar de que las propiedades morfológicas ayudan a regionalizar el comportamiento del almacenamiento y caudal de una cuenca durante la temporada de estiaje así como los parámetros del modelo utilizado, su exclusión no representa algún cambio significativo con respecto a la regionalización utilizando las otras características.

Tabla VI.5. Ecuaciones de regionalización de los parámetros y características del gasto base usando RML (características morfológicas excluidas)

Ecuación (RML)	r^2	ρ
$\log(a)_{b=1} = -0.028578 - 0.065373 * \log(\text{Emed}) - 2.7329 * \text{SIT} + 1.9075 * \text{SIE} - 0.0008552 * \text{Prec} - 0.90886 * \text{E/P}$	0.52	0.72
$\log(a)_{b=1.5} = -2.4925 + 0.70204 * \log(\text{Emed}) - 0.011137 * \text{Pmed} - 1.3275 * \text{SIT} - 0.68934 * \text{P}_{vs} \text{E} + 0.86524 * \text{E/P}$	0.84	0.92
$b = -2.0884 + 0.29548 * \log(\text{Emed}) + 0.0051353 * \text{Pmed} - 0.096604 * \log k - 0.63592 * \text{SIT} + 2.3521 * \text{SIE}$	0.36	0.60
$\log(S) = 2.4234 + 1.9847 * \text{SIP} - 5.459 * \text{P}_{vs} \text{T} - 4.6673 * \text{P}_{vs} \text{E} + 4.5404 * \text{E}_{vs} \text{T} + 0.0021091 * \text{Prec}$	0.64	0.80
$\text{IGB} = 0.79664 - 0.85092 * p + 0.026488 * \log k - 0.30104 * \text{SIP} + 0.55291 * \text{SIT} + 0.00014316 * \text{Prec}$	0.32	0.57

Para explicar la variación espacial del almacenamiento y la descarga de agua subterránea desde los acuíferos se generaron los mapas de la variabilidad intra-anual del clima (Figura VI.31). La zona norte de nuestra región de estudio se caracteriza por precipitaciones mensuales más uniformes en el año según el SIP ($0.4 < \text{SIP} < 0.55$) pero de poca magnitud (50-500 mm/año), mientras que en la zona sur la precipitación media anual es mayor y la gran parte de esa lamina anual tiende a concentrarse en pocos meses ($\text{SIP} > 0.8$). Según el SIT, la zona norte es propensa a presentar mayores variaciones mensuales de la temperatura promedio ($0.3 < \text{SIT} < 0.5$), en comparación con algunas regiones del sur donde la temperatura promedio permanece casi constante durante todo el año ($0 < \text{SIT} < 0.1$), lo mismo sucede con la evapotranspiración actual, cuyo SIE aumenta hacia el norte de país ($0.45 < \text{SIE} < 0.75$) mientras que al sur la evapotranspiración mensual varía en menor proporción ($0.15 < \text{SIE} < 0.30$).

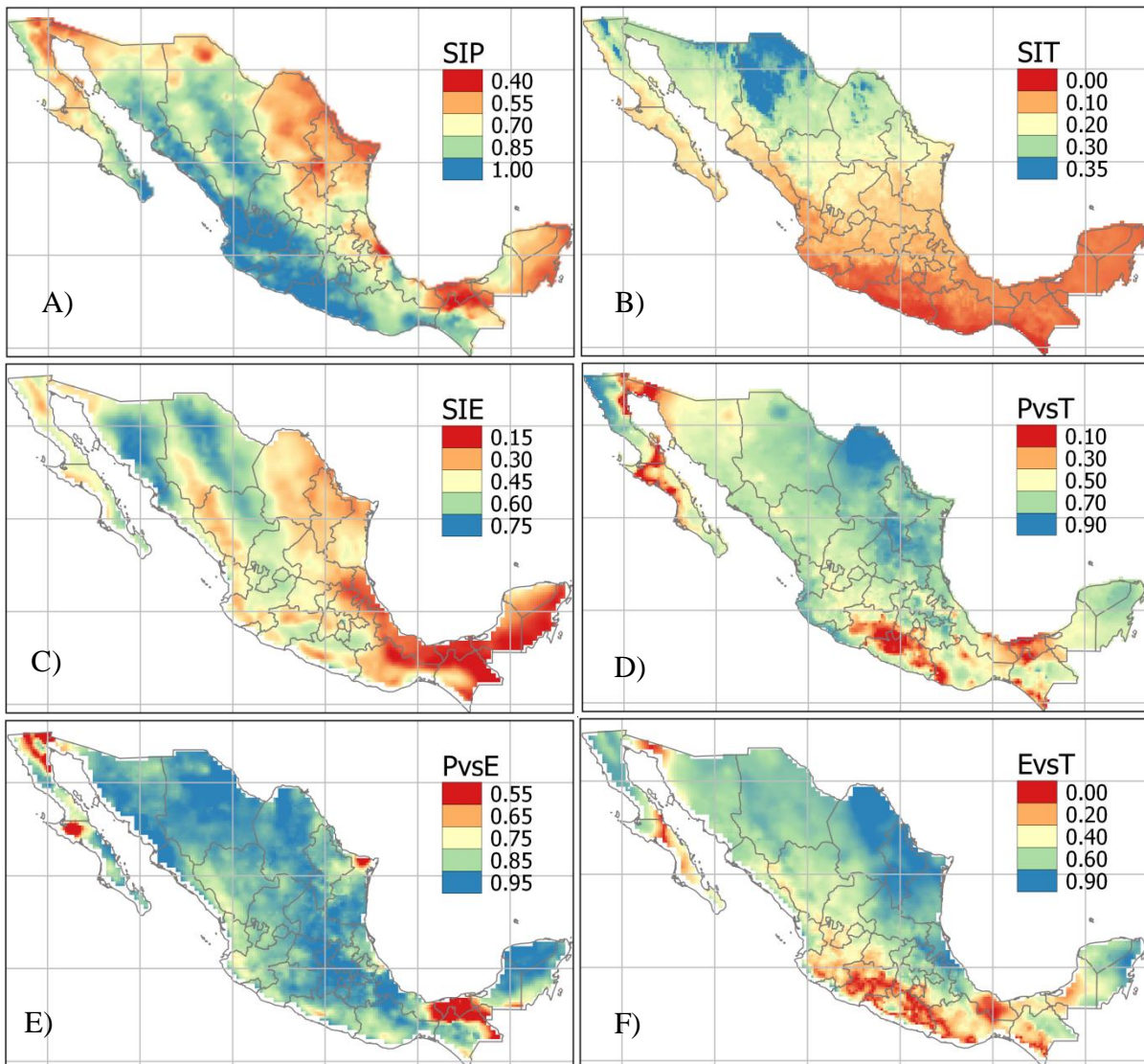


Figura VI.31. Mapas nacionales de la variabilidad intra-anual del clima, A) índice de estacionalidad de la precipitación, B) índice de estacionalidad de la temperatura, C) índice de estacionalidad de la evapotranspiración actual, D) valor absoluto de la correlación mensual entre la precipitación y la temperatura promedio, E) valor absoluto de la correlación mensual entre la precipitación y la evapotranspiración actual y F) valor absoluto de la correlación mensual entre la evapotranspiración actual y la temperatura promedio.

Por su parte, la correlación mensual entre las variables climatológicas indica que la mayoría de la región norte y centro del país se encuentra en fase (P_{vsT} , P_{vsE} y E_{vsT} mayores a 0.8), con excepción de algunas zonas de la península de Baja California y Baja California Sur, mientras que al sur, en los estados de Michoacán, Guerrero, Oaxaca, parte de Veracruz y Tabasco, la precipitación y la evaporación se encuentran desfasadas con respecto de la temperatura (P_{vsT} y E_{vsT} menores a 0.3), también se observa un desfase de la precipitación con respecto de la evaporación en el estado de Tabasco.

En la Figura VI.32 se muestra la distribución espacial del exponente del modelo de Coutagne para el caso lineal y no lineal de descarga, estimada a partir de las ecuaciones de la Tabla VI.5 (los resultados se han extrapolado a la región templada, sin embargo los resultados se han calibrado únicamente para la región árida y semiárida de México), se han considerado las aproximaciones de la Tabla VI.2 para ajustar b . Se observa que la región que presentó un comportamiento no lineal de descarga ($b=1.5$) coincide con la región de mayor variación de evapotranspiración mensual en el país ($0.6 < SIE < 0.75$), mientras que regiones con evapotranspiración mensual más uniforme tienden a presentar caudales que son reproducidos con un modelo lineal.

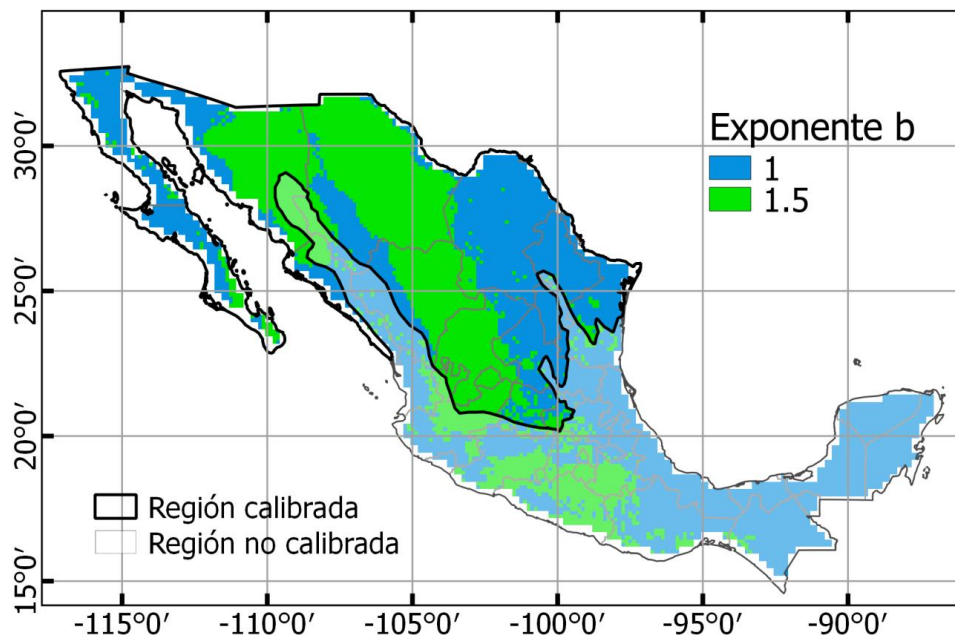


Figura VI.32. Mapa nacional de la distribución espacial del comportamiento de descarga. Se han tomado las consideraciones de la Tabla VI.2 para ajustar b . La zona opaca en el mapa corresponde a la región templada para la cual no se contó con información para este análisis.

En la Figura VI.33 y Figura VI.34 se muestra la distribución espacial del parámetro a para el caso lineal ($b=1$) y no lineal ($b=1.5$), respectivamente. En los mapas, el color azul representa recesiones con pendientes muy atenuadas, mientras que el color rojo indica fuertes pendientes al inicio de la curva de recesión. Para ambos casos, los caudales de la costa del Golfo de México y algunas regiones montañosas del noreste se caracterizan por presentar recesiones con pendientes atenuadas, mientras que la península de Baja California, el noreste de Sonora y Sinaloa y algunas zonas del altiplano se caracterizan

por tener caudales efímeros con descensos instantáneos del hidrograma (sin aportación de agua subterránea durante la temporada de estiaje), el resto del país se caracteriza por tener pendientes pronunciadas con cierta aportación de agua subterránea hacia los cauces.

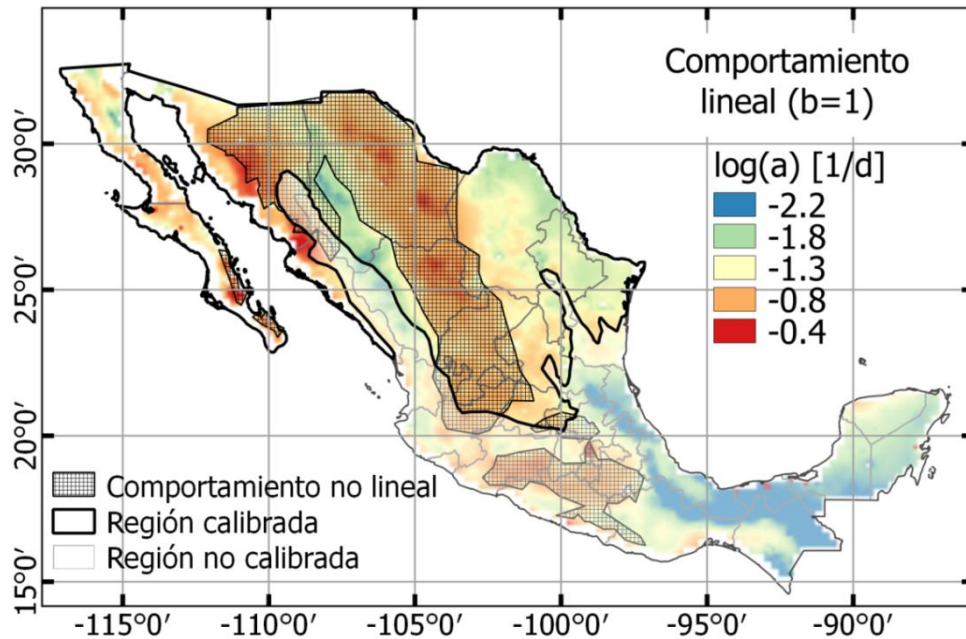


Figura VI.33. Mapa nacional de la distribución espacial del parámetro a de Coutagne para el comportamiento lineal ($b=1$), estimado con RML. La zona opaca en el mapa corresponde a la región templada para la cual no se contó con información para este análisis.

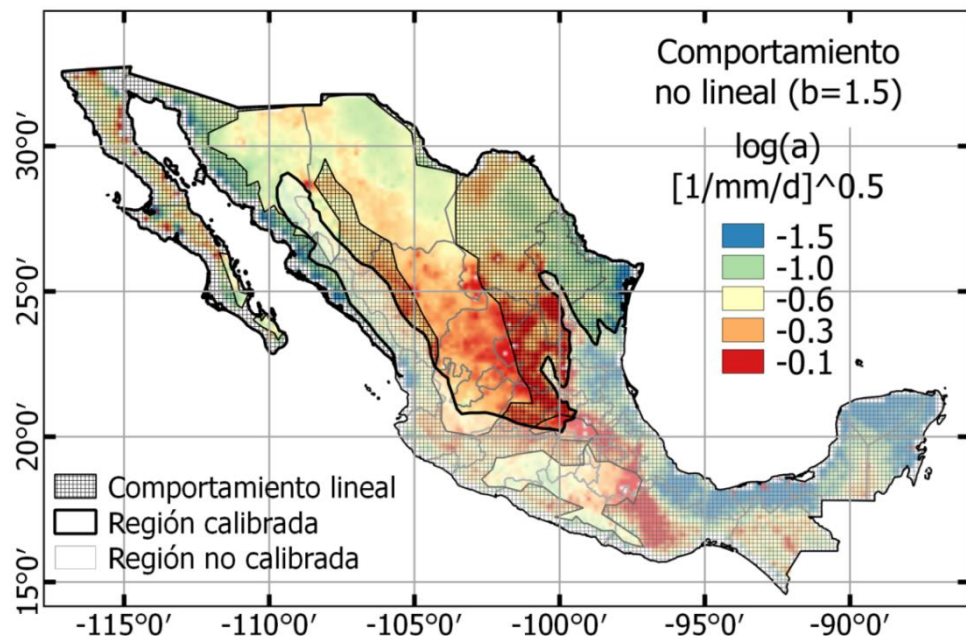


Figura VI.34. Mapa nacional de la distribución espacial del parámetro a de Coutagne para el comportamiento no lineal ($b=1.5$), estimado con RML. La zona opaca en el mapa corresponde a la región templada para la cual no se contó con información para este análisis.

Aproximadamente el 53 % de la región árida y semiárida de México presentó una relación almacenamiento-caudal lineal, cuyo parámetro se encontró dentro del rango $0.001 \leq a \leq 0.425 \text{ d}^{-1}$ con un valor medio de 0.022 d^{-1} , mientras que el parámetro de la relación no lineal se encontró dentro del rango de $0.051 \leq a \leq 1.42 \text{ mm}^{-1/2} \text{ d}^{-1/2}$ (cuyo límite superior indica caudales efímeros) con un valor medio de $0.276 \text{ mm}^{-1/2} \text{ d}^{-1/2}$.

La Figura VI.35 muestra el volumen de agua subterránea que se exfiltra hacia los cauces durante el estiaje, el cual se ha estimado utilizando las ecuaciones de la Tabla VI.5. Se observa que la variabilidad espacial del almacenamiento depende, en primera instancia, de la disponibilidad de la lluvia media anual (Figura III.4-A), así como de su distribución mensual (al incrementar el índice SIP aumenta el almacenamiento), por su parte, cuando la precipitación y la temperatura se encuentran en fase (correlación mensual alta) el almacenamiento tiende a disminuir. El color rojo más intenso en el mapa indica aquellas regiones con el menor almacenamiento que eventualmente llega a interactuar con la red fluvial de una cuenca, de tal manera que en la península de Baja California, las costas de Sonora y Sinaloa y algunas regiones del altiplano, mientras que la Sierra Madre Occidental y Sierra Madre Oriental presentan los almacenamientos máximos para la región árida y semiárida con volúmenes que varían de los 10 a 200 mm.

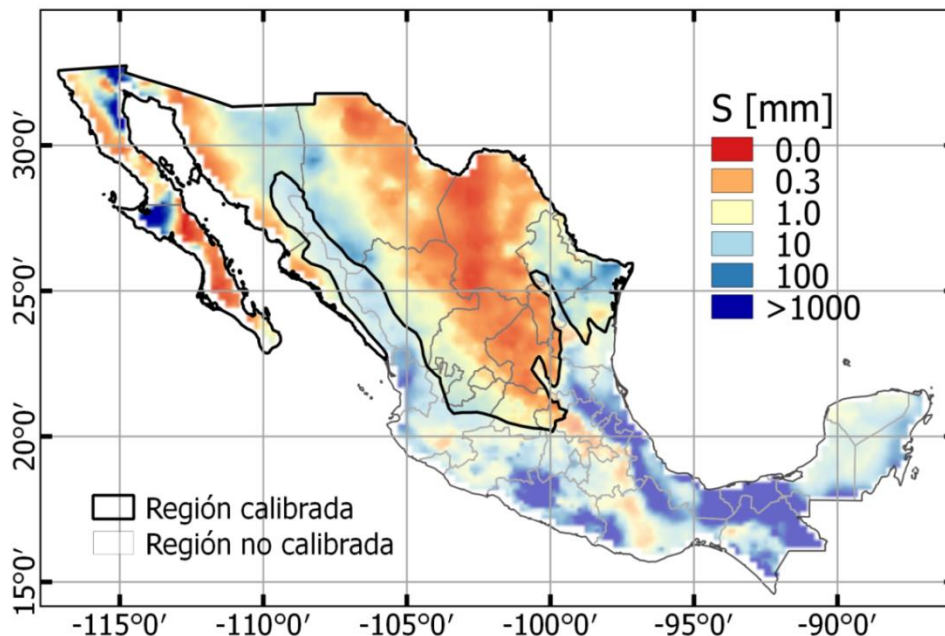


Figura VI.35. Mapa nacional de la distribución espacial del almacenamiento medio disponible durante la temporada de estiaje, estimado con RML. La zona opaca en el mapa corresponde a la región templada para la cual no se contó con información para este análisis.

En la Figura VI.36 se muestra la distribución espacial del índice de gasto base estimado a partir de las ecuaciones de la Tabla VI.5. En promedio el índice de gasto base para la región bajo estudio se estimó en 0.28 y este puede variar de 0, para las zonas sin almacenamiento (península de BC, la costa este del golfo de BC y parte del altiplano), hasta índices cercanos a 0.5 para regiones con mayor aportación de agua subterránea (Sierra Madre Occidental). Las variables que explican la mayoría de la distribución

espacial del IGB fueron la precipitación, la porosidad y la conductividad hidráulica, de tal manera que al aumentar estas variables aumenta el IGB, mientras que el índice tiende a disminuir cuando la precipitación total anual se concentra en pocos meses (SIP altos).

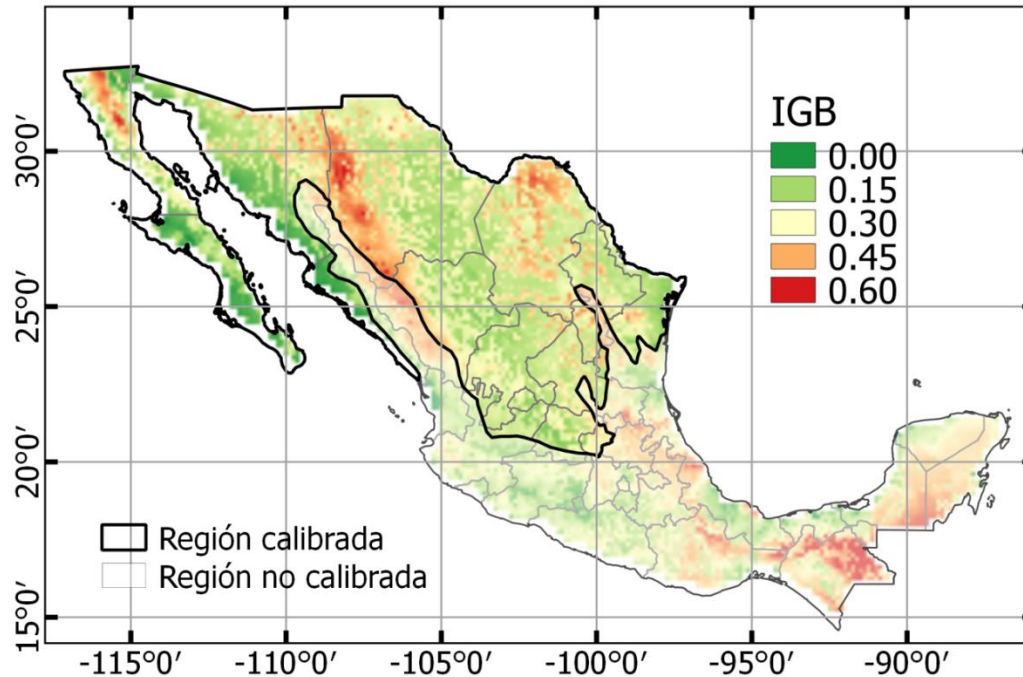


Figura VI.36. Mapa nacional de la distribución espacial del IGB promedio anual, estimado con RML. La zona opaca en el mapa corresponde a la región templada para la cual no se contó con información para este análisis.

Los mapas generados en esta tesis se han generado con una resolución de 1/8 de grado y son útiles para aplicaciones hidrológicas, como la clasificación hidrológica, aplicación de modelos hidrológicos, determinación de la disponibilidad de recursos hídricos, predicción de caudales mínimos, entre otros, sin embargo, se aclara que están calibrados únicamente para cuencas áridas y semiáridas de México, por lo que para regiones tropicales se recomienda un previo análisis.

VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se estudió el comportamiento hidrológico de 62 cuencas áridas y semiáridas en México a través del análisis de las curvas de recesión de hidrogramas, la parametrización de la relación almacenamiento-caudal y la separación de gasto base en cuencas bajo condiciones naturales (libre de obras de almacenamiento, gasto de retorno por riego, etc.).

La diversidad de modelos que existen para simular las curvas de recesión dificulta la selección de aquel que mejor se ajusta al comportamiento general de la descarga de agua subterránea, así mismo los coeficientes para medir el grado de ajuste de las ecuaciones que simulan la curva de recesión pueden llegar a no ser confiables para la elección del modelo más adecuado debido a que le asignan mayor peso a los caudales máximos (en especial el coeficiente de determinación).

Se encontró que los modelos no lineales representaron los caudales mínimos con menor error, por lo que su aplicación en regiones áridas y semiáridas es recomendada.

La parametrización a partir de la metodología establecida por Brutsaert y Nieber (1977) mediante la gráfica logarítmica de Q contra $-dQ/dt$ es apropiada para representar la tasa del descenso de escurrimiento base en cuencas con caudal intermitente.

Por su parte la aplicación del algoritmo de densidades suavizadas de Eilers and Goeman (2004) permitió identificar la región más densa del comportamiento de descarga, por lo que para disminuir el ruido y la dispersión en la nube de puntos se recomienda su aplicación.

De las metodologías utilizadas para la extracción de curvas de recesión del gasto base, la utilizada por Aksoy y Wittenberg (2011) permitió extraer con mayor fidelidad los segmentos de las recesiones relacionados con el gasto base al considerar el tiempo de inicio (t_0) dos días después del gasto pico, 7 días de duración mínima para cada segmento y un coeficiente de variación máximo de 0.15. Sin embargo, no fue posible descartar todos los segmentos de recesión asociados a escurrimientos directos, por lo que la relación almacenamiento-caudal pudo ser afectada por gastos de gran magnitud. Por otra parte, se encontró que la técnica para la estimación de los parámetros tiene mayor peso en los errores estimados en comparación con la técnica de extracción de recesiones.

La combinación de Aksoy (MER) - Coutagne (MAR) - Regresión Lineal (estimación de parámetros) representó de forma adecuada la relación almacenamiento-descarga en las cuencas analizadas, sin embargo, se aprecia que otras combinaciones (p.e. Aksoy-Wittenberg-ECM) produjeron ajustes similares según los criterios de ajuste pero generaron propiedades del gasto base poco reales.

La aplicación de métodos para la separación del gasto base mostró que los basados en mínimos locales tienden a subestimar el gasto base en cuencas semiáridas durante los meses húmedos. Mientras que el RDF tiene una estrecha relación con la separación del gasto base al aplicar la relación inversa de del modelo de Coutagne y sus resultados se asemejan a los resultados obtenidos por Aksoy and Wittenberg (2011) en cuencas

semiáridas de Turquía. El RDF se recomienda pues su aplicación es más sencilla que el algoritmo inverso de los MARs, aunque este último está basado en el comportamiento dinámico de la relación almacenamiento-descarga por lo que se relaciona con propiedades geológicas y climatológicas de las cuencas.

En la mayoría de los estudios relacionados con la regionalización de la relación almacenamiento-caudal se utiliza un modelo lineal para simplificar el análisis, pero en este estudio se trabajó con la relación lineal y no lineal ya que las cuencas mostraron tendencia hacia los dos tipos de comportamientos, donde los caudales mínimos del 60 % de las cuencas analizadas se describieron con un modelo lineal.

Se encontró que los cambios mensuales de la evapotranspiración mensual influyen en gran medida con los caudales mínimos, de tal manera que la relación almacenamiento-caudal tiende a ser no lineal en cuencas cuya evapotranspiración se concentra en pocos meses, debido a esto, la zona de la Sierra Madre Occidental, la cual presenta los máximos valores del SIE a nivel nacional, mostró tal comportamiento.

El parámetro de recesión del modelo de Coutagne para $b=1$ y $b=1.5$ presentó mayor correlación con respecto a la pendiente media de la cuenca (propiedad que explica cerca del 50 por ciento de su variabilidad espacial), de tal manera que las cuencas con grandes pendientes y pequeñas tasas de evapotranspiración tienden a presentar pendientes de las curvas de recesión más tenues (a pequeños), y viceversa.

La variación espacial del almacenamiento medio durante el estiaje (S) depende principalmente de la pendiente de la cuenca y de la precipitación, conforme aumentan estas dos propiedades mayor es el volumen de agua subterránea aportado hacia los cauces después de una avenida (resultados similares fueron encontrados en dos cuencas de California por Sayama et al., 2011). Se encontró que las cuencas con menor aportación de agua subterránea durante el estiaje se encuentran en el altiplano y la región del golfo de Baja California, cuyos cauces se catalogan como caudales efímeros o altamente intermitentes, mientras que en las regiones montañosas esta proporción aumenta. Tanto el almacenamiento medio como el parámetro a no sólo varían de una cuenca a otra, sino también entre meses o incluso entre tormentas, sin embargo se han aplicado metodologías para aproximar el comportamiento general de descarga de agua subterránea hacia el cauce.

El IGB se relacionó con propiedades de la red fluvial y la geología, de tal manera que el gasto base en cuencas con mayor longitud de la red fluvial y con mayor porosidad y permeabilidad tiende a representar un mayor porcentaje respecto al escurrimiento total anual. Las tasas más altas del índice de gasto base en regiones semiáridas y áridas del país se localizan en la Sierra Madre Occidental, mientras que en las cuencas del altiplano el gasto base representa menos del 20 por ciento del escurrimiento total anual.

Los resultados obtenidos en esta tesis en conjunto con los obtenidos por otros autores (Tabla VII.1) sugieren que las propiedades climatológicas influyen en gran medida en el almacenamiento y descarga de agua subterránea hacia los cauces, incluso se ha encontrado que a escala de una cuenca la climatología local puede llegar a ser predominante en la respuesta hidrológica.

Con base en lo anterior se determina que la aplicación de modelos hidrológicos basados únicamente en la topografía de las cuencas (p.e. usando modelos de elevación

digital) parece ser insuficiente para reproducir el comportamiento del escurrimiento en una cuenca no aforada durante la temporada de estiaje.

Para finalizar, se comenta que en este estudio se depreciaron los cambios temporales en el uso de suelo y las posibles tendencias de los caudales, por lo que la relación almacenamiento-caudal podría cambiar dependiendo del periodo de análisis. Así mismo, en algunos estudios se han utilizado diferentes propiedades geológicas (ver Tabla VII.1) con las que se mejoró el ajuste de las ecuaciones generadas para fines de regionalización, principalmente en la estimación del IGB, por lo que de contar con mayor y mejor información se podrían mejorar las estimaciones.

Tabla VII.1. Revisión de estudios relacionados con la regionalización de las Características del Gasto Base (CGB)

CGB	Referencia	No. Estaciones	Región	Clima	Modelo	R ²	Variables
IGB	Mwakalila et al. (2002)	15	Tanzania	Semiárido	RML	0.89	IA, geología
	Santhi et al. (2008)	~8600	USA	(Semi)árido, templado, subtropical	RML	0.79	Contenido de arena en el suelo, rango de elevación de la cuenca
	van Dijk (2010)	183	SE Australia	Templado, subtropical	EXP	0.34	Ep
	Beck et al. (2013)	3394	Global	Varios	RNA	0.74	IA, P, SIP, Ep, SIEp, P _{vs} Ep, TA, Nieve, Emed, Pmed, cobertura vegetal y geología
	Este estudio	62	N México	(Semi)árido	RML	0.44	Tamaño de cuenca, Lcp, p, E _{vs} T, P
a (b=1)	Peña-Arancibia et al. (2010)	167	Trópicos	(Sub)tropical	EXP	0.49	IA
	van Dijk (2010)	183	SE Australia	Templado, subtropical	POT	0.27	IA
	Beck et al. (2013)	3394	Global	Varios	RNA	0.65	IA, P, SIP, Ep, SIEp, P _{vs} Ep, TA, Nieve, Emed, Pmed, cobertura vegetal y geología
	Este estudio	39	N México	(Semi)árido	RML	0.57	Sct, p, SIT, SIE, EA
b	Este estudio	62	N México	(Semi)árido	RML	0.42	Sct, p, SIE, P _{vs} T, E _{vs} T
a (b=1.5)	Este estudio	23	N México	(Semi)árido	RML	0.85	B, Emed, Pmed, SIT, E/P
S	Este estudio	62	N México	(Semi)árido	RML	0.68	Área, P _{vs} T, P _{vs} E, E _{vs} T, P

CGB: IGB, índice de gasto base promedio; a y b, parámetros de la relación almacenamiento-descarga del modelo de Coutagne; S almacenamiento medio.

Modelo: EXP, relación exponencial; POT, relación potencial; RML, relación multi-lineal; RNA, redes neuronales artificiales.

Variables: P, precipitación; E, evapotranspiración actual; Ep, evapotranspiración potencial; IA, índice de aridez; SIP, índice estacional de precipitación; SIT, índice estacional de temperatura promedio; SIE, índice estacional de evapotranspiración real; SIEp, índice estacional de evapotranspiración potencial; P_{vs}E, P_{vs}E, E_{vs}T, P_{vs}Ep, correlación mensual entre variables climatológicas; Emed, elevación media de la cuenca; Pmed, pendiente media de la cuenca; Lct, longitud total de la red fluvial; Sct, pendiente media de la red fluvial; p, porosidad; TA, temperatura del aire.

VIII. ANEXOS

Tabla VIII.1. Estaciones hidrométricas localizadas en regiones áridas y semiáridas de México

Clave	Nombre	Lon	Lat	Elevación	Año inicial	Año final	Faltantes	Cero
1023	AGUA CALIENTE	-116.4539	32.1078	1577	1948	1999	12.9	6.19
1024	SANTO DOMINGO	-115.8667	30.7667	1100	1949	2007	19.55	33.38
1025	SAN VICENTE	-116.1542	31.3875	1230	1960	2004	7.78	0.47
1026	SAN CARLOS	-116.4417	31.8167	685	1961	2005	13.88	0.21
9008	TECORI	-109.8167	28.0417	66878	1928	1952	5.91	0.07
9011	LA JUNTA	-107.9833	28.7583	8713	1936	2009	4.84	0.34
9015	EL AGUILA	-109.6833	29.075	57505	1942	1963	0.39	0
10034	ZOPILOTE	-108.3597	25.7417	666	1939	2011	14.21	41.91
10063	BATOPILAS	-107.7375	27.0222	2033	1981	2009	1.79	0.01
10100	URIQUE II	-107.8389	27.3028	4000	1967	2002	11.64	0.23
11027	EL SALTITO	-104.3017	23.9767	10135	1955	2011	14.06	7.89
11040	VICENTE GUERRERO	-103.9703	23.7467	1868	1961	2011	7.68	55.96
12238	PERICOS	-101.1083	20.525	9651	1928	2011	3.17	31.49
12352	SALAMANCA II	-101.2	20.5667	22033	1939	2009	2	0
12370	SAN GASPAR	-102.4972	21.2847	4390	1941	2010	1.31	14.39
12371	VALLE DE GUADALUPE	-102.6097	20.9806	394	1941	1995	13.19	52.84
12382	PASO DEL SABINO	-102.5389	21.3167	10559	1964	2003	17.02	1.64
12391	LAS ADJUNTAS	-101.8542	20.6792	2913	1943	2011	4.62	50.29
12405	EL TECOMATE	-103.05	21.5431	5775	1948	1997	3.46	9.41
12418	LOS CASTILLOS	-101.6792	21.175	128	1947	2011	8.53	59.33
12436	LAS AMERICAS	-101.3167	20.85	528	1958	1989	9.39	56.84
12454	LAGOS	-101.9139	21.3625	2397	1950	2011	2.55	3.15
12469	CUIXTLA	-103.4417	21.0514	854	1951	2011	2.31	0
12484	EL PLATANITO	-104.0631	22.5681	5796	1954	2011	9.2	0
12485	EL ZAPOTE	-103.3986	22.0656	2553	1954	2010	16.67	0
12487	LA FLORIDA	-103.6036	22.6864	1793	1954	2006	1.37	2.82
12488	LA GLORIA	-103.3964	22.0681	3105	1954	2011	4.5	1.77
12504	LA CUNA	-102.8331	21.0042	19097	1947	2011	8.62	0.04
12535	CINCO SE?ORES	-100.9167	20.9583	408	1960	2003	14.82	45
12540	LA VILLITA (EXCEDENCIAS PRESA LA VILLITA)	-103.3525	21.5833	208	1960	2006	12.03	30.85
12718	AMECHE	-100.5875	20.5583	2255	1974	2011	2.8	49.56
12743	SAN JUAN TEMASCATIO	-101.2242	20.7333	251	1977	1999	6.18	59.07
12758	EL COLORADO	-101.8825	20.65	295	1977	2011	15.18	0.55
22016	CHICAPA	-94.8083	16.5708	425	1947	2011	4.07	5.99
22017	IXTEPEC	-95.0917	16.5542	886	1947	2009	11.92	7.75
22026	ZANATEPEC	-94.3667	16.4833	264	1954	2011	3.69	15.2
22028	NILTEPEC	-94.6083	16.5583	107	1956	2008	17.74	23.31
24087	CIENEGA DE FLORES	-100.1736	25.9542	14653	1930	2012	0.38	7.83
24088	EL CUCHILLO	-99.2583	25.7194	8794	1927	1993	1.74	5.95
24150	PROGRESO	-100.9833	27.425	23086	1936	1992	3.7	22.49

Clave	Nombre	Lon	Lat	Elevación	Año inicial	Año final	Faltantes	Cero
24195	SAN ANTONIO	-105.35	26.4333	2734	1941	1986	1.52	0
24225	JIMENEZ	-104.9181	27.1417	7395	1949	2010	11	52.67
24242	CONCHOS	-105.1917	27.7181	21851	1952	1991	4.53	0
24301	TEPEHUAJE	-99.7667	25.4958	3594	1957	2010	1.58	2.32
24326	LA ARENA	-99.9667	25.7667	16505	1962	2001	14.81	0
24351	LOS ALDAMAS	-99.1958	26.0236	30100	1967	2012	4.64	1.19
24383	LOS HERRERAS III	-99.4083	25.8972	19747	1967	2000	12.95	4.11
24385	CALLES (CONGREGACION)	-99.94	25.22	176.9	1972	2006	4.16	8.23
24387	LOS LERMAS	-100.1883	25.68	169.4	1973	1994	0.73	0
25009	SAN FERNANDO	-98.1583	24.8439	14797	1930	2011	6.6	3.49
25010	PABLILLO	-99.5556	24.8569	994	1951	2012	1.32	2.75
25027	CAMACHO	-99.575	24.8778	428	1951	2012	2.12	1.2
25038	CORONA	-98.9519	23.9417	1329	1962	2011	7.25	3.75
25043	EL TOMASENO	-99.4361	24.2514	425	1963	2011	1.18	19.05
25044	PURISIMA DE CONCHOS	-99.2569	24.9236	1510	1965	1999	4.04	1.85
25062	PADILLA II	-98.8917	24.0361	3843	1971	2011	2.44	0
25085	PILON III	-98.9017	24.1383	2524	1974	2011	4.45	15.48
25087	PASO DE MOLINA II	-98.7394	23.7561	2278	1972	2011	12.29	50.34
26255	LAS ADJUNTAS	-98.5667	25.9833	61063	1956	2011	1.3	0
34004	CASAS GRANDES	-107.9333	30.375	5271	1941	1994	11.77	12.69
34008	LA TRASQUILA	-107.075	29.7333	4154	1952	2003	3.31	0
36071	SARDINAS	-105.57	26.0833	4911	1970	2011	3.9	0
36080	SAN FRANCISCO	-102.885	24.3139	10473	1976	2011	4.54	13.21

Lon: Longitud (WGS1984); Lat: Latitud (WGS1984); Elevación (msnm); Año inicial y Año final: periodo de registro; Faltantes: porcentaje de datos faltantes; Cero: porcentaje de gastos cero en el registro

Tabla VIII.2. Características geomorfológicas de las cuencas. Área (Km²), Perímetro (Km), Ancho=A/2Lc (Km), Dd: Densidad de Drenaje=Lc/A (1/Km), Xc: longitud de coordenada centroide de la cuenca, Yc: latitud de coordenada centroide de la cuenca, Elevaciones (msnm), Pendiente media (%)

Clave	Cuenca				Centroide (WGS1984)		Elevación (msnm)			Pendiente
	Área	Perímetro	Ancho	Dd	Xc	Yc	Mínima	Máxima	Media	media
1023	1618.8	239.0	4.0	0.13	-116.2110	32.0510	388	1864	1130	13.7
1024	1123.8	209.6	3.0	0.17	-115.5805	30.8562	118	2926	1449	27.6
1025	1228.0	239.0	4.2	0.12	-115.9588	31.5788	179	1858	1111	16.3
1026	751.9	173.0	3.6	0.14	-116.2000	31.8324	252	1865	1045	17.7
9008	63415.2	1948.5	3.9	0.13	-108.8044	29.4600	74	2980	1354	28.4
9011	8900.2	634.3	4.1	0.12	-107.6642	28.6307	1653	2980	2212	18.8
9015	54197.9	1737.0	3.9	0.13	-108.7612	29.5817	308	2980	1485	28.8
10034	635.6	150.9	3.1	0.16	-108.2104	26.0201	36	1619	265	16.01
10063	1997.8	311.7	4.1	0.12	-107.5125	27.0670	561	2696	2065	35.9
10100	4049.4	507.8	3.6	0.14	-107.4574	27.3473	663	2685	2189	30.6
11027	9728.9	622.7	4.0	0.13	-104.5735	24.1051	1815	3178	2178	14.2
11040	1893.6	236.6	5.9	0.08	-103.7829	23.5004	1910	3107	2288	15.6
12238	11604.5	702.9	4.2	0.12	-100.7755	20.9438	1718	3235	2077	10.2
12352	24309.6	1299.5	4.4	0.11	-100.4225	20.3078	1708	4584	2233	10.4

Clave	Cuenca			Centroide (WGS1984)			Elevación (msnm)			Pendiente
	Área	Perímetro	Ancho	Dd	Xc	Yc	Mínima	Máxima	Media	media
12370	5089.5	540.2	4.5	0.11	-101.8117	21.4416	1669	2810	2116	8.3
12371	410.2	109.0	4.0	0.12	-102.5360	20.8649	1825	2669	2030	3.4
12382	12429.8	744.9	4.3	0.12	-102.1645	22.0200	1660	3036	2087	8.1
12391	2995.2	324.1	4.2	0.12	-101.8672	21.0008	1710	2867	1933	8.4
12405	5749.0	537.6	4.3	0.12	-102.8252	22.0920	1309	3036	2043	18.8
12418	111.7	62.3	6.2	0.08	-101.6984	21.2482	1827	2722	2078	16.0
12436	519.1	120.0	3.7	0.13	-101.2086	20.9713	1759	2812	2136	21.6
12454	2392.7	318.0	5.3	0.09	-101.6744	21.5297	0	2866	2224	10.4
12469	851.3	198.2	4.2	0.12	-103.5624	21.2554	804	2407	1809	26.2
12484	5860.6	477.5	3.9	0.13	-103.9160	22.9980	938	3012	2147	24.6
12485	2574.4	363.4	4.7	0.11	-103.3036	21.7326	1440	2723	1994	15.8
12487	1794.2	232.6	4.2	0.12	-103.4565	22.8735	1825	2943	2253	17
12488	3108.1	376.0	4.3	0.12	-103.0973	22.5257	1436	2965	2121	13.9
12504	21688.6	1024.8	4.1	0.12	-102.2101	21.6865	1448	3036	2062	8.6
12535	393.9	114.7	3.2	0.16	-101.0593	20.9533	1905	2812	2176	17.9
12540	209.5	77.3	4.3	0.12	-103.2911	21.4930	1819	2646	2241.7	24.5
12718	2370.8	281.2	4.2	0.12	-100.3736	20.6283	1783	3235	2065	10.5
12743	261.1	90.6	4.4	0.11	-101.1271	20.7787	1773	2614	2054	19.4
12758	229.2	122.6	3.5	0.14	-101.9442	20.6115	1729	2470	2048	12.6
22016	441.1	134.4	3.5	0.14	-94.6586	16.6940	25	2081	525	33.2
22017	939.4	163.7	5.1	0.10	-95.3116	16.6883	39	2161	519	23.8
22026	272.7	94.3	3.3	0.15	-94.2765	16.5926	48	1866	712	39.4
22028	105.9	54.0	5.0	0.10	-94.5613	16.6247	53	1501	409	25.1
24087	13827.0	910.1	3.9	0.13	-101.0176	25.7285	378	3692	1331	16.3
24088	8776.6	605.1	3.4	0.15	-100.0745	25.2976	127	3709	945	23.3
24150	21247.0	805.8	3.9	0.13	-101.8138	27.1866	298	2883	1032	16.4
24195	2845.7	432.1	5.0	0.10	-105.6539	26.4612	1632	2987	2037	18.1
24225	7482.0	560.3	4.1	0.12	-105.5277	26.5993	1372	2987	1815	12
24242	22089.1	1241.2	3.7	0.14	-106.4269	27.1821	1208	3266	1960	19.3
24301	3508.5	337.4	3.5	0.14	-100.2403	25.4237	239	3470	1101	34.2
24326	16134.7	902.7	3.8	0.13	-100.9752	25.7294	289	3692	1266	16.3
24351	29359.2	1181.5	3.6	0.14	-100.5807	25.6144	75	3709	1024	16.5
24383	18946.7	1018.8	3.8	0.13	-100.8055	25.7339	138	3692	1132	15.1
24385	166.6	69.2	3.2	0.15	-100.0283	25.1397	442	2966	1132	56.6
24387	159.8	70.7	4.4	0.11	-100.2825	25.5985	433	2473	881	37.6
25009	14826.1	855.7	3.6	0.14	-99.2720	24.9761	19	3709	432	10
25010	988.6	220.9	3.3	0.15	-99.7981	24.6226	341	3161	1386	43.1
25027	413.0	110.0	3.3	0.15	-99.7951	24.8208	332	2689	821	29.9
25038	1366.3	189.3	2.9	0.17	-99.2720	23.9027	144	2686	514	21.8
25043	389.0	131.4	3.4	0.15	-99.6415	24.3695	329	2181	1014	43.4
25044	1530.4	217.2	4.0	0.13	-99.3333	24.7386	204	1537	358	5.9
25062	3746.7	474.3	3.5	0.14	-99.5879	24.1613	140	3534	1359	35.2
25085	2819.6	311.6	3.5	0.14	-99.3314	24.4040	142	1967	363	8
25087	2575.2	262.5	0.7	0.70	-98.8067	23.5378	133	1625	336	9.9

Clave	Cuenca				Centroide (WGS1984)		Elevación (msnm)			Pendiente
	Área	Perímetro	Ancho	Dd	Xc	Yc	Mínima	Máxima	Media	media
34004	7119.7	610.4	4.2	0.12	-107.9988	29.8233	1465	3039	2114	59.8
34008	4209.9	406.4	4.0	0.13	-106.9210	29.3373	1592	2979	2105	12.4
36071	5020.5	503.7	3.5	0.14	-105.8780	26.0272	1626	3266	2297	27.5
36080	10256.4	695.5	4.5	0.11	-103.1277	23.6303	1608	2989	2140	8.25

Tabla VIII.3. Propiedades de la red de drenaje y la geología de las cuencas. Or: orden de corrientes máxima; Lc: longitud total de los cauces (Km); Sc: pendiente promedio de los cauces (m/m); Lcp: longitud del cauce principal (Km); p: porosidad (%); logk: logaritmo de permeabilidad (m²)

Cuenca Clave	Propiedades de la Red de Drenaje					Geología	
	Or	Lc	Sc	Lcp	Scp	p	logk
1023	3	203.7	0.015	88.3	0.012	0.038	-13.939
1024	3	189.7	0.023	70.9	0.015	0.025	-13.910
1025	3	145.6	0.015	77.6	0.015	0.033	-13.940
1026	2	103.2	0.017	67.9	0.016	0.025	-13.952
9008	5	8117.5	0.003	919.0	0.000	0.135	-12.869
9011	5	1073.4	0.005	220.1	0.002	0.155	-12.778
9015	5	6944.2	0.004	727.4	0.000	0.136	-12.845
10034	3	101.9	0.004	53.5	0.003	0.183	-12.725
10063	3	242.0	0.020	113.2	0.013	0.089	-12.914
10100	3	555.0	0.007	236.1	0.004	0.093	-12.990
11027	4	1216.7	0.001	167.4	0.001	0.124	-12.833
11040	3	159.7	0.006	71.3	0.004	0.154	-12.665
12238	4	1370.2	0.002	235.4	0.001	0.171	-12.713
12352	5	2786.3	0.001	431.6	0.000	0.151	-12.793
12370	4	567.6	0.001	223.2	0.001	0.143	-12.887
12371	2	50.7	0.006	32.9	0.006	0.092	-12.508
12382	5	1438.0	0.002	225.3	0.002	0.164	-12.843
12391	4	359.7	0.002	98.6	0.001	0.165	-12.334
12405	3	674.0	0.008	200.7	0.004	0.111	-12.857
12418	1	9.0	0.010	9.0	0.010	0.101	-12.723
12436	3	69.6	0.010	31.6	0.010	0.130	-13.015
12454	3	227.2	0.005	87.4	0.004	0.135	-12.868
12469	2	100.9	0.016	66.3	0.014	0.090	-12.938
12484	4	749.1	0.011	192.5	0.004	0.098	-12.942
12485	3	276.6	0.006	116.7	0.003	0.127	-12.842
12487	3	214.1	0.010	60.9	0.006	0.125	-12.997
12488	3	363.3	0.007	162.5	0.005	0.128	-12.967
12504	5	2643.0	0.002	328.5	0.001	0.146	-12.844
12535	2	62.3	0.008	27.2	0.009	0.174	-12.783
12540	2	24.6	0.015	18.1	0.013	0.090	-12.736
12718	3	280.0	0.004	81.1	0.002	0.135	-13.024
12743	2	29.5	0.008	21.3	0.007	0.095	-12.536

Cuenca	Propiedades de la Red de Drenaje					Geología	
	Clave	Or	Lc	Sc	Lcp	Scp	p
12758	2	32.6	0.013	23.0	0.011	0.090	-12.745
22016	1	63.9	0.008	63.9	0.008	0.048	-13.826
22017	2	91.5	0.006	58.2	0.005	0.088	-12.978
22026	2	41.1	0.013	27.3	0.014	0.129	-13.844
22028	1	10.6	0.008	10.6	0.008	0.137	-14.742
24087	4	1793.7	0.008	297.1	0.004	0.173	-13.388
24088	4	1296.1	0.004	272.6	0.002	0.142	-13.699
24150	4	2741.0	0.003	294.8	0.001	0.160	-12.593
24195	3	283.2	0.006	118.4	0.004	0.169	-12.756
24225	3	902.6	0.005	231.7	0.003	0.179	-12.693
24242	5	3013.4	0.004	482.0	0.001	0.129	-12.788
24301	4	495.4	0.007	175.3	0.006	0.114	-13.493
24326	4	2095.8	0.008	330.9	0.004	0.174	-13.375
24351	5	4038.4	0.005	472.0	0.003	0.167	-13.545
24383	4	2522.7	0.006	419.9	0.003	0.176	-13.405
24385	1	25.8	0.013	25.6	0.013	0.077	-13.109
24387	1	18.0	0.007	18.0	0.007	0.125	-13.975
25009	5	2051.2	0.002	384.4	0.001	0.178	-14.042
25010	2	148.1	0.015	78.8	0.011	0.089	-13.053
25027	2	63.3	0.010	40.9	0.013	0.123	-14.691
25038	3	237.0	0.005	65.1	0.004	0.176	-13.650
25043	2	56.5	0.011	44.2	0.009	0.105	-13.230
25044	3	193.1	0.003	58.3	0.003	0.147	-15.520
25062	4	536.5	0.008	193.6	0.005	0.106	-13.044
25085	4	404.5	0.003	125.0	0.002	0.143	-15.412
25087	3	463.5	0.008	297.1	0.004	0.122	-15.257
34004	4	845.2	0.000	203.5	0.000	0.140	-12.760
34008	4	530.4	0.007	124.3	0.004	0.178	-12.694
36071	4	717.2	0.008	152.8	0.004	0.129	-12.875
36080	4	1136.0	0.004	272.5	0.001	0.182	-12.949

Tabla VIII.4. Climatología media anual e índices de variabilidad intra-anual del clima por cuenca

Cuenca	Variación anual				Variación Inter-anual				
	Clave	P	E	E/P	SIP	SIT	SIE	PvsT	PvsE
1023	299.2	234.3	0.890	0.706	0.303	0.431	0.824	0.587	0.639
1024	244.1	172.3	0.895	0.651	0.281	0.327	0.766	0.798	0.711
1025	289.8	201.9	0.765	0.566	0.281	0.440	0.705	0.673	0.670
1026	291.1	229.4	0.881	0.678	0.309	0.463	0.802	0.629	0.648
9008	559.0	509.4	0.920	0.769	0.319	0.553	0.600	0.921	0.680
9011	576.8	507.1	0.893	0.788	0.392	0.510	0.663	0.927	0.709
9015	544.6	498.5	0.925	0.755	0.332	0.547	0.597	0.919	0.685
10034	681.9	622.1	0.945	0.930	0.157	0.610	0.662	0.942	0.636
10063	747.2	654.8	0.888	0.767	0.256	0.415	0.562	0.924	0.646

Cuenca	Variación anual					Variación Inter-anual			
	Clave	P	E	E/P	SIP	SIT	SIE	PvsT	PvsE
10100	741.5	595.4	0.809	0.756	0.296	0.420	0.642	0.925	0.700
11027	555.7	461.4	0.851	0.922	0.205	0.527	0.636	0.883	0.544
11040	536.4	437.2	0.861	0.902	0.177	0.517	0.580	0.874	0.448
12238	554.2	483.7	0.907	0.809	0.129	0.449	0.625	0.945	0.518
12352	739.1	577.8	0.796	0.846	0.121	0.416	0.623	0.949	0.515
12370	604.2	482.6	0.825	0.904	0.133	0.513	0.626	0.910	0.499
12371	855.2	576.3	0.690	1.012	0.133	0.510	0.569	0.877	0.373
12382	521.7	442.1	0.879	0.859	0.150	0.514	0.614	0.902	0.480
12391	698.0	515.4	0.765	0.956	0.123	0.495	0.562	0.889	0.383
12405	613.2	496.3	0.835	0.940	0.154	0.534	0.588	0.862	0.413
12418	659.0	396.1	0.642	0.919	0.123	0.496	0.557	0.905	0.406
12436	698.2	510.6	0.771	0.909	0.109	0.427	0.564	0.901	0.381
12454	542.9	455.0	0.881	0.848	0.137	0.481	0.642	0.918	0.511
12469	821.7	573.6	0.706	1.018	0.117	0.523	0.523	0.860	0.299
12484	545.9	494.9	0.930	0.899	0.185	0.502	0.590	0.889	0.493
12485	711.4	552.2	0.794	0.996	0.151	0.517	0.582	0.846	0.370
12487	532.3	487.0	0.947	0.860	0.206	0.497	0.611	0.872	0.539
12488	547.7	439.2	0.835	0.898	0.165	0.533	0.596	0.867	0.472
12504	575.6	472.0	0.844	0.903	0.143	0.520	0.608	0.898	0.467
12535	633.7	510.6	0.858	0.873	0.131	0.427	0.596	0.894	0.410
12540	765.4	540.6	0.723	1.005	0.165	0.491	0.586	0.845	0.363
12718	574.6	500.5	0.913	0.802	0.119	0.455	0.622	0.954	0.570
12743	674.4	510.6	0.803	0.933	0.122	0.427	0.575	0.906	0.421
12758	720.9	543.9	0.777	0.989	0.112	0.453	0.503	0.870	0.253
22016	1167.8	797.2	0.726	0.868	0.059	0.433	0.485	0.895	0.315
22017	868.1	770.8	0.986	0.930	0.054	0.434	0.489	0.899	0.301
22026	1230.1	802.4	0.696	0.911	0.050	0.398	0.474	0.847	0.247
22028	1156.6	797.2	0.742	0.915	0.049	0.433	0.461	0.861	0.241
24087	379.2	331.9	0.912	0.565	0.216	0.337	0.761	0.916	0.808
24088	646.9	460.3	0.747	0.576	0.209	0.333	0.733	0.870	0.882
24150	333.9	257.2	0.829	0.539	0.272	0.382	0.851	0.943	0.889
24195	520.3	421.7	0.842	0.948	0.262	0.549	0.692	0.891	0.567
24225	484.6	391.4	0.840	0.937	0.265	0.580	0.702	0.902	0.598
24242	557.4	462.4	0.845	0.835	0.293	0.494	0.677	0.918	0.665
24301	665.0	364.5	0.585	0.603	0.204	0.343	0.715	0.900	0.863
24326	394.7	330.7	0.871	0.565	0.214	0.335	0.761	0.919	0.808
24351	480.4	397.3	0.858	0.563	0.212	0.326	0.766	0.907	0.869
24383	450.1	367.4	0.852	0.560	0.215	0.331	0.764	0.915	0.838
24385	818.8	470.1	0.628	0.581	0.219	0.372	0.737	0.864	0.923
24387	529.7	193.9	0.396	0.623	0.188	0.342	0.700	0.905	0.853
25009	620.0	555.0	0.924	0.552	0.188	0.332	0.759	0.857	0.892
25010	685.6	521.4	0.792	0.597	0.177	0.361	0.769	0.860	0.932
25027	699.6	579.2	0.872	0.600	0.175	0.373	0.749	0.846	0.846
25038	761.5	541.1	0.759	0.623	0.179	0.464	0.780	0.865	0.783

Cuenca	Variación anual					Variación Inter-anual			
	Clave	P	E	E/P	SIP	SIT	SIE	PvsT	PvsE
25043	801.6	554.0	0.751	0.647	0.202	0.379	0.779	0.878	0.885
25044	692.0	576.8	0.892	0.602	0.200	0.386	0.785	0.856	0.877
25062	719.7	526.8	0.773	0.631	0.181	0.391	0.773	0.880	0.877
25085	750.8	578.9	0.819	0.617	0.193	0.416	0.804	0.869	0.829
25087	785.7	557.7	0.742	0.655	0.160	0.453	0.816	0.926	0.752
34004	499.7	402.9	0.824	0.723	0.404	0.571	0.615	0.920	0.721
34008	418.4	328.5	0.824	0.854	0.372	0.699	0.703	0.954	0.685
36071	618.4	533.3	0.887	0.928	0.248	0.411	0.680	0.902	0.616
36080	435.7	368.5	0.878	0.852	0.188	0.531	0.639	0.897	0.505

P: precipitación media anual (mm/año); E: evaporación actual (mm/año); E/P: cociente de la evaporación actual entre la precipitación; SIP: índice de estacionalidad de la lluvia; SIT: índice estacional de la temperatura; SIE: índice estacional de la evapotranspiración real; PvsT, PvsE, EvsT son los valores absolutos de las correlaciones entre la precipitación, la evaporación y la temperatura.

Tabla VIII.5. Índices de gasto base (BFI) estimados con diferentes metodologías para cada cuenca bajo estudio

Cuenca	IGB medio anual				
	Clave	UKIH	RDF	FUKIH	COUT REG
1023	0.318	0.370	0.292	0.366	0.183
1024	0.235	0.348	0.209	0.307	0.171
1025	0.504	0.535	0.477	0.490	0.433
1026	0.497	0.557	0.466	0.519	0.656
9008	0.240	0.409	0.218	0.441	0.550
9011	0.292	0.411	0.275	0.436	0.551
9015	0.284	0.437	0.256	0.395	0.558
10034	0.089	0.150	0.084	0.077	0.125
10063	0.204	0.311	0.190	0.391	0.436
10100	0.322	0.399	0.307	0.325	0.377
11027	0.210	0.329	0.196	0.316	0.226
11040	0.040	0.127	0.033	0.093	0.080
12238	0.060	0.148	0.055	0.177	0.270
12352	0.308	0.427	0.290	0.450	0.535
12370	0.117	0.222	0.104	0.229	0.150
12371	0.064	0.157	0.053	0.196	0.093
12382	0.279	0.361	0.264	0.402	0.408
12391	0.086	0.188	0.072	0.205	0.308
12405	0.112	0.205	0.100	0.237	0.170
12418	0.033	0.101	0.028	0.095	0.076
12436	0.027	0.091	0.023	0.125	0.032
12454	0.300	0.361	0.283	0.368	0.411
12469	0.158	0.238	0.145	0.258	0.317
12484	0.174	0.275	0.157	0.292	0.410
12485	0.301	0.364	0.282	0.355	0.475
12487	0.131	0.210	0.117	0.137	0.240
12488	0.210	0.301	0.192	0.271	0.277
12504	0.194	0.287	0.175	0.351	0.414

Cuenca	IGB medio anual				
	Clave	UKIH	RDF	FUKIH	COUT REG
12535	0.035	0.103	0.030	0.163	0.130
12540	0.096	0.186	0.083	0.172	0.227
12718	0.073	0.187	0.061	0.159	0.277
12743	0.067	0.150	0.055	0.131	0.139
12758	0.192	0.264	0.178	0.283	0.297
22016	0.253	0.363	0.228	0.407	0.187
22017	0.236	0.339	0.218	0.345	0.379
22026	0.192	0.318	0.172	0.283	0.155
22028	0.102	0.202	0.089	0.171	0.194
24087	0.196	0.238	0.183	0.200	0.238
24088	0.212	0.340	0.195	0.373	0.395
24150	0.228	0.289	0.217	0.271	0.204
24195	0.209	0.317	0.192	0.336	0.439
24225	0.073	0.160	0.068	0.130	0.207
24242	0.506	0.555	0.478	0.500	0.627
24301	0.227	0.354	0.208	0.359	0.187
24326	0.261	0.323	0.246	0.298	0.300
24351	0.249	0.355	0.230	0.338	0.370
24383	0.204	0.299	0.186	0.315	0.326
24385	0.271	0.409	0.253	0.401	0.458
24387	0.371	0.465	0.353	0.446	0.511
25009	0.171	0.276	0.157	0.293	0.153
25010	0.409	0.509	0.374	0.454	0.160
25027	0.246	0.383	0.228	0.383	0.265
25038	0.147	0.283	0.134	0.308	0.283
25043	0.216	0.385	0.192	0.416	0.054
25044	0.300	0.359	0.283	0.352	0.394
25062	0.203	0.373	0.185	0.429	0.254
25085	0.137	0.251	0.125	0.252	0.292
25087	0.032	0.087	0.029	0.073	0.052
34004	0.064	0.169	0.055	0.165	0.066
34008	0.479	0.534	0.466	0.515	0.611
36071	0.145	0.260	0.131	0.334	0.369
36080	0.107	0.196	0.096	0.171	0.233

Tabla VIII.6. Parametrización de la relación almacenamiento-caudal con distintas metodologías

Estación	Maillet	Boussinesq	Coutagne REG		Coutagne EM		Coutagne BIN		Wittenberg	
	a	n	a	b	a	b	a	b	a	b
1023	0.2523	0.1651	0.0856	1.03	0.0114	0.97	0.0848	1.03	0.2392	1.53
1024	0.1273	0.0740	0.0435	0.97	0.0065	0.95	0.0452	0.98	0.1041	1.25
1025	0.1736	0.1080	0.0813	1.29	0.0739	1.85	0.0923	1.32	0.1083	1.50
1026	0.0804	0.0445	0.0702	1.14	0.0217	1.21	0.0759	1.16	0.1083	1.23
9008	0.1568	0.1000	0.0478	1.00	0.0088	0.86	0.0499	1.01	0.2457	1.50

Estación	Maillet	Boussinesq	Coutagne REG		Coutagne EM		Coutagne BIN		Wittenberg	
Clave	a	n	a	b	a	b	a	b	a	b
9011	0.1771	0.1121	0.3138	1.70	0.3827	2.36	0.3318	1.72	0.4110	1.78
9015	0.0964	0.0589	0.0635	1.16	0.0461	1.54	0.0680	1.18	0.2949	1.59
10034	0.1820	0.1177	0.1329	1.45	0.0004	0.53	0.1600	1.54	0.2863	1.60
10063	0.1886	0.1229	0.1826	1.41	0.0431	1.10	0.1839	1.41	0.1773	1.40
10100	0.0471	0.0322	0.0105	0.96	0.0010	0.64	0.0104	0.96	0.1860	1.98
11027	0.1920	0.1214	0.1064	1.09	0.0932	1.58	0.1151	1.11	0.2124	1.27
11040	0.2782	0.1881	0.1137	1.15	0.0289	1.16	0.1217	1.17	0.6108	1.92
12238	0.2864	0.1930	0.4090	1.16	0.1527	1.31	0.3993	1.16	0.3744	1.19
12352	0.1010	0.0587	0.0657	0.87	0.0187	0.96	0.0652	0.87	0.0859	0.97
12370	0.2302	0.1489	0.3157	1.34	0.1196	1.59	0.3212	1.35	0.2777	1.26
12371	0.3385	0.2317	0.1887	1.00	0.0775	1.16	0.1987	1.03	0.2825	1.40
12382	0.2728	0.1843	0.4858	1.53	0.0337	1.42	0.5269	1.55	0.3001	1.33
12391	0.1818	0.1163	0.1436	1.07	0.0651	1.40	0.1479	1.08	0.1714	1.14
12405	0.2743	0.1846	0.2807	1.27	0.1774	1.62	0.2908	1.28	0.3391	1.34
12418	0.1896	0.1181	0.1299	0.97	0.0254	0.79	0.1314	0.98	0.2707	1.53
12436	0.2405	0.1597	0.2003	1.12	0.0832	1.23	0.2055	1.14	0.2352	1.34
12454	0.4127	0.2838	0.3117	1.40	0.0654	1.41	0.3190	1.41	0.3811	1.54
12469	0.1437	0.0873	0.1828	1.48	0.0943	1.98	0.1862	1.48	0.4118	1.85
12484	0.1891	0.1216	0.3415	1.58	0.0583	1.66	0.3486	1.58	0.4854	1.66
12485	0.1910	0.1206	0.3127	1.65	0.2872	2.49	0.3292	1.67	0.3848	1.63
12487	0.1898	0.1203	0.1974	1.41	0.1892	2.02	0.2096	1.42	0.5490	1.67
12488	0.1799	0.1121	0.1794	1.27	0.2950	1.98	0.1890	1.28	0.3264	1.45
12504	0.2892	0.1904	0.9964	1.71	1.1676	2.26	1.0141	1.72	0.3448	1.35
12535	0.2989	0.2049	0.2894	1.30	0.1634	1.61	0.2925	1.31	0.3271	1.34
12540	0.1902	0.1212	0.2220	1.37	0.0806	1.84	0.2421	1.42	0.2823	1.47
12718	0.2072	0.1284	0.2908	1.27	0.0429	1.09	0.2788	1.25	0.2191	1.09
12743	0.0954	0.0556	0.0433	0.46	0.0065	0.18	0.0419	0.44	0.0781	0.89
12758	0.1981	0.1250	0.3220	1.41	0.1368	1.51	0.3714	1.46	0.2690	1.33
22016	0.1522	0.0948	0.0680	0.96	0.0153	0.77	0.0682	0.97	0.0656	1.45
22017	0.1337	0.0845	0.1011	1.44	0.0148	1.34	0.1005	1.44	0.1071	1.43
22026	0.1526	0.0954	0.0540	1.24	0.0097	1.21	0.0542	1.25	0.0550	1.49
22028	0.2504	0.1770	0.0630	1.23	0.0110	1.28	0.0636	1.24	0.0709	1.59
24087	0.0505	0.0283	0.0229	0.90	0.0095	1.19	0.0247	0.92	0.0350	0.94
24088	0.0561	0.0329	0.0327	0.78	0.0066	0.72	0.0329	0.79	0.0518	1.02
24150	0.1461	0.0908	0.0049	0.68	0.0002	0.46	0.0050	0.68	1.0394	1.87
24195	0.2432	0.1581	0.1055	1.19	0.0504	1.53	0.1113	1.21	0.2425	1.55
24225	0.1214	0.0712	0.1464	1.13	0.0313	1.23	0.1515	1.14	0.1414	1.09
24242	0.0815	0.0470	0.0564	1.14	0.2901	1.72	0.0736	1.19	0.0924	1.15
24301	0.0616	0.0364	0.0354	0.90	0.0022	0.61	0.0363	0.92	0.0720	1.33
24326	0.0427	0.0253	0.0126	0.84	0.0003	0.53	0.0121	0.83	0.4405	1.62
24351	0.0758	0.0447	0.0291	0.92	0.0031	0.89	0.0289	0.91	0.0500	1.10
24383	0.0542	0.0299	0.0126	0.65	0.0031	0.77	0.0116	0.63	0.0200	0.73
24385	0.0697	0.0409	0.0472	1.41	0.0082	1.32	0.0478	1.42	0.0592	1.55
24387	0.0834	0.0496	0.0366	1.56	0.0054	2.42	0.0367	1.58	0.0440	1.56

Estación	Maillet	Boussinesq	Coutagne REG		Coutagne EM		Coutagne BIN		Wittenberg	
Clave	a	n	a	b	a	b	a	b	a	b
25009	0.0683	0.0406	0.0169	0.73	0.0015	0.67	0.0174	0.74	0.1013	1.34
25010	0.0774	0.0446	0.0268	0.92	0.0030	0.88	0.0268	0.92	0.0439	1.73
25027	0.0842	0.0501	0.0361	1.17	0.0031	1.05	0.0361	1.17	0.0507	1.38
25038	0.1068	0.0653	0.0624	1.07	0.0122	1.18	0.0628	1.07	0.0965	1.48
25043	0.0903	0.0547	0.0463	0.94	0.0081	0.85	0.0464	0.94	0.0458	1.37
25044	0.0611	0.0340	0.0196	0.78	0.0030	0.77	0.0193	0.78	0.0754	1.19
25062	0.0982	0.0589	0.0703	1.16	0.0156	1.31	0.0707	1.17	0.0890	1.39
25085	0.0380	0.0242	0.0374	0.86	0.0054	0.91	0.0376	0.87	0.0906	1.23
25087	0.2740	0.1813	0.1855	1.14	0.0685	1.42	0.1530	1.09	0.9842	1.85
34004	0.1880	0.1225	0.1195	1.03	0.0226	1.02	0.1245	1.04	0.3350	1.36
34008	0.2415	0.1592	0.7883	2.02	2.7087	3.00	0.9201	2.07	0.3751	1.67
36071	0.2578	0.1701	0.1420	1.33	0.0262	1.36	0.1441	1.33	0.2206	1.43
36080	0.0636	0.0353	0.1381	1.16	0.9224	2.02	0.1546	1.18	0.0438	0.76

Tabla VIII.7. Características de la relación almacenamiento-caudal a partir de la parametrización con la metodología de Coutagne y Wittenberg. El exponente de los modelos se ha ajustado según las condiciones de la Tabla VI.2

Estación	Coutagne REG				Wittenberg					
Clave	a	b	S	Tr	c	d	a	b	S	Tr
1023	0.0747	1	0.52	30.8	8.279	0.5	0.2416	1.5	1.63	379.2
1024	0.0494	1	2.14	46.6	26.107	0.5	0.0766	1.5	8.49	722.4
1025	0.2105	1.5	2.42	335.1	18.540	0.5	0.1079	1.5	4.73	653.8
1026	0.0417	1	1.03	55.2	13.425	1	0.0745	1	0.58	30.9
9008	0.0484	1	2.32	47.6	8.140	0.5	0.2457	1.5	2.73	218.8
9011	0.1774	1.5	4.35	262.7	7.929	0.5	0.2522	1.5	3.06	184.8
9015	0.0348	1	3.44	66.2	8.932	0.5	0.2239	1.5	3.09	232.5
10034	0.1490	1.5	7.65	212	7.598	0.5	0.2632	1.5	4.33	120.0
10063	0.2124	1.5	6.42	124.3	10.272	0.5	0.1947	1.5	7.00	135.6
10100	0.0117	1	25.08	196.8	34.870	0.5	0.0574	1.5	18.89	578.9
11027	0.0722	1	0.86	31.9	9.288	0.5	0.2153	1.5	2.32	335.0
11040	0.0676	1	0.67	34.1	5.298	0.5	0.3775	1.5	1.13	223.3
12238	0.2082	1	0.2	11.1	3.592	1	0.2784	1	0.15	8.3
12352	0.1015	1	0.69	22.7	10.803	1	0.0926	1	0.75	24.9
12370	0.5987	1.5	1.04	96.4	5.706	0.5	0.3505	1.5	1.78	164.7
12371	0.1896	1	2.06	12.1	7.397	0.5	0.2704	1.5	4.63	106.4
12382	0.4330	1.5	0.92	209.2	5.894	0.5	0.3393	1.5	1.17	266.9
12391	0.1173	1	0.73	19.6	5.817	1	0.1719	1	0.50	13.4
12405	0.7337	1.5	0.82	81.1	5.164	0.5	0.3873	1.5	1.56	153.6
12418	0.1378	1	1.06	16.7	7.393	0.5	0.2705	1.5	2.82	174.3
12436	0.1616	1	1.58	14.2	8.406	0.5	0.2379	1.5	4.25	149.6
12454	0.4564	1.5	1.37	126	5.344	0.5	0.3743	1.5	1.67	153.7
12469	0.1950	1.5	6.6	143.4	8.557	0.5	0.2337	1.5	5.51	119.7
12484	0.2507	1.5	3.22	177.6	5.467	0.5	0.3658	1.5	2.21	121.7
12485	0.2014	1.5	4.48	198	6.059	0.5	0.3301	1.5	2.74	120.8

Estación	Coutagne REG				Wittenberg					
	Clave	a	b	S	Tr	c	d	a	b	S
12487	0.3028	1.5	1.94	202.2	5.048	0.5	0.3962	1.5	1.48	154.6
12488	0.4992	1.5	0.96	151.2	5.867	0.5	0.3409	1.5	1.40	221.4
12504	0.4161	1.5	1.43	145.2	4.594	0.5	0.4353	1.5	1.37	138.8
12535	0.5050	1.5	2.21	63.8	5.664	0.5	0.3531	1.5	3.16	91.3
12540	0.2897	1.5	3.88	110.7	6.951	0.5	0.2877	1.5	3.90	111.4
12718	0.5668	1.5	0.73	152.6	4.797	1	0.2085	1	0.21	11.0
12743	0.0985	1	3.09	23.4	11.633	1	0.086	1	3.54	26.8
12758	0.4389	1.5	1.84	101.7	6.301	0.5	0.3174	1.5	2.54	140.7
22016	0.0701	1	18.73	32.8	32.167	0.5	0.0622	1.5	36.86	252.5
22017	0.1144	1.5	10.78	255.2	18.657	0.5	0.1072	1.5	11.50	272.4
22026	0.0418	1	32.33	55.1	36.735	0.5	0.0544	1.5	42.70	284.6
22028	0.0487	1	18.75	47.3	23.768	0.5	0.0841	1.5	22.71	224.0
24087	0.0424	1	0.31	54.3	22.182	1	0.0451	1	0.29	51.1
24088	0.0565	1	3.63	40.8	19.515	1	0.0512	1	4.00	45.0
24150	0.0456	1	0.07	50.5	4.612	0.5	0.4337	1.5	0.25	757.7
24195	0.0614	1	2.75	37.5	8.489	0.5	0.2356	1.5	3.49	186.1
24225	0.0796	1	0.61	28.9	7.996	1	0.1251	1	0.39	18.4
24242	0.0246	1	0.26	93.6	12.319	1	0.0812	1	0.08	28.4
24301	0.0431	1	7.21	53.4	25.423	0.5	0.0787	1.5	14.17	410.3
24326	0.0292	1	0.64	78.9	6.592	0.5	0.3034	1.5	0.90	432.7
24351	0.0407	1	2.17	56.6	24.283	1	0.0412	1	2.14	55.9
24383	0.0659	1	0.35	34.9	19.492	1	0.0513	1	0.44	44.9
24385	0.0526	1.5	31.23	416.7	33.846	0.5	0.0591	1.5	27.80	370.8
24387	0.0352	1.5	58.65	495.3	43.888	0.5	0.0456	1.5	45.31	382.4
25009	0.0481	1	2.38	47.9	15.737	0.5	0.1271	1.5	5.32	418.7
25010	0.0310	1	9.98	74.3	40.511	0.5	0.0494	1.5	22.53	655.2
25027	0.0289	1	18.92	79.7	47.056	0.5	0.0425	1.5	34.80	572.7
25038	0.0549	1	8.21	41.9	20.657	0.5	0.0968	1.5	13.87	277.0
25043	0.0489	1	18.15	47.1	48.205	0.5	0.0415	1.5	45.42	460.4
25044	0.0394	1	2.92	58.4	19.260	1	0.0519	1	2.22	44.4
25062	0.0558	1	6.86	41.3	23.038	0.5	0.0868	1.5	14.25	335.3
25085	0.0579	1	2.22	39.8	14.397	1	0.0695	1	1.85	33.1
25087	0.1029	1	0.46	22.4	3.789	0.5	0.5278	1.5	0.83	156.6
34004	0.1079	1	0.45	21.3	4.388	0.5	0.4558	1.5	0.97	178.6
34008	0.1341	1.5	4.1	487.9	6.248	0.5	0.3201	1.5	1.72	204.4
36071	0.2517	1.5	4.28	132.6	8.776	0.5	0.2279	1.5	4.73	146.5
36080	0.0645	1	0.38	35.7	11.228	1	0.0891	1	0.28	25.8

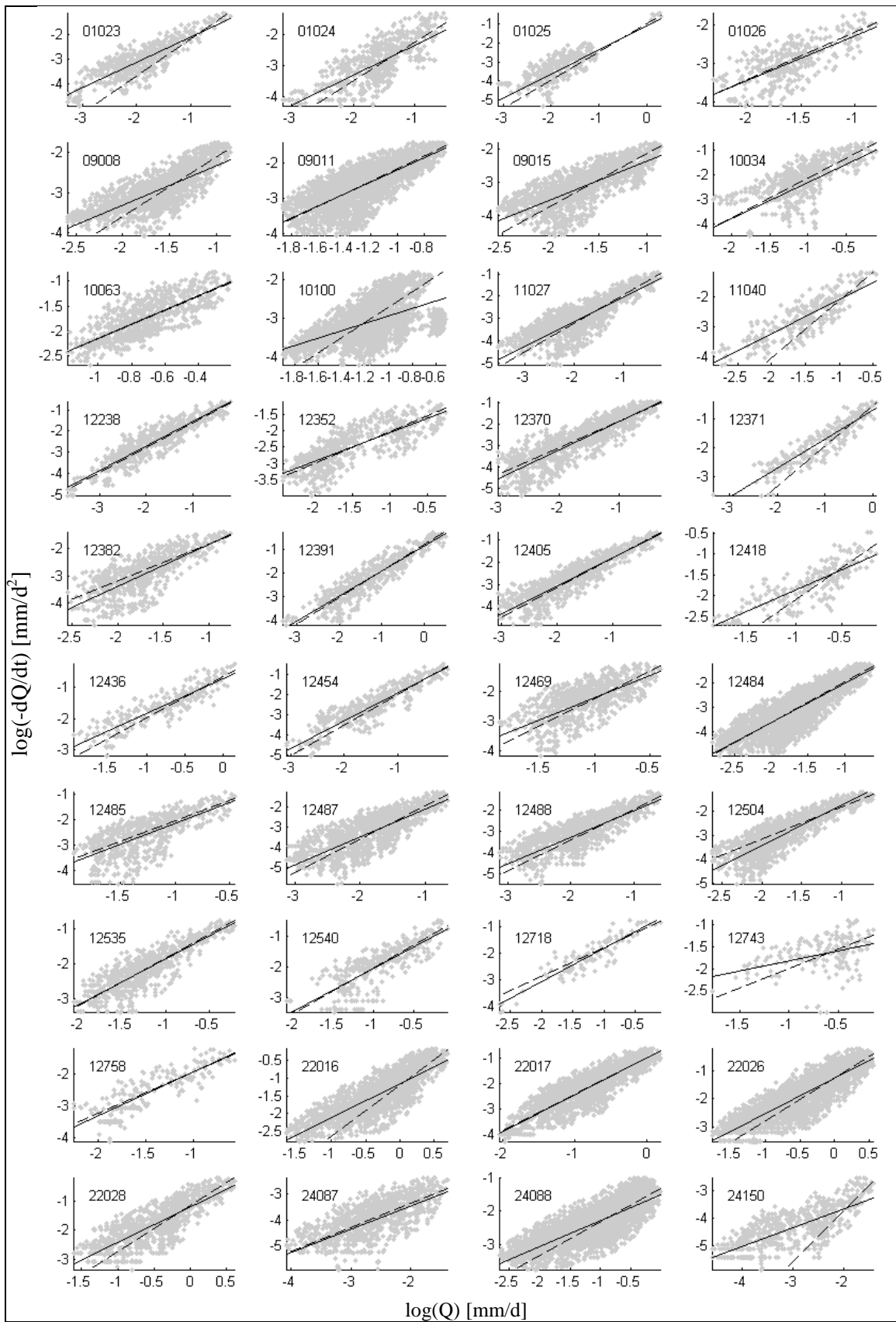


Figura VIII.1. Parametrización del comportamiento general de descarga, utilizando REG y ECM. Parte 1/2.

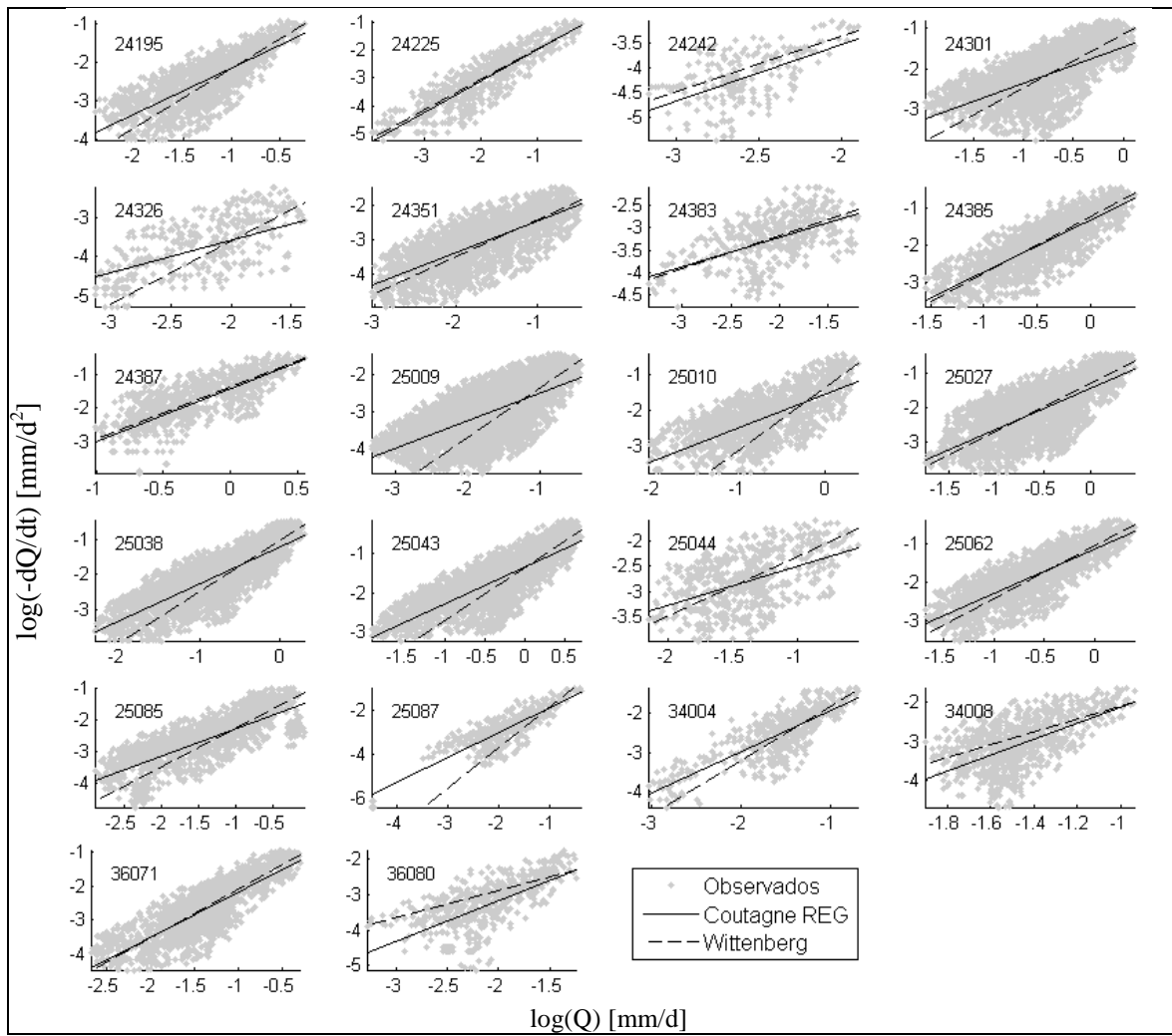


Figura VIII.2. Parametrización del comportamiento general de descarga, utilizando REG y ECM. Parte 2/2.

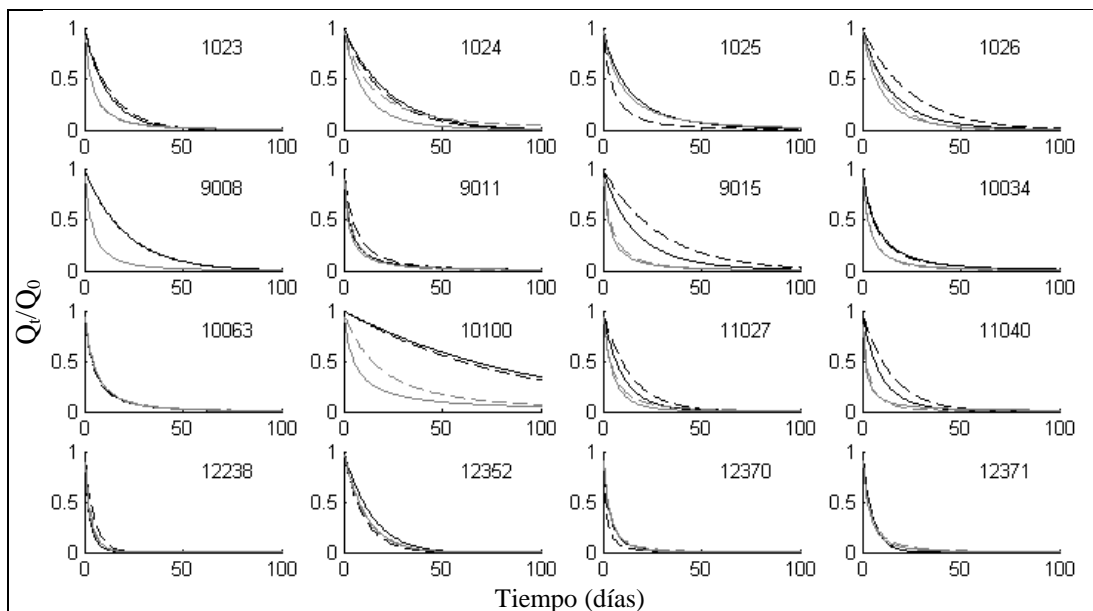


Figura VIII.3. Simulación de recesiones utilizando las parametrizaciones de Coutagne y Wittenberg. Parte 1/2.

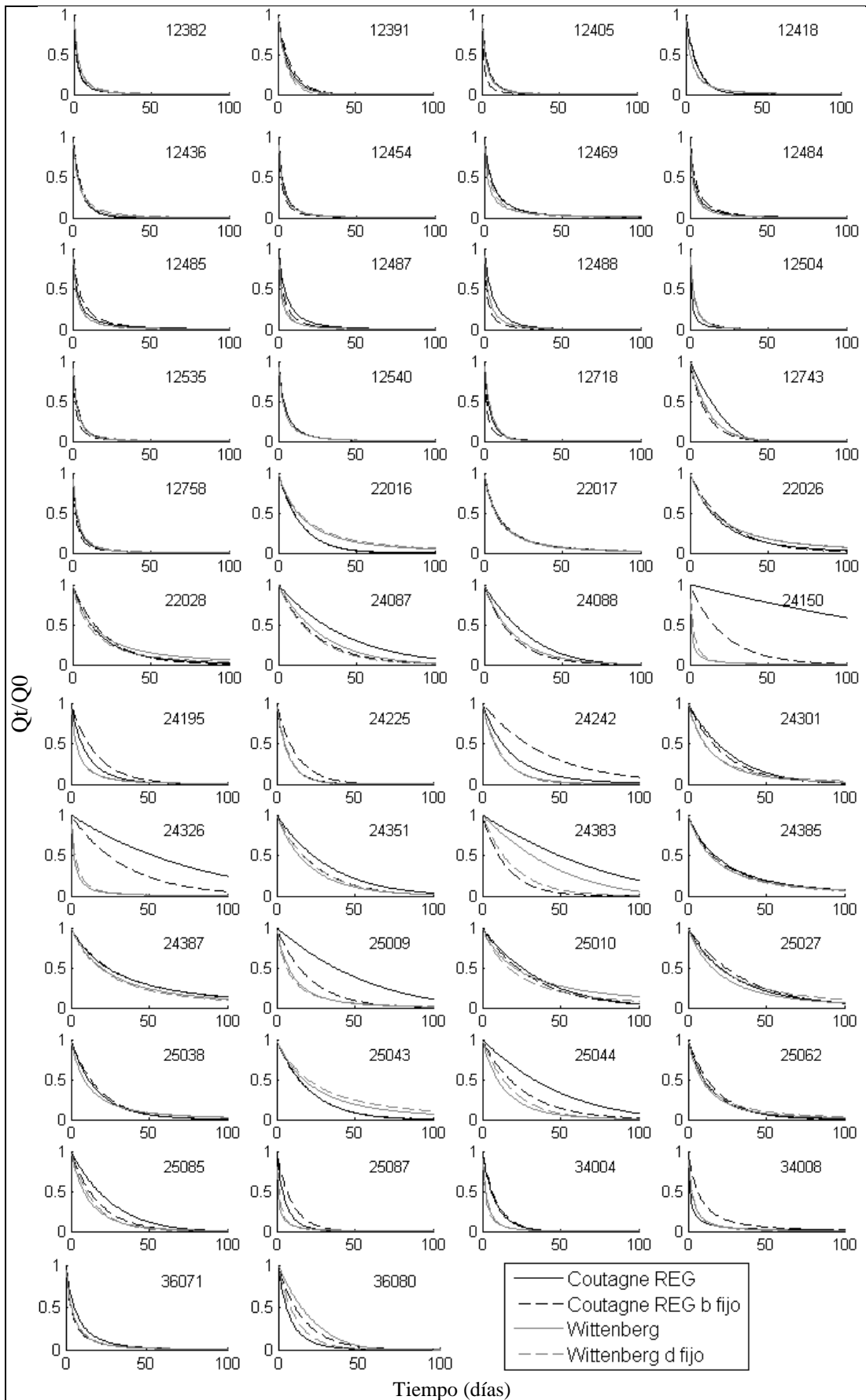


Figura VIII.4. Simulación de recesiones utilizando las parametrizaciones de Coutagne y Wittenberg. Parte2/2.

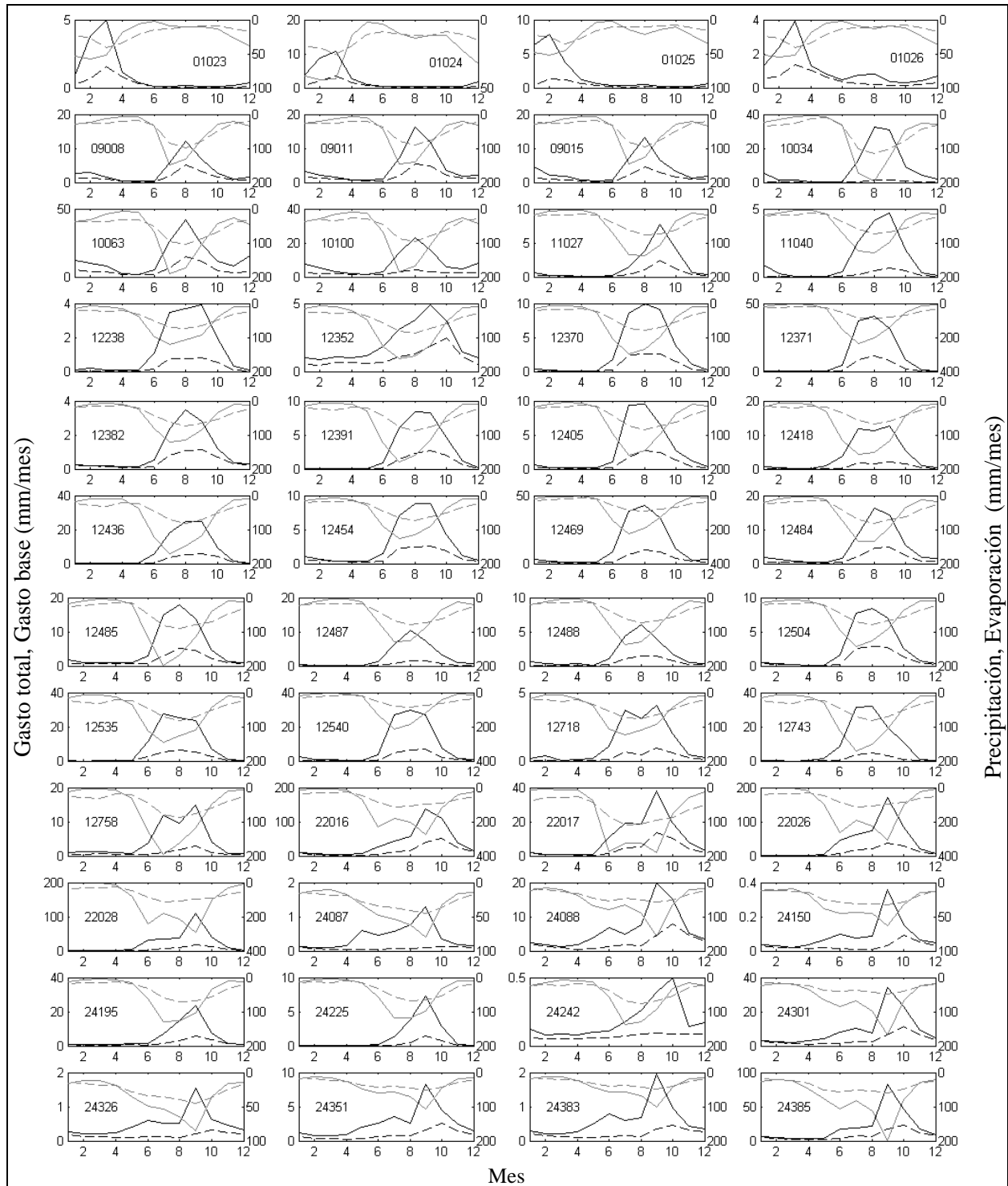


Figura VIII.5. Variables mensuales de gasto total y gasto base (eje izquierdo) contra precipitación y evapotranspiración real (eje derecho). Parte 1/2.

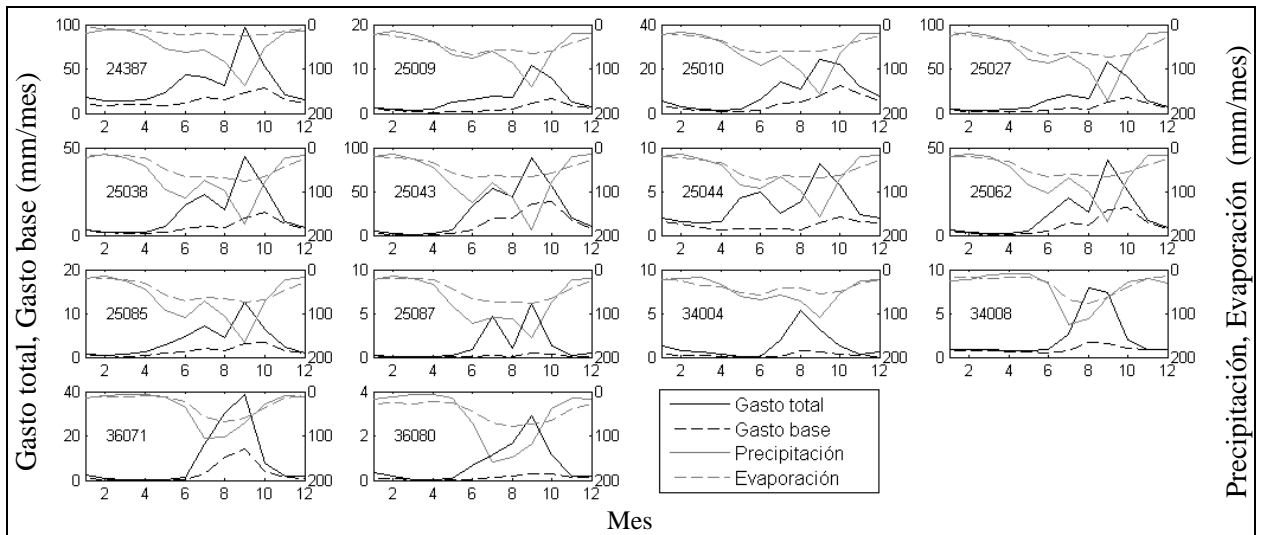


Figura VIII.6. Variables mensuales de gasto total y gasto base (eje izquierdo) contra precipitación y evapotranspiración real (eje derecho). Parte 2/2.

IX. REFERENCIAS

- Aaron, Y., Raz-Yassif, N., 2004. Hydrological processes in a small arid catchment: scale effects of rainfall and slope length. *Geomorphology* 61, 155–169.
- Aksoy, H., Bayazit, M., 2000. A model for daily flows of intermittent streams. *Hydrol. Process.* 14, 1725–1744. doi:10.1002/1099-1085(200007)14:10<1725::AID-HYP108>3.0.CO;2-L
- Aksoy, H., Bayazit, M., Wittenberg, H., 2001. Probabilistic approach to modelling of recession curves. *Hydrol. Sci. J.* 46, 269–285. doi:10.1080/02626660109492821
- Aksoy, H., Kurt, I., Eris, E., 2009. Filtered smoothed minima baseflow separation method. *J. Hydrol.* 372, 94–101. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.037
- Aksoy, H., Wittenberg, H., 2011. Nonlinear baseflow recession analysis in watersheds with intermittent streamflow. *Hydrol. Sci. J.* 56, 226–237. doi:10.1080/02626667.2011.553614
- Anderson, M.G., Burt, T.P., 1980. Interpretation of recession flow. *J. Hydrol.* 46, 89–101. doi:10.1016/0022-1694(80)90037-2
- Arciniega, E.S., Breña, N.J.A., Pedrozo, A.A., 2014. Análisis de recesión de hidrogramas en cuencas con caudal intermitente. *Asoc. Mex. Hidráulica* 14.
- Bako, M.D., Hunt, D.N., 1988. Derivation of baseflow recession constant using computer and numerical analysis. *Hydrol. Sci. J.* 33, 357–367. doi:10.1080/02626668809491259
- Barnes, B.S., 1939. The structure of discharge recession curves. *AGU* 20, 721–725.
- Beck, H.E., Van Dijk, A.I.J.M., Miralles, D.G., De Jeu, R. a M., Bruijnzeel, L. a., McVicar, T.R., Schellekens, J., 2013. Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. *Water Resour. Res.* 49, 7843–7863. doi:10.1002/2013WR013918
- Bhaskar, A.S., Welty, C., 2014. Analysis of subsurface storage and streamflow generation in urban watersheds.
- Blöschl, G., 2006. Hydrologic synthesis: Across processes, places, and scales. *Water Resour. Res.* 42, 2–4. doi:10.1029/2005WR004319
- Boussinesq, J., 1904. Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *J. Math. Pures Appl.* 10, 5–78.
- Boussinesq, J., 1903. Sur le débit, en temps de sécheresse, d'une source alimentée par une nappe d'eaux d'infiltration. *C. R. Hebd. Séances Acad. Sci.* 136, 1511–1517.

- Boussinesq, J., 1877. Essai sur la théorie des eaux courantes. *Mém. Acad. Sci. Inst. Fr.* 23 (1), 252–260.
- Brutsaert, W., 2012. Are the North American deserts expanding? Some climate signals from groundwater storage conditions 549, 541–549. doi:10.1002/eco.263
- Brutsaert, W., 2010. Annual drought flow and groundwater storage trends in the eastern half of the United States during two-third century. *Theor. Appl. Climatol.* 100 (1-2), 93–103.
- Brutsaert, W., 2008. Long-term groundwater storage trends estimated from streamflow records: Climatic perspective. *Water Resour. Res.* 44, 1–7. doi:10.1029/2007WR006518
- Brutsaert, W., 2005. Groundwater outflow and base flow, in: *Hydrology. An Introduction.* Cambridge University Press, Cambridge, USA, pp. 366–438.
- Brutsaert, W., Lopez, J.P., 1998. Basin-scale geohydrologic drought flow features of riparian aquifers in the southern Great Plains. *Water Resour. Res.* 34, 233–240.
- Brutsaert, W., Nieber, J.L., 1977. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resour. Res.* doi:10.1029/WR013i003p00637
- Brutsaert, W., Sugita, M., 2008. Is Mongolia's groundwater increasing or decreasing? The case of the Kherlen River basin. *Hydrol. Sci. Journal-Journal Des Sci. Hydrol.* 53, 1221–1229. doi:10.1623/hysj.53.6.1221
- Carrillo, G., Troch, P. a., Sivapalan, M., Wagener, T., Harman, C., Sawicz, K., 2011. Catchment classification: Hydrological analysis of catchment behavior through process-based modeling along a climate gradient. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 3411–3430. doi:10.5194/hess-15-3411-2011
- Chapman, T., Maxwell, A., 1996. Baseflow separation- comparison of numerical methods with tracer experiments, in: *Proceedings of the 23rd Hydrology and Water Resources Symposium.* Hobart, Australia, pp. 539–545.
- Clausen, B., 1992. Modeling stream flow recession in two Danish streams. *Nord. Hydrol.* 23, 73–88.
- Coutagne, A., 1948. *Météorologie et hydrologie. Etude générale des débits et des facteurs qui les conditionnent.* 2é me partie: les variations de débit en période noninfluencée par les précipitations. Le débit d'infiltration (corrélations fluviales internes). *La Houille Blanche* 416–436.
- Dauty, J., 1967. Choix d'un modèle de décrue suivant la structure d'un réservoir simple schématique, EDF Dir. Hydro.
- Descroix, L., Estrada, J., Gonzalez, B.J.L., Viramontes, D., 2005. La Sierra Madre occidental. Un Château d'eau menacé. IRD.

- Dewandel, B., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., Weng, P., Al-Malki, a., 2003. Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. *J. Hydrol.* 274, 248–269. doi:10.1016/S0022-1694(02)00418-3
- Dogan, M., Van Dam, R.L., Bohling, G.C., Butler, J.J., Hyndman, D.W., 2011. Hydrostratigraphic analysis of the MADE site with full-resolution GPR and direct-push hydraulic profiling. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–6. doi:10.1029/2010GL046439
- Drogue, C., 1967. Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. *Chron. d'Hydrogéol.* 10, 43–47.
- Dupuit, J., 1863. *Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables*, 2me ed. Dunod, Paris.
- Eilers, P.H.C., Goeman, J.J., 2004. Enhancing scatterplots with smoothed densities. *Bioinformatics* 20, 623–628. doi:10.1093/bioinformatics/btg454
- Eng, K., Brutsaert, W., 1999. Generality of drought flow characteristics within the Arkansas River Basin. *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/1999JD900087
- Fairless, D., 2007. The little shrub that could — maybe. *Nature* 449, 652–655.
- Fernández, G.J., 2003. *El recurso suelo-agua en medios áridos y semiáridos*. Granada, España.
- Food and Agriculture Organization of the United States (FAO) [WWW Document], 2015. URL <http://www.fao.org/docrep/t0122e/t0122e03.htm>
- Forchheimer, P., 1886. Über die Ergiebigkeit von Brunnen-Anlagen und Sickerschlitzten. *Z. Archit. Ing* 32, 539–563.
- Forkasiewicz, J., Paloc, H., 1965. Le régime de tarissement de la Foux de la Vis (Gard—France). Etude préliminaire. *Proc. Hydrol. des Roches Fiss.* 213–226.
- Gleeson, T., Smith, L., Moosdorf, N., Hartmann, J., Dürr, H.H., Manning, A.H., Van Beek, L.P.H., Jellinek, a. M., 2011. Mapping permeability over the surface of the Earth. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–6. doi:10.1029/2010GL045565
- Hall, F.R., 1968. Base-Flow Recessions—A Review. *Water Resour. Res.* doi:10.1029/WR004i005p00973
- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union* 14, 446–460.
- Hualan, R., Hiroko, B., 2013. *Global Land Data Assimilation System Version 2 (GLDAS-2) Products*.
- Hydrology, I. of, 1980. *Low Flow Studies*. Wallingfor, Oxon.

- Ibrahim, H.A., Brutsaert, W., 1965. Inflow hydrographs from large unconfined aquifers. *J. Irrig. Drain. Div., Proc. ASCE* 91 (IR2), 21–38.
- Kienzle, S.W., 2006. The use of the recession index as an indicator for streamflow recovery after a multi-year drought. *Water Resour. Manag.* 20, 991–1006. doi:10.1007/s11269-006-9019-1
- Kim, C.P., 1995. The water budget of heterogeneous areas. Impact of soil and rainfall variability. University of Wageningen.
- Kirchner, J.W., 2009. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resour. Res.* 45. doi:10.1029/2008WR006912
- Kirkham, D., 1950. Seepage into ditches in the case of a plane water table and an impervious substratum. *Trans. Amer. Geophys. Un.* 31, 425–340.
- Krakauer, N.Y., Temimi, M., 2011. Stream recession curves and storage variability in small watersheds. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2377–2389. doi:10.5194/hess-15-2377-2011
- Krause, P., Boyle, D.P., 2005. Advances in Geosciences Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. Geosci.* 5, 89–97. doi:10.5194/adgeo-5-89-2005
- Langbein, W.B., 1938. Some channel-storage studies and their application to the determination of infiltration. *Trans. Amer. Geophys. Un.* 38, 435–445.
- Lesschen, J.P., Schoorl, J.M., Cammeraat, L.H., 2014. Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity. *Geomorphology* 109, 174–183. doi:10.1016/j.geomorph.2009.02.030
- Linsley, R.K., Kohler, M.A., Paulhus, J.L.H., 1982. *Hydrology for engineers*, 3rd ed. McGraw Hill, New York.
- Linsley, R.K., Kohler, M.A., Paulhus, J.L.H., 1958. *Hydrology for Engineers*. McGraw Hill, New York, USA.
- Ludwigs, A., Freiburg, U., 2008. Impacts of climate change on catchment storage , stream flow recession and summer low flow.
- Lyne, V., Hollick, M., 1979. Stochastic time variable rainfall runoff modeling. *Natl. Comm. Hydrol. Water Resour. Inst. Eng.* 89–92.
- Maidment, R.D., 1993. *Handbook of hydrology*. McGraw Hill, Austin, Texas.
- Maillet, E., 1905. *Mécanique et physique du globe, essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. A. Hermann.

- Malvicini, C.F., Steenhuis, T.S., Walter, M.T., Parlange, J.Y., Walter, M.F., 2005. Evaluation of spring flow in the uplands of Matalom, Leyte, Philippines. *Adv. Water Resour.* 28, 1083–1090. doi:10.1016/j.advwatres.2004.12.006
- Martin, G.N., 1973. Characterisation of simple exponential baseflow recessions. *J. Hydrol. NZ* 12 (1), 57–62.
- Mendoza, G.F., Steenhuis, T.S., Walter, M.T., Parlange, J.Y., 2003. Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis. *J. Hydrol.* 279, 57–69. doi:10.1016/S0022-1694(03)00174-4
- Moore, R.D., 1997. Storage-outflow modelling of streamflow recessions, with application to a shallow-soil forested catchment. *J. Hydrol.* 198, 260–270. doi:10.1016/S0022-1694(96)03287-8
- Muñoz-Arriola, F., Avissar, R., Zhu, C., Lettenmaier, D.P., 2009. Sensitivity of the water resources of Rio Yaqui Basin, Mexico, to agriculture extensification under multiscale climate conditions. *Water Resour. Res.* 45, 1–13. doi:10.1029/2007WR006783
- Mwakalila, S., Feyen, J., Wyseure, G., 2002. The influence of physical catchment properties on baseflow in semi-arid environments. *J. Arid Environ.* 52, 245–258.
- Nash, D.J., 1999. Arid Geomorphology. *Prog. Phys. Geogr.* 23(3), 429–439.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.* doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6
- Natahan, R.J., McMahon, T.A., 1990. Evaluation of automated techniques for baseflow and recession analyses. *Water Resour. Res.* 26, 1465–1473. doi:10.1029/90WR00136
- Padilla, A., Pulido-Bosch, A., Mangin, A., 1994. Relative importance of Baseflow and Quickflow from hydrographs of karst spring. *Ground Water* 32, 267–277. doi:10.1111/j.1745-6584.1994.tb00641.x
- Palmroth, S., Katul, G.G., Hui, D., McCarthy, H.R., Jackson, R.B., Oren, R., 2010. Estimation of long - term basin scale evapotranspiration from streamflow time series 46, 1–13. doi:10.1029/2009WR008838
- Parlange, J.Y., Stagnitti, F., Heilig, A., Szilagyi, J., Parlange, M.B., Steenhuis, T.S., Hogarth, W.L., Barry, D.A., Li, L., 2001. Sudden drawdown and drainage of a horizontal aquifer. *Water Resour. Res.* 37, 2097–2101. doi:10.1029/2000WR000189
- Parlange, M.B., Steenhuis, T.S., Timlin, D.J., Stagnitti, F., Bryant, R.B., 1989. Subsurface flow above a fragipan horizon. *Soil Sci.* 148, 77–86.
- Pedrozo-Acuña, A., 2013. El reto del siglo 21: La gestión integrada de los recursos hídricos. *Rev. Agua y Saneamiento, ANEAS, Edición* 48. 69.

- 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. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 2193–2205.
- Pettyjohn, W.A., Henning, R., 1979. Preliminary estimate of ground-water recharge rates, related streamflow and water quality in Ohio. Ohio State.
- Polubarinova-Kochina, P.Y., 1952. *Theory of Ground Water Movement* (translated from the Russian by J. M. R. DeWiest, 1962). Princeton University Press, Princeton.
- Puigdefabregas, J., Del Barrio, G., Boer, M.M., Gutiérrez, L., Solé, A., 1998. Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in a semi-arid area. *Geomorphology* 23, 81–93.
- Pushpalatha, R., Perrin, C., Moine, N. Le, Andréassian, V., 2012. A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations. *J. Hydrol.* 420–421, 171–182. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.11.055
- Réménieras, G., 1960. *Hydrologie de l'ingénieur*.
- Rimmer, A., Hartmann, A., 2014. Optimal hydrograph separation filter to evaluate transport routines of hydrological models. *J. Hydrol.* 514, 249–257. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.04.033
- Rupp, D.E., Selker, J.S., 2006. Information, artifacts, and noise in $dQ/dt - Q$ recession analysis. *Adv. Water Resour.* 29, 154–160. doi:10.1016/j.advwatres.2005.03.019
- Santhi, C., Allen, P.M., Muttiah, R.S., Arnold, J.G., Tuppad, P., 2008. Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions. *J. Hydrol.* 351, 139–153.
- Sawaske, S.R., Freyberg, D.L., 2014. An Analysis of Trends in Baseflow Recession and Low-Flows in Rain-Dominated Coastal Streams of the Pacific Coast. *J. Hydrol.* 519, 599–610. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.07.046
- Sayama, T., McDonnell, J.J., Dhakal, A., Sullivan, K., 2011. How much water can a watershed store? 3908, 3899–3908. doi:10.1002/hyp.8288
- Scanlon, B.R., Tyler, S.W., Wierenga, P.J., 1997. Hydrologic issues in arid, unsaturated systems and implications for contaminant transport. *Rev. Geophys.* 35(4), 461–490.
- Schoeller, H., 1962. *Les Eaux Souterraines*. Masson Éditeur, Paris.
- Schoeller, H., 1948. Le régime hydrogéologique des calcaires éocènes du Synclinal du Dyr el Kef (Tunisie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 5 (18), 167–180.
- Schwarze, R., Dröge, W., Opherden, K., 1997. Regional analysis and modelling of groundwater runoff components from small catchments in solid rock areas. *Landschaftsökol. Umweltforsch.* 25, 59–62.

SEMARNAT, 2011. Estadísticas del agua en México, edición 2011.

Shevenell, L., 1996. Analysis of well hydrographs in a karst aquifer: estimates of specific yields and continuum transmissivities. *J. Hydrol.* 174, 331–355.

Smakhtin, V.U., 2001. Low flow hydrology: A review. *J. Hydrol.* 240, 147–186.
doi:10.1016/S0022-1694(00)00340-1

Snyder, F.F., 1939. A concept of runoff-phenomena. *Am. Geophys. Union* 20, 725–738.

Stewart, M.K., 2014. New baseflow separation and recession analysis approaches for streamflow. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 11, 7089–7131. doi:10.5194/hessd-11-7089-2014

Stoelzle, M., Stahl, K., Morhard, A., Weiler, M., 2014. Streamflow sensitivity to drought scenarios in catchments with different geology. *Geophys. Res. Lett.* 41, 1–10.
doi:10.1002/2014GL061344.Received

Stoelzle, M., Stahl, K., Weiler, M., 2013. Are streamflow recession characteristics really characteristic? *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 817–828. doi:10.5194/hess-17-817-2013

Stoelzle, M., Stahl, K., Weiler, M., 2012. As simple as possible? Drought recognition based on streamflow recession. *10th Int. Conf. Hydroinformatics, Hambg.* 1–8.

Szilagyi, J., Parlange, M.B., 1998. Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. *J. Hydrol.* 204, 251–260. doi:10.1016/S0022-1694(97)00132-7

Szilagyi, J., Parlange, M.B., Albertson, J.D., 1998. Recession flow analysis for aquifer parameter determination. *Water Resour. Res.* 34, 1851. doi:10.1029/98WR01009

Tallaksen, L.M., 1995. A review of base flow recession analysis 165, 349–370.

Tallaksen, L.M., 1987. An evaluation of the base flow index (BFI). *Rapportserie: Hydrologi. Oslo.*

Troch, P. a., Carrillo, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Sawicz, K., 2013. Climate-vegetation-soil interactions and long-term hydrologic partitioning: Signatures of catchment co-evolution. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 2209–2217. doi:10.5194/hess-17-2209-2013

Troch, P.A., De Troch, F.P., Brutsaert, W., 1993. Effective water table depth to describe initial conditions prior to storm rainfall in humid regions. *Water Resour. Res.* 29, 427–434.

UNEP, 1997. *World Atlas of Desertification*, 2nd ed. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya.

Van Dijk, A.I.J.M., 2010. Climate and terrain factors explaining streamflow response and recession in Australian catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* doi:10.5194/hess-14-159-2010

Vasileva, D., Komatina, M., 1997. A contribution of the alpha recession coefficient investigation in karst terrains. *Theor. Appl. Karstol.* 10, 45–54.

- Verma, R.D., Brutsaert, W., 1970. Unconfined aquifer seepage by capillary flow theory. *J. Hydraul. Div., Proc. ASCE* 96 (HY6), 1331–1344.
- Vogel, R.M., Kroll, C.N., 1992. Regional geohydrologic–geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics. *Water Resour. Res.* 28, 2451–2458.
- Walsh, R.P.D., Lawler, D.M., 1981. Rainfall seasonality spatial patterns and change through time. *Weather* 36, 201–208.
- Wang, D., 2011. On the base flow recession at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, United States. *Water Resour. Res.* 47, 1–10. doi:10.1029/2010WR009910
- Wang, D., Cai, X., 2010a. Recession slope curve analysis under human interferences. *Adv. Water Resour.* 33, 1053–1061. doi:10.1016/j.advwatres.2010.06.010
- Wang, D., Cai, X., 2010b. Comparative study of climate and human impacts on seasonal baseflow in urban and agricultural watersheds. *Geophys. Res. Lett.* 37. doi:10.1029/2009GL041879
- Welch, L. a., Allen, D.M., 2014. Hydraulic conductivity characteristics in mountains and implications for conceptualizing bedrock groundwater flow. *Hydrogeol. J.* 22, 1003–1026. doi:10.1007/s10040-014-1121-5
- Wener, P.W., Sundquist, K.J., 1951. On the groundwater recession curve for large watersheds. *IAHS* 33, 202–212.
- Willmott, C.J., 1981. On the validation of models. *Phys. Geogr.* 2, 184–194. doi:10.1080/02723646.1981.10642213
- Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., Alley, W.M., 1998. *Ground Water and Surface Water: A Single Resource*. USGS Circ. 1139, 79.
- Wittenberg, H., 2003. Effects of season and man-made changes on baseflow and flow recession: Case studies. *Hydrol. Process.* 17, 2113–2123. doi:10.1002/hyp.1324
- Wittenberg, H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrol. Process.* 13, 715–726. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N
- Wittenberg, H., 1994. Nonlinear analysis of flow recession curves. *IAHS* 221, 61–67.
- Wittenberg, H., Sivapalan, M., 1999. Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *J. Hydrol.* 219, 20–33. doi:10.1016/S0022-1694(99)00040-2
- WMO, 2008. *Manual on Low-flow Estimation and Prediction*, Operational Hydrology Report.
- Woessner, W.W., 1998. Changing Views of Stream-groundwater Interaction. In Van Brahana, J., Eckstein Y., Ongley L.W., Schneider R., and Moore, J.E., (eds.), in: *Proceedings of the Joint*

- Meeting of the XXVIII Congress of the International Association of Hydrogeologists and the Annual Meeting of the American Institute of Hydrology. American Institute of Hydrology. St. Paul, MN, pp. 1–6.
- Woessner, W.W., Woessner, W.W., 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. *Groundwater* 38, 423–429. doi:10.1111/j.1745-6584.2000.tb00228.x
- Wolock, D.M., McCabe, G.J., 1999a. Explaining spatial variability in mean annual runoff in the conterminous United States. *Clim. Res.* 11, 149–159.
- Wolock, D.M., McCabe, G.J., 1999b. Explaining spatial variability in mean annual runoff in the conterminous United States. *Clim. Res.* 3, 9–34.
- Zecharias, Y.B., Brutsaert, W., 1988. Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. *Water Resour. Res.* doi:10.1029/WR024i010p01651
- Zecharias, Y.B., Brutsaert, W., 1985. Ground-surface slope as a basin-scale parameter. *Water Resour. Res.* 21, 1895–1902.
- Zhu, C., Lettenmaier, D.P., 2007. Long-term climate and derived surface hydrology and energy flux data for Mexico: 1925–2004. *J. Clim.* 20, 1936–1946. doi:10.1175/JCLI4086.1