



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERÍA CIVIL – HIDRÁULICA

SEPARACIÓN DE LA SEQUÍA HIDROLÓGICA Y ESCASEZ DE AGUA EN
MÉXICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:
OMAR CENOBIO CRUZ

TUTOR PRINCIPAL
JOSÉ AGUSTÍN BREÑA NARANJO, INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., FEBRERO 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: DR. RAMÓN DOMÍNGUEZ MORA
Secretario: DR. OSCAR ARTURO FUENTES MARILES
Vocal: DR. JOSÉ AGUSTÍN BREÑA NARANJO
1^{er}. Suplente: DR. ADRIÁN PEDROZO ACUÑA
2^{do}. Suplente: DRA. MARITZA LILIANA ARGANIS JUÁREZ

Lugar donde se realizó la tesis:
Instituto de Ingeniería, UNAM, CD. MX.

TUTOR DE TESIS:

Dr. José Agustín Breña Naranjo

FIRMA

Agradecimientos

Primeramente, a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Posgrado de la Facultad de Ingeniería, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por brindarme la posibilidad de continuar con mis estudios y seguir preparándome día a día.

A cada uno de mis profesores, por compartir su conocimiento conmigo, especialmente a mis asesores el Dr. José Agustín Breña Naranjo y al Dr. Adrián Pedrozo Acuña, por apoyarme en cada momento, por confiar en mí y por ser, ambos, pieza clave en mi crecimiento no solo académico, sino también personal. Sin duda alguna el camino fue arduo, pero el aprendizaje que adquirí es invaluable. Gracias, porque sin ustedes esto no hubiera sido posible.

Quiero agradecer a mi familia, pero en especial a mi madre, por enseñarme a no rendirme nunca, por estar junto a mí incondicionalmente, por ser un ejemplo de vida, por ser ese motor para alcanzar cada una de mis metas. A mi hermana, Fer, por siempre estar conmigo, por todo el apoyo, por darme palabras de aliento cuando las necesité. ¡Simplemente gracias!

A mi padrino Everardo, que a pesar de la distancia, siempre me motivó a seguir adelante, por ayudarme en este camino, por siempre apoyar mis decisiones y nunca dejarme solo.

Al Instituto de Ingeniería, no solo por brindarme un espacio en sus instalaciones, sino por darme la oportunidad de conocer a grandes personas, los cuales compartieron conmigo grandes momentos y me ayudaron a superar momentos difíciles. Gracias Juan Pablo, Diana, Laurent, Saúl, Marco, Roberto, Roberta y Roxana, pero especialmente a Alejandra, por ser una amiga incondicional, porque nunca me dejaste solo, inclusive cuando me sentí perdido, por siempre creer en mí y cuando necesite una mano, me diste dos, y claro, gracias por hacerme reír cuando estaba triste.

A Julio, por ser más que un compañero de estudios, por todo el tiempo que compartimos juntos, porque sin tu compañía no hubiera podido alcanzar muchas metas, gracias por ser ese tan valioso amigo que siempre supo escucharme y apoyarme.

Gracias a cada uno de mis amigos, mi segunda familia, que a lo largo de mi vida me han demostrado que puedo confiar en ellos y me han hecho saber que puedo apoyarme en sus hombros cuando sea necesario.

Resumen

La sequía es un fenómeno que afecta no solo a los ecosistemas sino también a la población y genera grandes pérdidas económicas. A lo largo de los últimos años se han desarrollado diversos estudios para evaluar los efectos de la sequía, sin embargo, pocos de ellos han considerado las implicaciones que tiene el factor humano en el ciclo hidrológico (Falkenmark & Rockström, 2008; Sheffield et al., 2012; Wada et al., 2013), a pesar de que el mundo actual se encuentra dominado por el hombre, por lo que la interacción entre las actividades humanas y el ciclo hidrológico resulta significativa. La influencia humana sobre la sequía aún es poco clara ya que se ha realizado poca investigación sobre dicho tema. Por lo cual, este trabajo tiene como fin evaluar el efecto de la construcción de presas y la urbanización sobre la sequía hidrológica en cuencas de México.

Se analizaron un total de cuatro cuencas en diferentes regiones de México, dos ubicadas al norte y dos más localizadas al este del país. A través de metodologías recientes, las cuales implican el uso del modelo hidrológico HBV (Seibert, 1997), permiten la creación de dos escenarios, condición observada y condición “naturalizada”, mediante las diferencias entre dichos escenarios se puede determinar el efecto de la influencia humana. Adicionalmente, por medio de un análisis de anomalías aplicado a los datos de escurrimiento, en el cual se utiliza un umbral variable derivado del percentil 80 de las curvas de duración de flujo, se pueden definir las características principales de los eventos de sequía. Finalmente se realiza una separación entre los eventos de sequía hidrológica (fenómeno natural) y escasez de agua (fenómeno relacionado con un desequilibrio temporal causado por el hombre).

En general, los resultados muestran que la construcción de presas ayuda a mitigar los efectos de la sequía hidrológica principalmente durante la temporada de estiaje, sin embargo, los eventos de escasez de agua se presentan año con año posterior a la construcción de la presa. Por otro lado, la urbanización genera eventos de sequía más severos, no obstante, la duración muestra un efecto inverso, es decir la duración disminuye.

Contenido

1. Introducción	1
1.1. Objetivo del estudio.....	2
1.2. Estructura del trabajo	3
2. Antecedentes	4
2.1. Panorama general.....	4
2.1.1. Fenómenos climáticos asociados a la sequía.....	9
2.1.2. Relación entre la sequía y las interacciones humanas.	15
2.2. Sequía	16
2.2.1. Tipos de sequías.....	16
2.2.2. Características de la sequía	18
2.2.3. Índices de sequía	19
2.3. Escasez de Agua.....	27
2.4. Aridez y Desertificación.....	28
3. Zonas de estudio	29
3.1. Fuentes de información	29
3.1.1. Información in situ	29
3.1.2. Información de asimilación de datos.....	31
3.2. Descripción de las zonas de estudio	32
3.2.1. Localización y uso de suelo	33
3.2.2. Clima	38
3.2.3. Recursos hídricos, usos del agua e infraestructura.....	44
4. Metodologías	46
4.1. Enfoque basado en la modelación y observación.....	46
4.2. Enfoque de Cuencas Pares	48
4.3. Modelación hidrológica.....	50
4.3.1. Modelo HBV	51
4.4. Análisis de anomalías	56
4.4.1. Método del umbral.....	57

5. Resultados	63
5.1. Modelo hidrológico.....	63
5.2. Análisis de Anomalías	70
6. Conclusiones	81
7. Anexos	83
Referencias	89

Índice de Figuras

Figura 2-1. Distribución espacial de las regiones áridas en México.....	5
Figura 2-2. Grandes sequías en México durante la época virreinal (CONAGUA, 2014).....	7
Figura 2-3. Grandes sequías en México desde su independencia hasta la primera mitad del siglo XX (CONAGUA, 2014)	8
Figura 2-4. Condiciones de sequía en México en 2011 y su evolución. Fuente: SMN-CONAGUA.	8
Figura 2-5. Interacción océano-atmósfera durante condiciones normales del Océano Pacífico (izquierda). Interacción océano-atmósfera durante El Niño (derecha). (Rojas et al., 2015)	10
Figura 2-6. Representación de las condiciones de La Niña.....	10
Figura 2-7. Anomalía estandarizada de la temperatura superficial del océano Pacífico. Fuente: https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/	11
Figura 2-8. Valores mensuales del índice PDO de 1900 a 2016	12
Figura 2-9. Fases del fenómeno PDO, así como la distribución de los vientos durante cada fase (flechas negras).....	12
Figura 2-10. Fase Negativa (lado izquierdo) y Positiva (lado derecho) de la Oscilación Multidecadal del Atlántico. Fuente: http://www.ospo.noaa.gov	13
Figura 2-11. Índice de la Oscilación Multidecadal del Atlántico. Datos obtenidos hasta junio 2017. Fuente: http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.data	14
Figura 2-12. Caracterización de las sequías inducidas por el clima y sequías causadas por factores humanos (Van Loon et al., 2016a)	15
Figura 2-13 Tipos de sequía y su desarrollo (Van Loon, 2015).....	17
Figura 2-14. Principales características de un evento de sequía.....	19
Figura 2-15. Determinación del SPI.....	23
Figura 3-1. Red de estaciones climatológicas del CLICOM en México.....	30
Figura 3-2. Red de estaciones hidrométricas del BANDAS, México	31
Figura 3-3. Regiones Hidrológico-Administrativas de México.(CONAGUA, 2016).....	32

Figura 3-4. Localización de las cuencas analizadas: Panel superior izquierdo (Cuenca 10033 “Palos Blancos”), panel superior derecho (Cuenca 10036 “Jaina”), panel inferior derecho (Cuencas 27001 “Martínez de la Torre” y 28003 “Cardel”).	34
Figura 3-5. Uso de suelo y vegetación de las cuencas “Jaina” (panel superior) y “Palos Blancos” (panel inferior).	35
Figura 3-6. Uso de suelo y vegetación de las cuencas “Martínez de la Torre” (superior) y “Cardel” (inferior).	36
Figura 3-7. Edafología de las zonas de estudio	37
Figura 3-8. Climatología de la cuenca del río Humaya, “Palos Blancos”	39
Figura 3-9. Climatología de la cuenca del río Sinaloa, “Jaina”	40
Figura 3-10. Climatología de la cuenca del río Nautla, “Martínez de la Torre”	40
Figura 3-11. Climatología de la cuenca del río La Antigua, “Cardel”	41
Figura 3-12. Tipos de climas dominantes en las respectivas regiones hidrográficas.	42
Figura 4-1. Esquema del enfoque de Observación-Modelación (Van Loon & Van Lanen, 2013)	47
Figura 4-2. Representación de las condiciones naturales y la influencia humana en el déficit hidrológico. Fuente: (A. F. Van Loon & Van Lanen, 2013).	47
Figura 4-3. Comparación de una cuenca en la cual ha aumentado la urbanización (Cuenca D) y otra que no ha presentado alteraciones antrópicas (Cuenca C) así como los cambios en la respuesta hidrológica.	49
Figura 4-4. Metodología basada en las cuencas pares. Basado en (Van Loon & Van Lanen, 2013)	49
Figura 4-5. Ejemplo de aplicación del umbral obtenido de una cuenca natural (U_c) y el cual es aplicado posteriormente a una cuenca con influencia antrópica (Q_D).	50
Figura 4-6. Estructura del modelo HBV. Fuente: (Seibert, 2000)	52
Figura 4-7. Representación de un almacenamiento lineal simple utilizado por el modelo HBV. (Seibert, 2005)	53
Figura 4-8 Esquema del algoritmo de calibración genética (Seibert, 2000)	56
Figura 4-9. Diferentes tipos de umbrales que se pueden utilizar. a) Umbral fijo, b) umbral mensual, c) umbral diario (Tallaksen & Van Lanen, 2004).	57
Figura 4-10. Aplicación de método del umbral.	58
Figura 4-11. Ejemplos de las Curvas de Duración de Flujo obtenidas para diferentes periodos de tiempo.	61
Figura 4-12. Obtención del umbral variable a partir de las curvas de duración de flujo (escala mensual).	61

Figura 5-1. Valores del coeficiente de Nash-Sutcliffe Log (izquierda) y del coeficiente de determinación (derecha) para los diferentes periodos en las diferentes cuencas.	65
Figura 5-2. Escurrimiento observado (línea azul) y simulado (línea roja) para cada una de las cuencas analizadas.....	66
Figura 5-3. Gráficos de dispersión del gasto simulado vs. el gasto observado, en mm, para cada una de las cuencas.....	68
Figura 5-4. Comparación entre las cuencas 27001 y 28003 a través del SRI a una escala temporal de 6 meses.....	69
Figura 5-5. Eventos en los que el SRI de la cuenca 27001 “Martínez de la Torre” muestra valores menores a los registrados en la cuenca 28003 “Cardel”	69
Figura 5-6. Escasez de agua + Sequía (panel izquierdo) y sequía hidrológica (panel derecho), registradas en la cuenca 10033 "Palos Blancos".....	71
Figura 5-7. Histograma de duración de anomalías negativas para la cuenca 10033 "Palos Blancos"	72
Figura 5-8. Escasez de agua + Sequía (panel izquierdo) y sequía hidrológica (panel derecho), registradas en la cuenca 10036 "Jaina".....	73
Figura 5-9. Histograma de duración de anomalías negativas para la cuenca 10036 "Jaina"....	74
Figura 5-10. Proporción de escasez de agua y sequía para las cuencas 10033 “Palos Blancos” (panel superior) y 10036 “Jaina” (panel inferior)	75
Figura 5-11. Anomalías registradas utilizando el umbral propio de la cuenca 27001 "Martínez de la Torre"	76
Figura 5-12. Anomalías registradas en la cuenca 27001 "Martínez de la Torre".....	77
Figura 5-13. Histograma de duración de anomalías negativas para la cuenca 27001 "Martínez de la Torre"	77
Figura 5-14. Anomalías registradas en la cuenca 28003 "Cardel"	79
Figura 5-15. Comparación entre el escurrimiento observado de las cuencas 27001 “Martínez de la Torre” y 28003 “Cardel” y el umbral Q80 calculado con datos de la cuenca natural (28003).....	80
Figura 5-16. Histograma de duración de anomalías negativas para la cuenca 28003 "Cardel"	80
Figura 8-1. SPI y SRI cuenca 10033 “Palos Blancos”	84
Figura 8-2. SPI y SRI cuenca 10036 “Jaina”	85
Figura 8-3. SPI y SRI cuenca 27001 “Martínez de la Torre”	86
Figura 8-4. SPI y SRI cuenca 28003 “Cardel”	87

Figura 8-5. Gráficos de dispersión entre la precipitación, evaporación y escurrimiento a diferentes escalas temporales.....88

Índice de Tablas

Tabla 2-1. Clasificación de sequía de acuerdo con los deciles.	21
Tabla 2-2. Efectos e interpretación de las diferentes escalas temporales del SPI. (NDMC)	22
Tabla 2-3. Clasificación de la sequía de acuerdo con el valor del SPI	23
Tabla 2-4. Esquema de las causas de los diferentes fenómenos relacionados con la disponibilidad de agua (Pereira, 2002).	27
Tabla 3-1. Características de los tipos de clima presentes en las cuencas analizadas.	43
Tabla 3-2. Población del municipio de Martínez de la Torre, Veracruz. (Fuente: INEGI)	45
Tabla 4-1. Descripción de los principales parámetros del modelo HBV.....	52
Tabla 5-1. Periodos de calibración y validación para cada una de las cuencas analizadas	64
Tabla 5-2. Características generales de las anomalías registradas en el periodo antropogénico (1964-1987) de la cuenca 10033 “Palos Blancos”	72
Tabla 5-3. Características generales de las anomalías registradas en el periodo antropogénico (1980-1998) de la cuenca 10036 “Jaina”	74
Tabla 5-4. Características de las cuencas en las que se utilizó el enfoque de cuencas pares..	76
Tabla 5-5. Características generales de las anomalías registradas en las cuencas 27001 “Martínez de la Torre” y 28003 “Cardel”	78

1. Introducción

Las sequías tienen el potencial de impactar gravemente los ecosistemas y la sociedad, por lo que son consideradas como uno de los desastres naturales más severos y costosos, no solo por tener un gran impacto económico, efectos adversos sobre la navegación, la energía hidroeléctrica y especialmente, la agricultura (Fleig et al., 2011; Sheffield & Wood, 2012; Woodhouse & Overpeck, 1998; Wreford & Adger, 2010). Todo lo anterior en combinación, representa un problema complejo a nivel global, en todos los entornos (ambiental, económico y social), que afecta negativamente la seguridad hídrica (Thompson et al., 2013). Asimismo, las proyecciones climáticas prevén un aumento en la frecuencia e intensidad de la sequía a lo largo del siglo XXI (Prudhomme et al., 2014; Seneviratne et al., 2012).

Las interacciones entre el clima, los ecosistemas y el entorno humano pueden causar o exacerbar los efectos de las sequías (McMillan et al., 2016), por ejemplo, uno de los principales mecanismos de la intensificación de la frecuencia global de las sequías hidrológica es el consumo humano de agua (Wada et al., 2013). Por ello, es esencial obtener una mejor comprensión de la interacción dinámica entre las actividades humanas mencionadas anteriormente y las sequías (Pederson et al., 2012)

Esta tesis representa un esfuerzo de evidenciar el impacto que han tenido las actividades humanas, específicamente la construcción de presas y el crecimiento demográfico (urbanización), sobre la sequía en México, debido a que en los últimos años este fenómeno ha cobrado gran importancia en el país. Para ello el trabajo aquí descrito utiliza metodologías que han sido desarrolladas en años recientes (Pelikan, 2016; Rangelcroft et al., 2016; Van Loon & Van Lanen, 2013; Wada et al., 2013), en donde el uso de modelos hidrológicos es una herramienta poco utilizada para realizar estudios relacionados con la sequía (Escalante Sandoval, 1998; Reyes Chavez, 2001).

1.1. Objetivo del estudio

El objetivo principal de este trabajo consiste en diferenciar y cuantificar la escasez de agua y la sequía hidrológica a través de la aplicación de distintas metodologías recientemente desarrolladas, con el propósito de tener un mejor conocimiento del impacto derivado de las actividades antrópicas en diferentes regiones de México.

1.2. Estructura del trabajo

Este trabajo está compuesto por los siguientes capítulos, los cuales están organizados como se muestra a continuación.

- Capítulo 2. Antecedentes

En este capítulo se proporciona la información básica acerca de los diferentes tipos de sequía y los principales indicadores que se emplean para identificarlas. Se hace referencia a fenómenos climáticos y el efecto que tienen sobre la sequía. De igual forma se pone en contexto la situación de la sequía en México y por último, se hace notar la diferencia entre escasez de agua y sequía, mencionando también el concepto de aridez.

- Capítulo 3. Zonas de Estudio

Se describen las zonas de estudio, y se proporciona información de la localización, climatología e hidrometría de las regiones, así como de las principales características de las cuencas analizadas.

- Capítulo 4. Metodologías

En este capítulo se describen las dos metodologías que se emplearon, así como una descripción del modelo hidrológico en el que se apoyan dichas metodologías.

- Capítulo 5. Resultados

Se realiza la comparación correspondiente entre los datos observados y simulados por el modelo hidrológico para los diferentes periodos de tiempo, y se muestran los resultados del análisis de anomalías. Al comparar y analizar únicamente el escurrimiento en las diferentes cuencas, se tratarán de relacionar estas diferencias con la influencia humana.

- Capítulo 6. Conclusiones

En este capítulo se presentan las ideas y argumentos a los cuales se llegaron después de la realización de este trabajo.

Finalmente, en el anexo se muestran las series de tiempo del índice estandarizado de precipitación (SPI) y de escurrimiento (SRI) para diferentes escalas temporales y una comparación entre la precipitación, evaporación y escurrimiento entre las cuencas en las que se utilizó el enfoque de cuencas pares.

2. Antecedentes

En este capítulo se abordan aspectos de la sequía en México. Se proporciona información necesaria para entender los principales fenómenos climáticos que están estrechamente ligados con las sequías, así mismo se explica el efecto que tienen las múltiples actividades antropogénicas sobre el comportamiento hidrológico de una región. De igual forma se definen los conceptos de sequía, escasez de agua y aridez, y así evitar su confusión.

2.1. Panorama general

La sequía es un desastre natural relacionado con el clima. Es un fenómeno o evento complejo que se desarrolla lentamente, de tal modo que ni su principio ni su fin pueden ser claramente definidos (Dracup et al., 1980; Wilhite & Glantz, 1985).

Los eventos de sequía, también llamados 'desastres recurrentes' afectan a los ecosistemas y la sociedad en muchas formas. Las sequías, sin embargo, pueden cubrir áreas extensas y pueden durar meses o años, con un impacto devastador en el sistema ecológico y muchos sectores económicos en el mundo (Mishra & Singh, 2010; Wilhite, 2000). Entre los sectores más

afectados están el suministro de agua potable, la producción agrícola (riego), transporte fluvial, la producción de electricidad (energía hidráulica o agua para refrigeración de plantas termoeléctricas), y la recreación (calidad del agua), entre otros (Sheffield & Wood, 2012; Tallaksen & Van Lanen, 2004).

A pesar de que la sequía puede ocurrir en cualquier tipo de clima, su intensidad, duración y magnitud suelen ser más severas en regiones áridas. En el caso de México, más del 60% de su territorio y 50% de su población total se encuentra en regiones áridas (Figura 2-1).

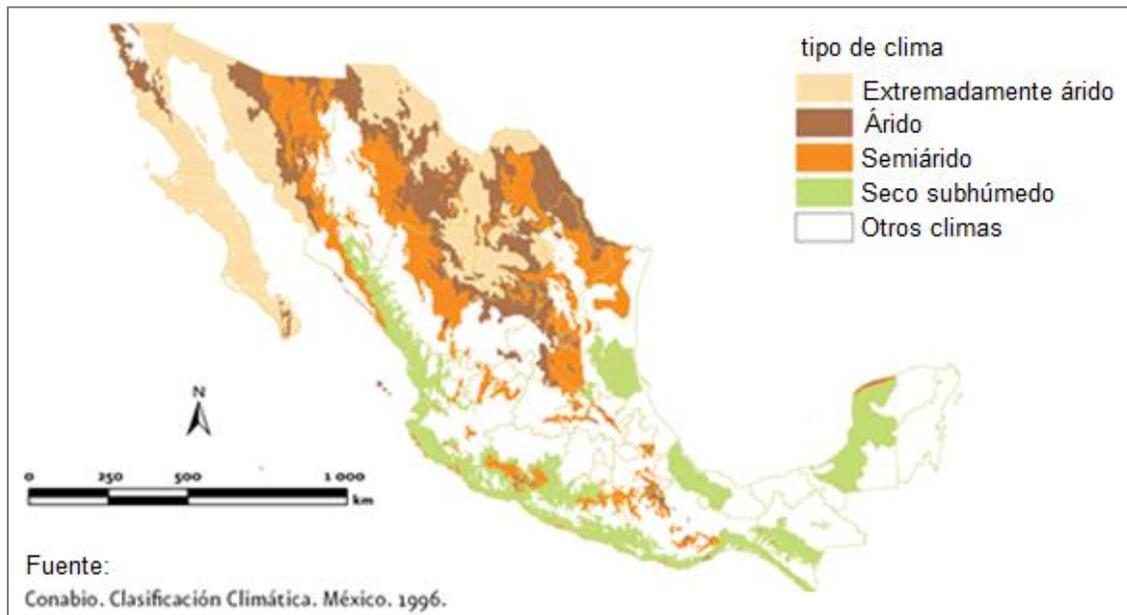


Figura 2-1. Distribución espacial de las regiones áridas en México

En México, este tipo de regiones se caracterizan por tener condiciones de disponibilidad hídrica baja a muy baja, lo cual se explica debido a los siguientes factores:

- El régimen de precipitación es altamente variable durante el año, con eventos de precipitación bastante irregulares durante la temporada de lluvias. En promedio, la lluvia media anual es menor a los 500 mm (con la excepción de las regiones subhúmedas), aunque ciertas regiones expuestas a lluvias ciclónicas, se pueden ver compensadas hidrológicamente por la ocurrencia de este tipo de eventos (Breña-Naranjo et al., 2015)
- La demanda evaporativa atmosférica (también conocida como evaporación potencial) se mantiene alta durante todo el año y la cual sobrepasa su precipitación media anual por un factor de 2 hasta 15 veces (Breña-Naranjo et al., 2016)
- El cociente entre la evaporación potencial y la precipitación define el grado de aridez de una región lo cual explica las bajas láminas anuales de escurrimiento y de recarga de agua subterránea (Arciniega-Esparza et al., 2016). Por lo general, la mayoría de cauces permanecen secos durante la temporada de estiaje y el escurrimiento ocurre únicamente durante la temporada de lluvias ya sea de manera continua (régimen perenne) o intermitente (régimen efímero).

- El almacenamiento hidrológico en cuencas hidrológicas es tanto una causa como una consecuencia de la presencia de vegetación y de su eficiencia en el uso de agua de las plantas, es decir, la vegetación presente en la región posee una influencia sobre la respuesta hidrológica de la cuenca durante los períodos secos, lo que sugiere una evolución eco-hidrológica (Arciniega-Esparza et al., 2016).

Estas condiciones permanentes de vulnerabilidad hídrica provocan que los sectores urbano, industrial y agrícola ubicados en las zonas áridas de México presenten un alto riesgo de sequía. Adicionalmente, la baja disponibilidad de agua se puede ver seriamente afectada por la incidencia de episodios de sequía así como por ciertas actividades humanas con un alto uso consuntivo, los cuales inducen un aumento en el estrés hídrico de una región, principalmente la sobreexplotación de acuíferos (aunque existen excepciones, (Hernández-Espriú et al., 2016)). En México, esta realidad justifica que ambos fenómenos: la sequía y la escasez de agua, principalmente en zonas áridas, deban ser estudiados de manera rigurosa para poder estimar el riesgo de ambos fenómenos.

En la república Mexicana, el fenómeno de la sequía se ha presentado a lo largo de su historia, y a pesar de que la literatura sobre el tema de sequía en México es escasa y descrita de manera subjetiva (Florescano, 2000; García-Acosta, 1993), existen algunos estudios que dan un breve recuento de la historia de la sequía en México (Mendoza et al., 2007). En efecto, México ha sido impactado por sequías a lo largo de la época prehispánica, las cuales han sido asociadas al declive y caída de diferentes civilizaciones como la Tolteca (Stahle et al., 2011), Teotihuacana (Acuña-Soto, 2002) y Maya (Aimers & Hodell, 2011; Gill et al., 2007). Asimismo, en un estudio realizado por (Cerano-Paredes et al., 2011) se reconstruyó la sequía ocurrida a mediados del siglo XV (1438-1460) y que fue considerada como una “mega sequía”, la cual provocó grandes pérdidas en las cosechas, así como un alto índice de mortandad entre la población del centro de México.

En la época prehispánica, se registra un aumento en los eventos de sequía, sin embargo, esto no debe considerarse como un aumento en la frecuencia de dicho fenómeno, ya que este aumento se debe posiblemente a una mejor documentación, aunque también de manera subjetiva, de dichos acontecimientos. Sequías como las de 1624, 1695, 1749, 1785 y 1808-1809 además de provocar crisis agrícolas desencadenaron conflictos políticos, grandes movimientos migratorios, propagación de epidemias, altas tasas de mortalidad entre la población campesina e indígena, así como una disminución en las actividades económicas (Figura 2-2).

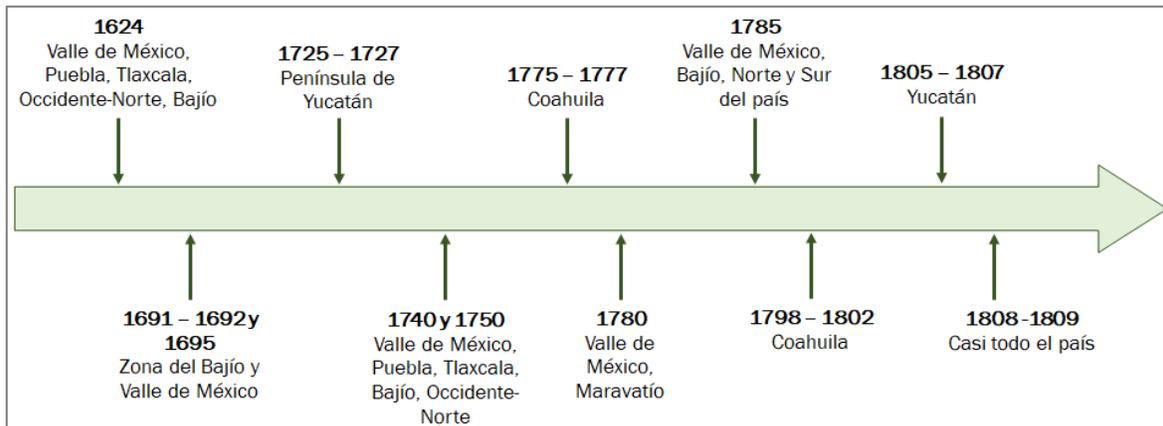


Figura 2-2. Grandes sequías en México durante la época virreinal (CONAGUA, 2014)

Sin embargo, es importante aclarar que desde esa época, las sequías más devastadoras fueron aquellas que afectaron el centro y norte de México, en especial las que ocurrieron de forma simultánea con la presencia de heladas, como en los años de 1624, 1740, 1785, 1808 y 1810 (Endfield & Tejeda-Fernández, 2006; García-Acosta, 1993)

Durante el siglo XIX, los efectos de la sequía siguieron siendo devastadores no solo para la agricultura, sino para las diferentes actividades económicas. Entre los años 1821 a 1874, se tiene registro de 11 eventos de sequías, entre los cuales destacan, por su severidad e impactos socioeconómicos, los casos de Yucatán (1822-1823 y 1834-1835), San Luis Potosí (1828), Querétaro en 1854, Sinaloa (1857) y en 1868 que afectó Chiapas, Guerrero, Veracruz, Oaxaca, Aguascalientes, Nuevo León, Coahuila y el Valle de México (Escobar-Ohmstede, 2004). Entre 1875 y 1910, se documentaron 29 sequías en todo el país, aunque fueron los estados de Guanajuato, Querétaro, Hidalgo, Puebla y Tlaxcala los más afectados, seguido por Durango, Zacatecas, Aguascalientes y San Luis Potosí (Florescano & Castorena, 1980).

Durante la época del Porfiriato, se implementaron las primeras medidas estructurales para reducir los efectos de las sequías ocurridas, tales como la creación de presas y bordos, zonas de riego así como el desarrollo del ferrocarril, dichas sequías tuvieron grandes repercusiones en la sociedad. En efecto, los canales de riego en el Valle de Mexicali, los tajos de la Comarca Lagunera y la instalación de bombas en el bajo Río Bravo fueron, entre otros, algunos ejemplos de los primeros proyectos hidráulicos enfocados a reducir el riesgo de sequía en zonas áridas de México. Sin embargo, una buena parte de la producción agrícola del país seguía operando bajo agricultura de temporal (CONAGUA, 2014) y por lo tanto, se encontraba expuesta a la ocurrencia de sequías.

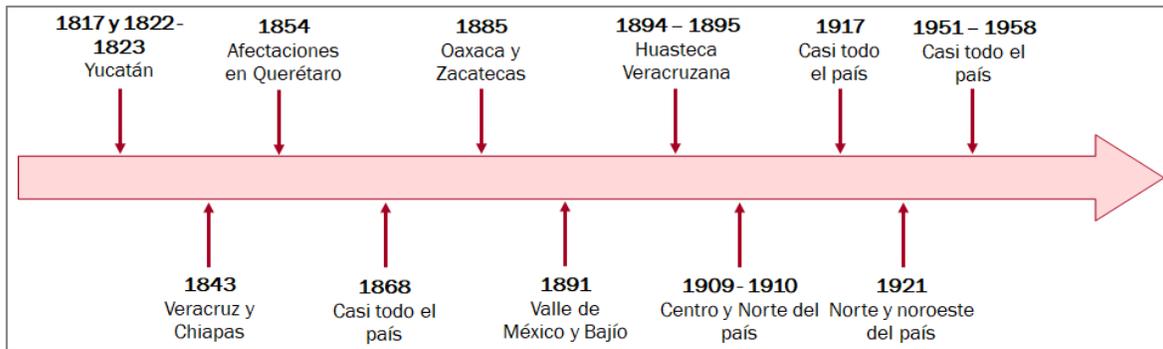


Figura 2-3. Grandes sequías en México desde su independencia hasta la primera mitad del siglo XX (CONAGUA, 2014)

Durante la época post-revolucionaria, los estados más afectados fueron Coahuila, Nuevo León, Chihuahua, Sonora y Tamaulipas, durante múltiples sequías acontecidas en los años 1947, 1948, 1956, 1957, 1960, 1962 y 1969. Además de las pérdidas agrícolas, la sequía agudizó el desempleo masivo y la emigración hacia Estados Unidos. Como resultado de estas devastadoras sequías, el gobierno creó medidas a corto y mediano plazo para disminuir dichos efectos. Estas acciones daban continuidad a la construcción de presas y bordos, sistemas de abastecimiento de agua potable a poblaciones, así como un programa para sembrar plantas resistentes a la sequía. Es así como en 1969 se crea el Plan de Lucha contra las Sequías (CONAGUA, 2014; Florescano, 2000).

Más recientemente, en el 2011, se presentó la sequía más severa en México de las últimas siete décadas, principalmente en los estados del norte y centro del país, en la (Figura 2-4) se muestra el área afectada por sequía en México, así mismo el color indica la intensidad de la sequía. Las afectaciones abarcaron a más de mil municipios de 19 estados de la república (DOF, 2012). La sequía afectó casi 90 % del país (Figura 2-4) en diferentes grados, pero la zona más afectada fue el norte, en donde los estados de Durango y Aguascalientes registraron su año más seco desde 1941 mientras que Guanajuato y Zacatecas y, Coahuila y Baja California Sur tuvieron su segundo y tercer año más seco para el mismo periodo, respectivamente (CONAGUA, 2014).

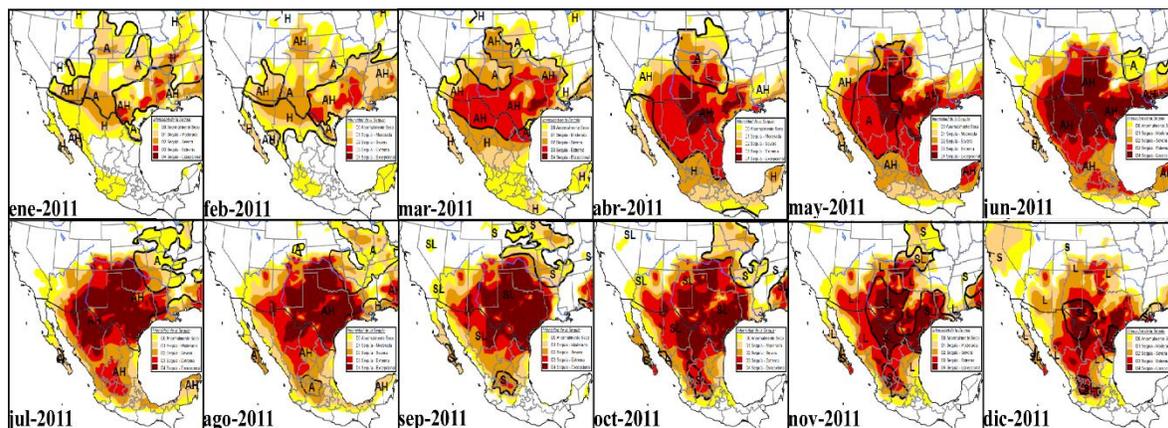


Figura 2-4. Condiciones de sequía en México en 2011 y su evolución. Fuente: SMN-CONAGUA.

2.1.1. Fenómenos climáticos asociados a la sequía

La sequía es un fenómeno natural, como ya se mencionó antes, sin embargo, para poder entender dicho fenómeno es necesario conocer los diferentes procesos climatológicos que tienen gran influencia sobre las sequías a nivel global, dichos procesos se explican a continuación.

– El Niño-Oscilación del Sur (ENSO)

El fenómeno de El Niño – Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) consiste en un calentamiento local de las aguas superficiales de la zona ecuatorial del océano Pacífico. La frecuencia de estos eventos es irregular pero típicamente ocurre cada 3 a 7 años, sin embargo, El Niño no tiene una tendencia determinada con periodos de ocurrencia fijos e intensidad constante (Rojas et al., 2015). Una vez que se desarrolla, tiende a durar un año, aunque puede persistir por 18 meses o más (Meerhoff, 2008). Los eventos ENSO se asocian con impactos climáticos en todo el mundo, tales como el aumento de la probabilidad de sequía en algunas regiones, como en el noreste de Brasil y Australia donde la sequías afectan la agricultura y ganadería, Indonesia y África del Sur son otros ejemplos (Magaña, 2004; Rojas et al., 2015); el exceso de lluvia en otras (Ropelewski & Halpert, 1987), por ejemplo, en la costa norte de Perú y Ecuador, se presentan veranos húmedos provocando inundaciones, así como el sur de Brasil y norte de Argentina que experimentan condiciones más húmedas de lo normal y de manera similar en California se presentan fuertes lluvias durante el invierno (Bove, 2000; Grimm et al., 2000; Mason & Goddard, 2001; Meerhoff, 2008); así como anomalías de temperatura en las aguas oceánicas, por ejemplo en Perú, en donde la aparición de aguas más cálidas provoca la migración de determinadas especies de peces (Magaña et al., 1997).

La climatología normal del océano Pacífico tropical se caracteriza por tener vientos dominantes que vienen del este, denominados alisios (Walker, 1994). Tales vientos inducen un calentamiento del agua en la región Oeste del Océano Pacífico, cerca de Indonesia (Figura 2-5, *izquierda*). Debido a que la temperatura del mar es más elevada ($>28^{\circ}\text{C}$) en esta región en comparación con las demás regiones tropicales, el aire es más ligero, creando una atmósfera inestable en la que se presenta gran convergencia de humedad, formación de nubes y lluvias intensas. Por otro lado, en la zona del Pacífico tropical del Este, la presencia de aguas relativamente frías limita la formación de nubes, lo que tiende a generar poca precipitación.

Sin embargo, durante los años en que se presenta el fenómeno de El Niño, los vientos alisios en el Pacífico se debilitan y las aguas con temperaturas más cálidas del Pacífico tropical se esparcen a lo largo del Ecuador (Figura 2-5, *derecha*). Una anomalía en la temperatura del Océano Pacífico oriental provocan precipitaciones intensas (e inundaciones), mientras que la región del Pacífico oeste (Indonesia o norte de Australia) suele ser objeto de sequías (Magaña & Morales, 2004; Rojas et al., 2015). De manera similar, en California se han registrado fuertes lluvias en invierno (Magaña et al., 1997).

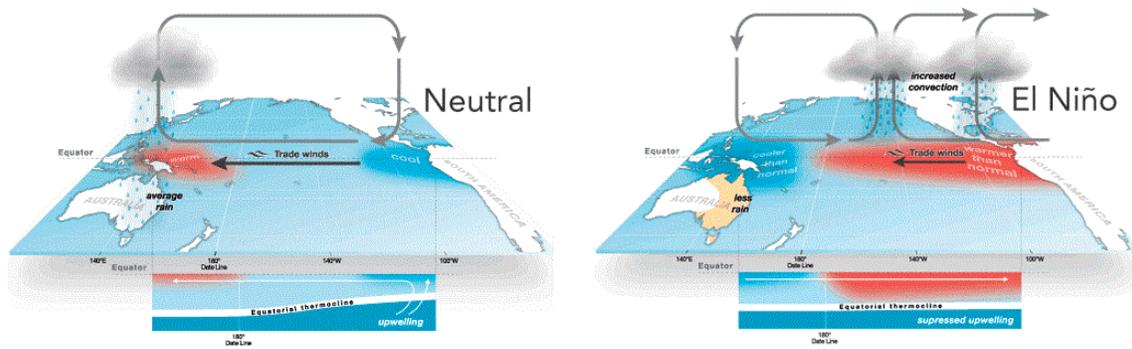


Figura 2-5. Interacción océano-atmósfera durante condiciones normales del Océano Pacífico (izquierda). Interacción océano-atmósfera durante El Niño (derecha). (Rojas et al., 2015)

En México, El Niño causa alteraciones en su clima provocando una mayor precipitación en invierno y una disminución de la lluvia durante el verano. Es por ello, que El Niño posee gran relevancia y guarda una estrecha relación con la disponibilidad de agua. La simultaneidad de El Niño durante eventos de sequía se ven agudizados afectando severamente al sector agrícola (Rojas et al., 2015).

El verano Niño en México, por su parte, provoca que las lluvias en la mayor parte del país disminuyan, llegando con frecuencia a producir severas sequías (Magaña et al., 1997) además de provocar pérdidas de miles de hectáreas de bosques por incendios forestales (FAO, 1999; Magaña, 2004)

– La Niña

Es la parte complementaria de El Niño, y se caracteriza por la aparición de aguas relativamente frías a lo largo del Ecuador, donde la temperatura superficial del mar disminuye por debajo de su promedio, esto es la evidencia más directa de la presencia del fenómeno La Niña. Como consecuencia de dicha disminución en la temperatura, se reduce la cantidad de vapor atmosférico, por lo que disminuyen las lluvias en la región, durante las temporadas de invierno y primavera en el hemisferio norte (Figura 2-6).

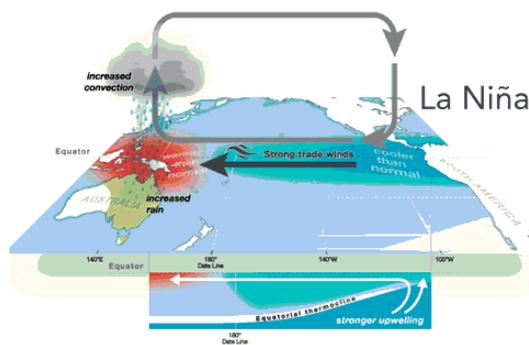


Figura 2-6. Representación de las condiciones de La Niña

Al parecer, este fenómeno provoca eventos climáticos contrarios a los observados durante El Niño, por ejemplo, en lugar de sequía durante El Niño, llueva más de lo normal durante La Niña (Magaña et al., 1997). Sin embargo, es importante aclarar que posterior a un evento de El Niño, este no siempre es seguido de un evento de La Niña, mostrando que no existe una periodicidad del sistema climático.

El Índice Oceánico del Niño (INO) se ha convertido en el estándar que la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos (NOAA, siglas en inglés) utiliza para identificar episodios de El Niño (fase caliente) y La Niña (fase fría) en el Pacífico tropical. Por ejemplo, se tienen episodios débiles (con una anomalía de 0,5 a 0,9 SST), moderados (1,0 a 1,4) o fuertes (≥ 1.5), por lo que para que un evento sea categorizado como débil, moderado o fuerte, este debe de haber alcanzado o superado este umbral por un periodo de al menos tres meses consecutivos (Rojas et al., 2015).

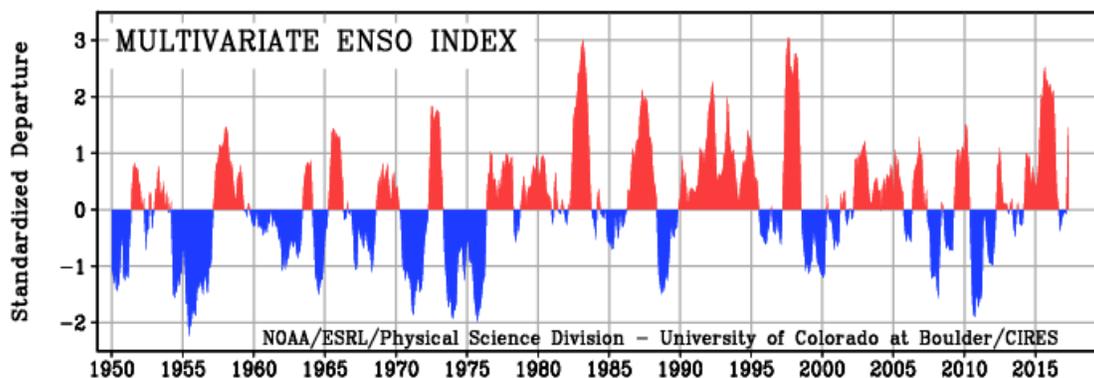


Figura 2-7. Anomalía estandarizada de la temperatura superficial del océano Pacífico. Fuente: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/>

En la figura anterior se muestra en color rojo la fase cálida de la Oscilación del Sur (El Niño) y en color azul la fase fría (La Niña), es evidente que se han registrado más periodos de El Niño en comparación con los años Niña a partir de 1975. De igual manera, los periodos Niña son de menor magnitud y de menor duración comparados con los años Niño.

Los efectos de La Niña en México, provoca periodos anormalmente húmedos en el centro y sur del país, y una disminución de lluvias en el norte de México, así como una ausencia importante en la precipitación (Magaña, 2004).

– Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)

La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), es un patrón de variabilidad climática similar a ENSO en cuanto al clima, sin embargo, lo que varía entre estos fenómenos, es la escala de tiempo. Ya que para eventos PDO la duración es del orden de 20 a 30 años (Figura 2-8), mientras que, como ya se mencionó antes, los eventos ENSO tienen una persistencia que va de 6 a 18 meses. Otra de las diferencias entre estos fenómenos es que la PDO influye sustancialmente la región

del Pacífico Norte y de Norteamérica propagándose hacia los trópicos, caso contrario al fenómeno ENSO.

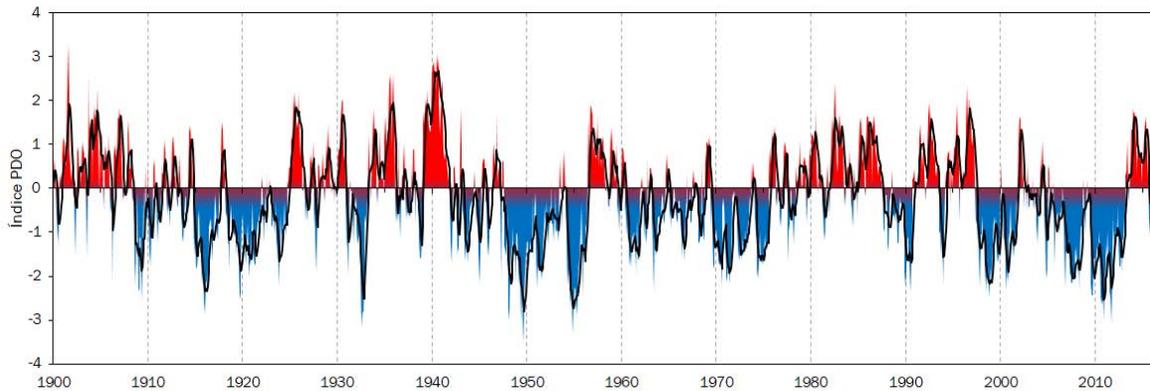


Figura 2-8. Valores mensuales del índice PDO de 1900 a 2016

El Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico representa la variación mensual de la temperatura superficial del mar en el Océano Pacífico al norte de los 20° N. Los cambios de temperatura en esa región generan grandes cambios en el clima de Norteamérica, ya que modifican el patrón de vientos (Figura 2-9, flechas negras). El índice se considera positivo cuando la temperatura es anormalmente cálida a lo largo de la costa de Norteamérica, Centroamérica y el Ecuador y fría en el interior del Pacífico Norte (Figura 2-9, izquierda). Se considera un índice negativo cuando se presentan las condiciones opuestas.

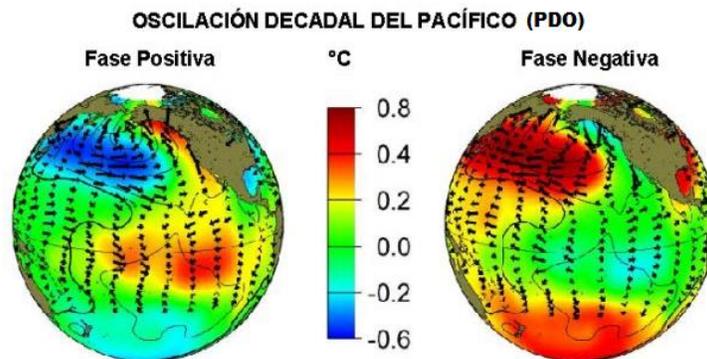


Figura 2-9. Fases del fenómeno PDO, así como la distribución de los vientos durante cada fase (flechas negras)

Los impactos de la PDO dependen de la fase en que se encuentre el ciclo ENSO. Si dichos fenómenos están en fases opuestas, entonces los efectos no serán tan notorios. Sin embargo, cuando ambos fenómenos coincidan en la fase cálida, es decir, durante la fase de El Niño y la fase positiva de la PDO, los impactos se incrementan. El principal impacto que genera esta fase de la PDO en el Noroeste de México son lluvias por arrida del promedio (Pavia et al., 2006)

– Oscilación Multidecadal del Atlántico

Este fenómeno, al igual que los anteriores, ocurre de forma periódica y está relacionado con las anomalías en la temperatura del mar. La Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus siglas en inglés) describe la variación de la presión atmosférica en la zona subtropical del Atlántico, localizada en la latitud 38° N y la zona polar del Ártico (Islandia) a 60° N de latitud.

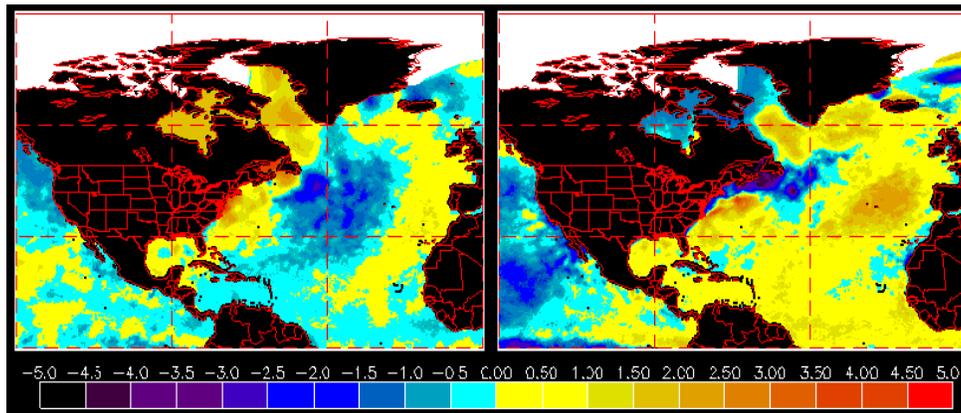


Figura 2-10. Fase Negativa (lado izquierdo) y Positiva (lado derecho) de la Oscilación Multidecadal del Atlántico.
Fuente: <http://www.ospo.noaa.gov>

Se pueden identificar dos fases de la AMO, positiva (cálida) y negativa (fría), las cuales cobran mayor énfasis durante el invierno. La fase positiva provoca que los vientos fluyan en dirección Noroeste, lo que transporta calor y humedad hacia Europa (Figura 2-10 derecha). Durante la fase negativa los vientos del Oeste son más débiles y aportan menos humedad y calor sobre el Norte de Europa, mientras que en el Noroeste de América los inviernos posean condiciones más secas de lo normal (Sánchez-Santillán et al., 2006).

De acuerdo con la NOAA, la AMO ha afectado en particular, Norteamérica y Europa, dichos cambios se asocian con cambios en la frecuencia de las sequías en América del Norte y también se refleja en la frecuencia de los huracanes del Atlántico.

En la Figura 2-11, se muestra el índice AMO, el cual es obtenido a partir de la temperatura superficial del mar, el cual se basa en las anomalías promedio de las SST en el Atlántico Norte. De acuerdo con este índice se puede determinar que la duración de cada una de las fases es aproximadamente de 20 a 40 años. La fase fría duró cerca de tres décadas, desde 1965 hasta 1995, mientras que desde 1997 ha predominado la fase cálida. Durante esta fase, estas sequías tienden a ser más frecuentes y/ o severas.

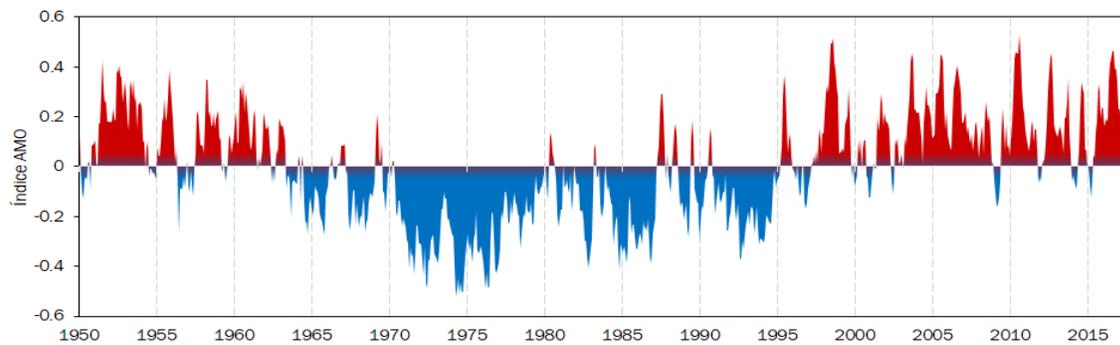


Figura 2-11. Índice de la Oscilación Multidecadal del Atlántico. Datos obtenidos hasta junio 2017. Fuente: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.data>

De acuerdo con (Enfield et al., 2001), durante esta fase existe una reducción en la precipitación en EUA, lo que también repercute en las condiciones del noroeste de México, volviéndolo más seco. Por el contrario, existe una relación de la fase negativa de la AMO (fase fría) con las sequías que se han presentado en el sureste de México (Mendoza et al., 2007)

Sin embargo, esta forma de variabilidad del clima ha sido poco estudiada, en comparación con los fenómenos anteriores (ENSO, La Niña, PDO). No obstante, dicho fenómeno tiene grandes impactos sobre la climatología de las diferentes regiones de México.

2.1.2. Relación entre la sequía y las interacciones humanas.

Es importante reconocer que el factor antropogénico juega un factor importante en la aparición, duración y fin de una sequía. De acuerdo con (Van Loon et al., 2016 a) es necesario considerar las interacciones humanas en la definición de la sequía, con el propósito de hacer notar las sequías inducidas por el clima, las sequías inducidas por interacciones humanas y las sequías modificadas por el hombre (Figura 2-12). Es importante notar que esta clasificación propuesta se basa en alteraciones antropogénicas de forma directa sobre los recursos hídricos, como la deforestación y el acelerado crecimiento demográfico.

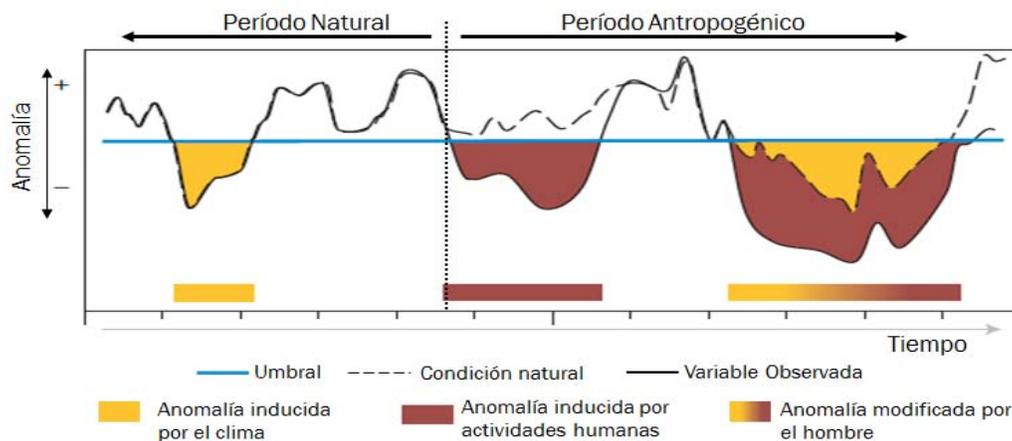


Figura 2-12. Caracterización de las sequías inducidas por el clima y sequías causadas por factores humanos (Van Loon et al., 2016a)

La tipología actual (clasificación) de la sequía está basada únicamente en procesos naturales, por tanto, puede y debe ser complementada de acuerdo con los argumentos anteriores, por lo que pueden agruparse como sequías "inducidas por el clima" y "causadas por factores antropogénicos" (Falkenmark & Rockström, 2008; Sheffield et al., 2012; Van Loon et al., 2016b). Los cambios realizados por el hombre a diferentes escalas, como el cambio en el uso de suelo, la deforestación, la creciente urbanización de las cuencas, entre otros, ha alterado de manera significativa las componentes del ciclo hidrológico (la evapotranspiración, la infiltración, el escurrimiento en cauces naturales, los almacenamientos de agua subterránea) lo que afecta no solo el desarrollo y propagación de las sequías, sino también la severidad de la misma (Van Loon et al., 2016 b).

Lo anterior, hace evidente la necesidad de realizar más investigación sobre este tema, ya que el aprendizaje que han dejado las sequías en el pasado no se pueda aplicar de forma tan sencilla a los eventos futuros, debido a la compleja y creciente interacción entre el hombre y el ciclo hidrológico (AghaKouchak et al., 2015).

2.2. Sequía

Debido a que la sequía es un fenómeno complejo, esta puede definirse de diversas maneras, por lo que no existe una definición universal (Yevjevich, 1967). La definición depende del objetivo del estudio y del contexto desde el cual se aborda (Wilhite, 2000). Un aspecto que limita y hace complicada una única definición de sequía, es la región geográfica de estudio, ya que existe una diversidad climática importante en todo el mundo. Dentro de la literatura se encuentran múltiples definiciones, pero en términos generales la mayoría de ellas hace referencia a un déficit de agua comparado con las condiciones normales de la región. Este trabajo se apegará a la definición propuesta por (Lena M Tallaksen & Van Lanen, 2004):

- La sequía es un *“período sostenido donde la disponibilidad de agua se encuentra por debajo de lo normal. Es un fenómeno recurrente y se presenta en todo el mundo, con características espaciales y temporales que varían significativamente de una región a otra”*.

Las sequías tienen una escala temporal y espacial mayor que otros fenómenos naturales, por lo que afectan áreas más extensas y pueden durar meses, inclusive años, y cuyas consecuencias son devastadoras (Tallaksen & Van Lanen, 2004).

2.2.1. Tipos de sequías

Debido a que existen diversas definiciones de sequía según sea el enfoque con que se trate, las sequías frecuentemente son clasificadas en cuatro categorías (Mishra & Singh, 2010; Tallaksen & Van Lanen, 2004; Wilhite & Glantz, 1985):

- a) Sequía meteorológica
- b) Sequía agrícola
- c) Sequía hidrológica
- d) Sequía socioeconómica

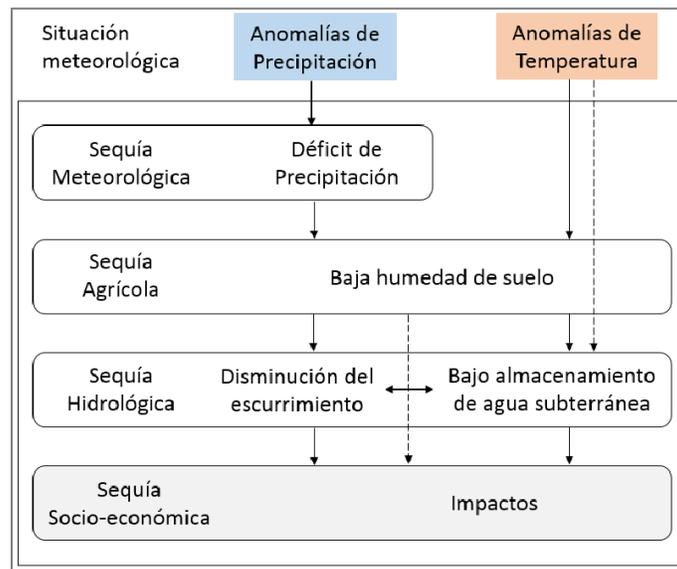


Figura 2-13 Tipos de sequía y su desarrollo (Van Loon, 2015)

Si bien, la principal componente de la sequía es la falta de precipitación en la región, no es esta la única variable que juega un papel importante en su desarrollo, pues también intervienen el déficit en la humedad del suelo, como consecuencia de la falta de precipitación, así como un posible decremento en la evapotranspiración. También es importante subrayar que las variables hidrometeorológicas no son únicamente indicadores de los diferentes tipos de sequías, pues los factores económicos y sociales también ayudan a identificar los impactos sobre las principales actividades económicas.

a) Sequía Meteorológica

La sequía meteorológica hace referencia a un déficit en la precipitación el cual cubre un área considerable durante un periodo de tiempo prolongado. Este tipo de sequía precede a las demás y tiene un efecto adverso sobre las demás variables hidrológicas.

b) Sequía Agrícola

Debido a la falta de precipitación, la variable inmediata que se ve afectada es la humedad del suelo, sobre todo en la zona de raíces, por lo que los cultivos agrícolas son los que sufren los efectos de este déficit. En función de esto, la sequía agrícola se refiere a la pérdida de humedad del suelo debido al déficit de lluvia, las altas temperaturas y la evaporación, lo que impide o reduce la producción agrícola de la región, con respecto a las condiciones normales.

c) Sequía Hidrológica

Cuando el déficit de precipitación se propaga en el subsuelo, se presentan anomalías negativas en los niveles de agua superficial y subterránea, es decir, niveles de agua por debajo de lo normal, tanto en almacenamientos como en la descarga de los ríos.

De manera que, la sequía hidrológica se presenta como una disminución en el escurrimiento de las fuentes de agua superficial y a nivel subterránea, como un descenso en el nivel freático.

Otra definición de la sequía hidrológica es la siguiente: un *periodo durante el cual los caudales son inadecuados para satisfacer los usos establecidos bajo un determinado sistema de gestión de aguas* (Linsey et al., 1975), y en la cual intervienen otros factores.

a) Sequía Socioeconómica

La sequía socioeconómica, no está relacionada con alguna variable física, sino cuando la sequía tiene efectos negativos sobre la sociedad, es decir, la sequía socioeconómica se presenta cuando no hay suficiente agua para satisfacer la demanda de la población, lo que está asociada en gran medida a las actividades humanas en combinación con los tipos de sequía previamente mencionados.

2.2.2. Características de la sequía

Con el propósito de comprender el impacto de las sequías, se requieren conocer las características principales de un evento de sequía que se presentan en una región determinada. Entre las características principales se encuentran la duración, magnitud, severidad o intensidad, frecuencia y área de afectación, entre otros, (Salas, 1980; Şen, 2015; Zargar et. al., 2011), sin embargo existen varios términos empleados dentro de la literatura que hacen referencia a dichas características (Yevjevich, 1967), por lo que en este apartado se presentaran algunas definiciones de los principales términos que se emplean para caracterizar un evento de sequía.

- **Duración:** debido a que las sequías tienen un desarrollo lento, es difícil determinar el momento en el que empiezan y terminan, sin embargo, usualmente un mínimo de tres meses es suficiente para que se establezca una sequía (Wilhite, 2000), aunque cabe aclarar que ésta depende en gran medida de las condiciones climáticas de la región. Por lo que la duración se refiere al tiempo (semanas, meses, o inclusive años) durante el cual la variable de interés es inferior a un umbral establecido.
- **Magnitud:** cuando existen valores por debajo de un umbral definido se presenta un déficit de alguna de las variables que caracterizan cada una de las sequías antes mencionadas (precipitación, humedad de suelo o escurrimiento), por lo que la magnitud se refiere jsutamente a éste déficit
- **Intensidad:** es la relación que existe entre la magnitud (M) y la duración (D) de un evento de sequía

$$I = \frac{M}{D}$$

- **Frecuencia:** es el número de eventos que se registran durante un periodo de tiempo determinado (de froma anual, por ejemplo). También puede medirse a traves de la

probabilidad empírica de que la variable de interés sea inferior a la media, o del periodo de retorno de evento. (Valiente, 2001)

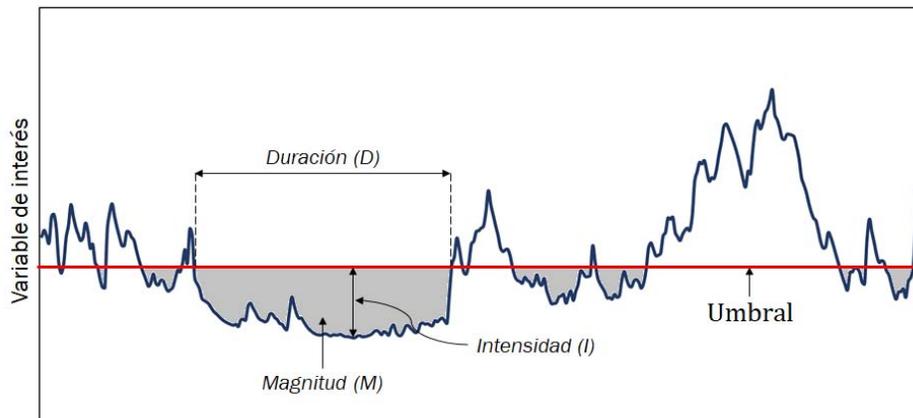


Figura 2-14. Principales características de un evento de sequía

2.2.3. Índices de sequía

La interdependencia entre las diversas variables climáticas, hidrológicas, geológicas, ecológicas y sociales hace muy difícil adoptar una definición que describa completamente los fenómenos de sequía, así como sus respectivos impactos. Es por ello que se han desarrollado índices que dependen de parámetros hidrometeorológicos o que se basan en la probabilidad para poder describir estadísticamente un evento de sequía.

Los índices de sequía son medidas cuantitativas que caracterizan los niveles de sequía mediante la asimilación de datos de una o varias variables (indicadores) como la precipitación, temperatura, humedad de suelo y la evapotranspiración en un solo valor numérico (Zargar, et al., 2011)

Los índices proporcionan información sobre la severidad de las sequías, las cuales son determinadas a partir de datos climáticos e hidrometeorológicos y tienen como objeto analizar el estado cualitativo de las sequías en un periodo de tiempo determinado (WMO & GWP, 2016). Existen múltiples índices que son ampliamente usados, los cuales están clasificados en diversos rubros.

En (Nagarajan, 2009) se establecen algunos puntos importantes que deben poseer los índices de sequía, entre los cuales destacan:

- i. Universales, es decir, debe ser aplicable en cualquier región y zonas agro-climatológicas para un análisis regional;
- ii. debe ser versátil para que sea capaz de adaptarse a los diferentes umbrales o escalas de severidad,
- iii. fácilmente interpretable por las personas afectadas,

- iv. debe utilizar la mayor cantidad de datos disponibles, esto con el propósito de que se pueda llevar a cabo un análisis más robusto.
- v. A partir de dichos indicadores se puedan construir escenarios futuros y con *ello tener un vínculo entre la toma de decisiones* y los indicadores para que puedan realizarse nuevas investigaciones.

En los siguientes párrafos se hará mención de los índices más usados para la identificación de sequías, mencionando una breve descripción del mismo, así como de las principales ventajas y limitaciones de los mismos:

– Índices de recursos hídricos

Por lo general, estos índices miden la sequía en términos de los impactos en los diferentes sectores del agua, como en el uso doméstico, industrial y agrícola. Estos indicadores toman en cuenta las condiciones naturales, pero también consideran la influencia humana, como el aumento constante en la demanda de agua.

(Wanders et al., 2010; Wilhite, 2005; WMO, 2016) consideran una clasificación con base en las variables que utilizan cada uno de los índices, en este sentido, se hace la distinción entre índices meteorológicos, agrícolas e hidrológicos.

– Índices Meteorológicos

Los indicadores meteorológicos de sequía están asociados con variables climatológicas como precipitación, temperatura y evapotranspiración. La precipitación es un indicador ampliamente utilizado y útil, ya que con ello se puede medir directamente el suministro de agua, e influye en los indicadores hidrológicos (Wilhite, 2005). Sin embargo, los indicadores meteorológicos, como la precipitación, pueden plantear problemas analíticos debido a la variabilidad temporal y espacial, la falta de datos y las estaciones de medición insuficientes.

Los índices meteorológicos incluyen, los deciles de precipitación (Gibbs & Maher, 1967), el Índice de Severidad de Sequía de Palmer (PDSI) (Palmer, 1965), y el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) (Mckee, Doesken, & Kleist, 1993), por mencionar algunos.

- Deciles de lluvia

Índice descrito por (Gibbs & Maher, 1967), el cual se basa en clasificar la frecuencia de la precipitación. Este método consiste básicamente en ordenar de manera ascendente los registros históricos de la precipitación acumulada mensual, los cuales deben ser suficientemente largos, y a partir de este registro ordenado se hace una división de diez partes, los cuales son llamados “deciles”. A partir de ellos se hace una clasificación de la sequía, como se muestra en la [Tabla 2-1](#).

Tabla 2-1. Clasificación de sequía de acuerdo con los deciles.

Decil	Valor Numérico	
1-2	El 20% más bajo	Extremadamente debajo de lo normal
3-4	Siguiente 20% más bajo	Debajo de lo normal
5-6	El 20% medio	Cerca de las condiciones normales
7-8	siguiente 20% más alto	Por encima de lo normal
9-10	El 20% más alto	Extremadamente superior a lo normal

Una región se considera en sequía bajo este índice si la precipitación acumulada durante tres meses consecutivos se ubica en el rango más bajo de los deciles (Tsakiris et al., 2007). Un evento de sequía termina cuando ocurre una de las siguientes condiciones (Tsakiris et al., 2007; Wanders et al., 2010):

- I. la precipitación registrada en el último mes se ubique o supere al cuarto decil, o
- II. la precipitación total de tres meses consecutivos se encuentre por encima del octavo decil.

Este índice es utilizado por el Servicio de Sequía de la Agencia Australiana para medir sequía meteorológica, esto debido a que involucra solo una sola variable y a su fácil metodología. Otro punto a favor de este índice es la flexibilidad de la escala temporal. Sin embargo, también posee algunas limitantes, por ejemplo, no contempla ninguna otra variable, las cuales también interviene en el desarrollo de la sequía; además de que se requiere que los registros de datos sean largos para tener una mayor confiabilidad (WMO & GWP, 2016).

- **Porcentaje de la precipitación normal**

Es el índice más sencillo, sin embargo, no se tiene una referencia exacta de su origen, el cual se expresa como la precipitación total registrada en un periodo determinado y la precipitación media correspondiente al mismo periodo analizado, cuyo resultado se expresa en porcentaje. Se puede calcular a diferentes escalas temporales que van desde la escala diaria, semanal, mensual y/o anual.

Es uno de los índices más ampliamente utilizados ya que no requiere cálculo complejo, además de que resulta efectivo para una sola región. Este índice es utilizado para identificar distintos efectos de la sequía (WMO & GWP, 2016).

A pesar de ser un índice muy simple y que únicamente utiliza valores de precipitación, posee algunas desventajas, por ejemplo, se requieren registros de por lo menos 30 años o más, para determinar la precipitación media.

- **Índice Estandarizado de Precipitación (SPI)**

Desarrollado por (Mckee et al., 1993), este índice utiliza registros históricos de la precipitación para establecer una probabilidad de precipitación, el cual permite cuantificar

el déficit o exceso de precipitación para diferentes escalas de tiempo. Este índice ha sido ampliamente usado para monitorear los efectos de los diferentes tipos de sequía, como se indica en la Tabla 2-2, debido a su flexibilidad en su cálculo de escala temporal.

El cálculo del SPI consiste en generar series para la escala de tiempo, para las que se desee calcular el SPI. Por ejemplo, si se desea calcular el SPI para una escala de tres meses, se deben acumular los primeros tres meses en un solo valor ($x_1 + x_2 + x_3$), para el segundo valor se deben sumar los siguientes tres meses ($x_2 + x_3 + x_4$) y así sucesivamente hasta terminar con la serie de tiempo.

Tabla 2-2. Efectos e interpretación de las diferentes escalas temporales del SPI. (NDMC¹)

SPI (escala temporal)	Interpretación
SPI_{01} (1 mes)	Refleja las condiciones a corto plazo, su aplicación se relaciona con la sequía meteorológica junto con la humedad del suelo a muy corto plazo.
SPI_{03} (3 meses)	Refleja condiciones de humedad a corto y medio plazo, y proporciona una estimación estacional de la precipitación
SPI_{06} (6 meses)	Indica tendencias de precipitación durante las distintas estaciones. La información derivada de esta escala temporal podría reflejar anomalías en los caudales fluviales y niveles de almacenamiento.
SPI_{09} (meses)	Se consideran un buen indicativo de que la sequedad está teniendo un impacto significativo en la agricultura.
SPI_{12} (12 meses)	Generalmente se vinculan con caudales, niveles de los reservorios e incluso aguas subterráneas.

Con la serie generada se debe ajustar la serie de datos mensuales a la función de probabilidad Gamma. Luego esta distribución es transformada en una distribución normal, como la inversa de la función de distribución normal acumulada. El valor resultante corresponde al SPI (Figura 2-15).

¹ <http://drought.unl.edu>

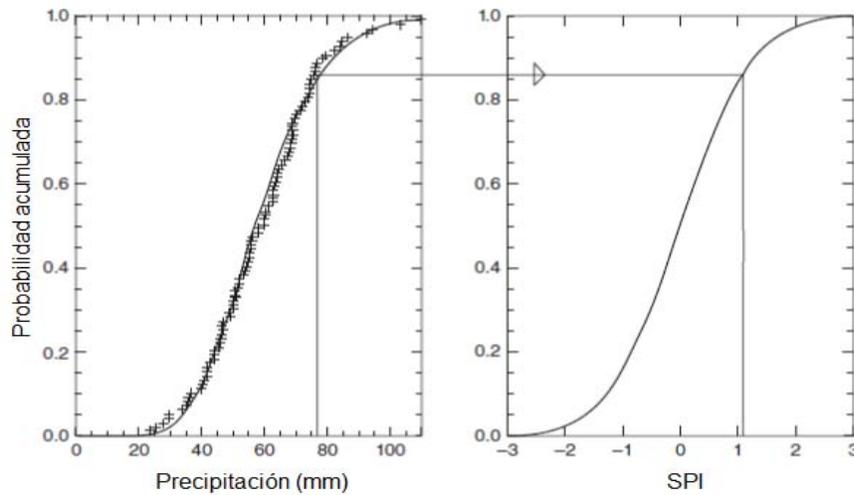


Figura 2-15. Determinación del SPI

Para la caracterización del estado de sequía se emplea la Tabla 2-3, (Mckee et al., 1993) señalan que la sequía comienza cuando el SPI es igual a -1 o inferior, pero no hay ningún criterio establecido, por lo que se considera que el episodio de sequía sigue en curso hasta que el SPI alcanza un valor de cero.

Tabla 2-3. Clasificación de la sequía de acuerdo con el valor del SPI

VALOR DEL SPI	INTENSIDAD DE SEQUIA
0 a -0.99	Sequía leve
-1.0 a -1.49	Sequía moderada
-1.5 a -1.99	Sequía severa
≤ -2.0	Sequía extrema

Las ventajas que presenta este índice es la utilización de solo la precipitación para su cálculo. El SPI se puede aplicar en todos los regímenes climáticos, y se pueden comparar los valores del SPI entre climatologías diferentes.

Sin embargo, como todos los indicadores, este también tiene algunas limitantes, por ejemplo, este índice presupone una distribución de probabilidad, que tal vez no sea la mejor para el ajuste de los datos en ciertas regiones con respecto a otras (Stagge et al., 2015).

- Índice de severidad de sequía de Palmer (PDSI)

Este índice multivariado es el más empleado en Estados Unidos, desarrollado por (Palmer, 1965), el PDSI se basa en un balance hídrico en el suelo. Este índice toma en cuenta la precipitación, la evapotranspiración y la humedad del suelo, con el propósito de reflejar el aporte y demanda de agua.

El índice de Palmer es particularmente útil para analizar las sequías a nivel de cuencas o regional, como a nivel nacional, por lo que este índice permite la comparación de las sequías

con diferentes escalas temporales y espaciales. Es bastante confiable para detectar sequías debido a la utilización de datos del suelo y de una metodología del balance hídrico (WMO & GWP, 2016)

La principal desventaja del PSDI es que el inicio y final de un periodo húmedo no está claramente definido. Además de que los límites considerados para este índice están basados en la climatología de Iowa y Kansas, lo que limita su aplicabilidad, prácticamente únicamente a Estados Unidos. Otro de los grandes limitantes de este índice es el cálculo del balance hídrico (Tsakiris et al., 2007; Wanders et al., 2010; WMO & GWP, 2016)

– Índices de sequía de humedad del suelo (agrícolas)

Estos índices consideran datos de humedad del suelo para indicar situaciones de sequía agrícola. Tanto para los datos de humedad del suelo simulados u observados, estos indicadores se enfocan en las anomalías de los valores de humedad del suelo con respecto a la estación y ubicación (Wanders et al., 2010).

- Índice de humedad de cultivo (CMI)

El CMI es la suma de un déficit de evapotranspiración (con respecto a las condiciones normales) y la infiltración de agua en el suelo, dichas variables se calculan sobre una escala de tiempo semanal utilizando los parámetros del PSDI, que consideran la temperatura media, la precipitación total, y las condiciones de humedad del suelo de la semana anterior, por lo que este índice responde de forma rápida a las fluctuaciones temporales a corto plazo (Tsakiris et al., 2007).

El CMI es más eficaz para medir las sequías agrícolas durante las estaciones cálidas (es decir, la temporada de crecimiento del cultivo) (Mishra & Singh, 2010)

No obstante, este índice resulta poco útil para el monitoreo a largo plazo de la sequía debido a que el CMI se ajusta a cero en cada época de crecimiento del cultivo, para evitar la acumulación de anomalías fuera de este periodo. Al igual que los otros índices desarrollados por Palmer, este está desarrollado prácticamente para su utilización en Estados Unidos, por lo que en México no existe alguna validación robusta (Şen, 2015; Valiente, 2001).

- Índice del déficit de humedad del suelo (SMDI)

Este índice fue recientemente desarrollado por (Narasimhan & Srinivasan, 2005); es un indicador de la sequía de corta duración. El SMDI es calculado a una escala de tiempo semanal a cuatro diferentes profundidades del suelo, por lo que es utilizado para detectar sequías que afectan a la agricultura (WMO & GWP, 2016). La única variable utilizada en el SMDI es el contenido de humedad del suelo simulado u observado (Wanders et al., 2010). Las principales limitantes de este índice es que fue originalmente desarrollado para cuencas en Texas, lo que limita su aplicabilidad a diversas regiones (Wanders et al., 2010; WMO & GWP, 2016).

– Índices de sequía hidrológica

Los índices de sequía hidrológica se refieren a variables del sistema hídrico tales como los niveles de las aguas subterráneas, los caudales, el almacenamiento, la humedad del suelo y la capa de nieve (Wanders et al., 2010).

Los indicadores hidrológicos están asociados a procesos lentos lo cual indica una persistencia más larga que la sequía meteorológica o agrícola.

Los índices hidrológicos, entre otros, incluyen el Índice de Suministro de Agua Superficial (Shafer & Dezman, 1982) y el Índice de Hidrología Hidrológica Palmer (Karl, 1986).

- Índice de sequía hidrológica de Palmer (PHDI)

El índice de sequía hidrológica de Palmer (Palmer, 1965), surge a partir de algunas modificaciones al PSDI (Keyantash & Dracup, 2002), y describe el déficit de humedad en el suelo que afecta al escurrimiento superficial, la disponibilidad de agua en el suelo y el nivel de agua en los almacenamientos, utilizando el mismo principio que el PSDI (Valiente, 2001). El PHDI cambia muy lentamente en el tiempo, por consiguiente, es útil para detectar la sequía hidrológica.

Este índice tienen varias limitaciones (Alley, 1984; Karl, 1986). Por ejemplo, no es particularmente adecuado para las sequías asociadas con la gestión del agua, ya que excluyen los impactos humanos en el balance hídrico como el riego y el bombeo. Asimismo, este índice se basa en desviaciones de la climatología, sin considerar la variabilidad de las precipitaciones, por lo que tienden a no funcionar adecuadamente en regiones con extrema variabilidad en la precipitación o escurrimiento.

- Índice de Suministro de Agua Superficial (SWSI)

Creado por (Shafer & Dezman, 1982) se utiliza para detectar condiciones de sequía asociadas a las fluctuaciones hidrológicas. Este índice permite una mejor aplicación del PSDI, ya que este presenta problemas en regiones de topografía variada o donde existen aportaciones al escurrimiento por derretimiento de nieve. Este índice describe explícitamente la acumulación de nieve y su escurrimiento tardío. La formulación matemática del SWSI es la siguiente:

$$SWSI = \frac{aP_{snow} + bP_{prec} + cP_{stream} + dP_{res} - 50}{12}$$

Donde a, b, c, d son factores de peso para cada componente hidrológico y ($a + b + c + d = 1$), P_i es la probabilidad de no excedencia (en %) para cada componente, donde $snow$, $prec$, $stream$ y res representa la nieve, precipitación, escurrimiento superficial y almacenamiento en presas, respectivamente. El cálculo de las probabilidades de excedencia utilizadas en el SWSI se basa en datos históricos (Şen, 2015). Por otro lado, la operación de restar 50 y dividir por 12 son un procedimiento de centrado y compresión diseñado para hacer que el valor tenga una magnitud similar a la PSDI y poder hacer comparaciones entre cuencas hidrográficas (Tsakiris et al., 2007).

Al tomar en consideración todos los recursos hídricos de una cuenca, el SWSI es un buen indicador de sequía en una cuenca (Wanders et al., 2010), ya que el valor del SWSI es único para cada cuenca

Con el desarrollo de la tecnología en observación terrestre, se han desarrollado otros indicadores que están basados en información de percepción remota, tal es el caso del NDVI:

- Índice Diferencial Normalizado de Vegetación (NDVI)

Es un índice basado en la información proporcionada por sensores de percepción remota, que estima las condiciones de la vegetación, para determinar si ésta se encuentra en condiciones saludables o no (por ejemplo, si sufre de sequía o infestación de insectos) (Zargar et al., 2011). Los valores bajos del NDVI reflejan un estado poco saludable de la vegetación, mientras que las condiciones favorables de la vegetación derivan en valores altos del NDVI.

Las principales características de este índice es que puede calcularse para amplias regiones de estudio debido a su cobertura global. Es utilizado para detectar sequías que afectan tanto a los ecosistemas como a los cultivos y su cálculo resulta relativamente sencillo (WMO & GWP, 2016; Zargar et al., 2011) Este índice desarrollado a partir de la investigación de (Tarpley, Schneider, & Money, 1984), y ha sido la base para el desarrollo de nuevos índices que miden de forma similar las condiciones de la vegetación.

Una de las desventajas es el requerimiento de un pre-procesamiento de los datos para poder calcular el NDVI; además de existe un registro limitado (< 15 años) de datos satelitales (WMO & GWP, 2016). Es importante subrayar que el NDVI presenta una alta sensibilidad a la humedad del suelo y a suelos de color oscuro (Zargar et al., 2011).

Todos estos índices nos ayudan a caracterizar un evento de sequía, sin embargo, no existe un único índice que nos proporcione información completa sobre la sequía, ya que como se explicó anteriormente cada uno es representativo para un solo tipo de sequía, es por ello que existen numerosos índices dentro de la literatura (Hayes, 2002; Keyantash & Dracup, 2002; WMO & GWP, 2016; Zargar et al., 2011), los cuales son clasificados principalmente de acuerdo a las variables que utilizan.

De esta manera, se recomienda tomar en cuenta las condiciones de cada región de análisis (i.e. los regímenes climáticos), para poder seleccionar el o los índices más adecuados para cada caso en particular (WMO & GWP, 2016).

2.3. Escasez de Agua

Al igual que para la sequía, existen varias definiciones para la escasez de agua, sin embargo, todas las definiciones encontradas en la literatura hacen referencia a un fenómeno en el cual la demanda de agua no se satisface. (Şen, 2015; Van Loon & Van Lanen, 2013; Van Loon et al., 2016). Sin embargo, la escasez de agua puede resultar en una gran variedad de fenómenos, los cuales pueden ser producidos por causas naturales, o pueden ser inducidos por actividades humanas, o inclusive pueden resultar de una interacción entre ambos, como se indica en la Tabla 2-4.

Tabla 2-4. Esquema de las causas de los diferentes fenómenos relacionados con la disponibilidad de agua (Pereira, 2002).

	Causas naturales	Inducido por el hombre
Escala a largo plazo	Aridez	Desertificación
Escala a corto plazo	Sequía	Escasez de agua

Por lo que la escasez de agua se puede generar por un desequilibrio de agua inducido por el hombre, que incluye la sobreexplotación de las aguas subterráneas y superficiales, así como la degradación de la calidad del agua (Pereira, 2002; Van Loon & Van Lanen, 2013). Esta escasez de agua inducida por el hombre es común en las regiones semiáridas y subhúmedas, donde la población y las actividades económicas pueden ejercer una alta presión a los recursos hídricos locales y regionales (FAO, 2007).

En este trabajo se considerará como escasez de agua, al desequilibrio temporal de los recursos hídricos como resultado de actividades humanas, donde la disponibilidad del recurso es insuficiente para satisfacer la demanda de agua.

Dentro de las principales actividades humanas que han incrementado la escasez de agua se encuentran (Şen, 2015):

- a) Incremento de la población mundial
- b) La creciente urbanización
- c) El aumento en la demanda del uso consuntivo
- d) La contaminación y deterioro de los cuerpos de agua.

2.4. Aridez y Desertificación

La aridez es un desequilibrio permanente natural en la disponibilidad de agua que consiste en una baja precipitación media anual, con alta variabilidad espacial y temporal, lo que resulta en baja humedad general y baja capacidad de carga de los ecosistemas (Pereira, 2002).

La aridez puede definirse a través de índices climatológicos los cuales relacionan la precipitación y la evapotranspiración, por ejemplo, el índice de aridez (Budyko, 1974) se establece mediante el cociente entre la evapotranspiración potencial media anual (E) y la precipitación media anual (P). El índice de aridez facilita la clasificación climatológica tal como se muestra a continuación

- Zona hiperárida: $E/P > 30$, una zona correspondiente a los extremos desiertos sin vegetación excepto algunos arbustos xerofíticos
- Zonas áridas: $5 < E/P < 30$ engloba áreas estériles los cuales cubren una vegetación escasa de plantas perennes.
- Zona semi-árida: $2 < E/P < 5$, cubiertos por la estepa y algunos arbustos; las plantas perennes son más frecuentes aquí y la ganadería extensiva es posible.
- Zona sub-húmeda: $1.5 < E/P < 2$, esto abarca la sabana tropical, a veces cubierta por arbustos, de vez en cuando sin árboles. Se puede practicar aquí la agricultura de secano con cultivos adaptados a sequías estacionales.

De acuerdo con (Şen, 2015) las sequías son más intensas en regiones semiáridas y áridas debido a dos razones principales:

1. La baja precipitación tiene una variabilidad extrema, lo que significa que, en comparación con la precipitación media, la desviación estándar es muy grande.
2. En regiones de clima seco, la duración de las sequías es mayor. En contraste, en las regiones húmedas, la duración de las sequías es de pocos meses.

En términos generales se considera que una región es árida debido a que presenta condiciones naturales permanentes en la que el agua disponible representa una limitante en el desarrollo de la región. Sin embargo, en dichas condiciones también se pueden presentar eventos de sequía, las cuales ocurren cuando las condiciones locales son más secas de lo normal (Stahl & Hisdal, 2004)

Bajo condiciones de aridez, se producen variaciones extremas de temperatura y los regímenes hidrológicos se caracterizan por grandes variaciones en los caudales de ríos, inundaciones súbitas y grandes períodos con flujos muy bajos o nulos.

Finalmente, la desertificación es un desequilibrio permanente inducido por el hombre, en regiones de clima seco, que se combina con el suelo dañado, el uso inapropiado de la tierra y la extracción excesiva de agua subterránea la cual puede dar como resultado un aumento en las inundaciones súbitas, la pérdida de ecosistemas ribereños y un deterioro de la capacidad de recarga de los acuíferos.

3.Zonas de estudio

En este capítulo se proporciona información básica de cada cuenca analizada, datos como la ubicación, geomorfología y clima de cada una de ellas; así mismos, se hace una breve descripción de la infraestructura hidráulica existente en cada una de las zonas de estudio.

3.1. Fuentes de información

3.1.1. Información in situ

La información de precipitación, temperatura, y evaporación empleada en este trabajo fue obtenida a partir de los datos del Climate Computing Project (CLICOM), el cual es un sistema de datos climatológicos desarrollado por las Naciones Unidas y administrado por el Sistema Meteorológico Nacional (SMN)

En México, actualmente se encuentran operando más de 3,000 estaciones climatológicas distribuidas en todo el país, sin embargo, existen muchas otras estaciones que en la actualidad han suspendido su operación (Figura 3-1), la información registrada por cada una de las estaciones es almacenada en la base de datos del CLICOM², la cual puede ser consultada en su sitio web.

De acuerdo con la Figura 3-1, la distribución de las estaciones no es homogénea, es decir, existen regiones del país donde la información climatológica es escasa, como el noroeste; y existen regiones, como es el caso del centro del país, donde se tiene una mayor concentración de estaciones climatológicas.

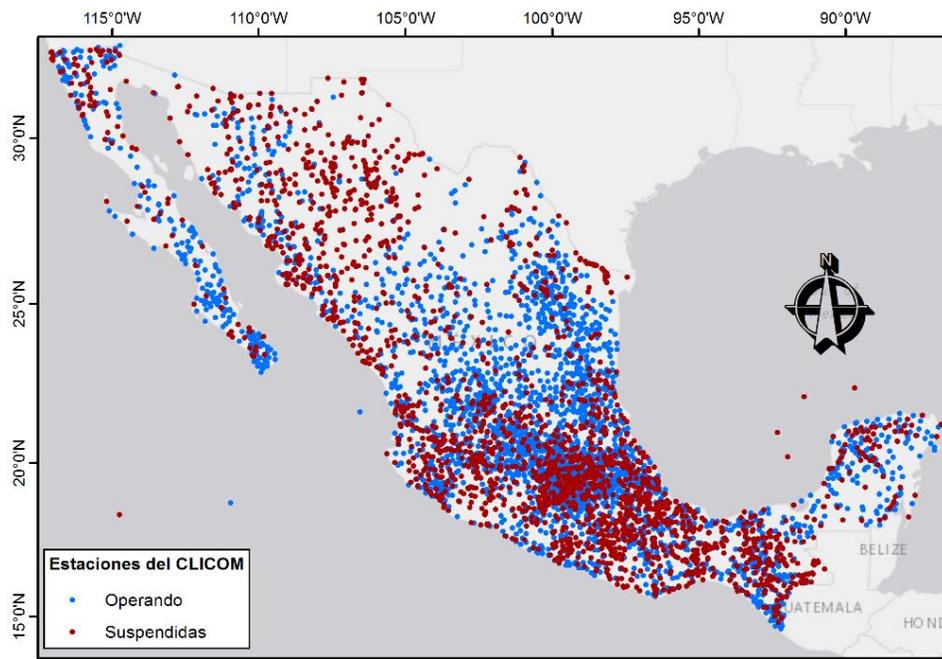


Figura 3-1. Red de estaciones climatológicas del CLICOM en México

La información relacionada con el escurrimiento en cada una de las cuencas fue obtenida del Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS) de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), la cual reúne los registros de las estaciones hidrométricas distribuidas en todo el país. En total, la base de datos del BANDAS contiene información de más de 2,300 estaciones de medición. En la Figura 3-2, se muestra la distribución espacial de la red de estaciones hidrométricas pertenecientes al BANDAS.

² <http://clicom-mex.cicese.mx/>

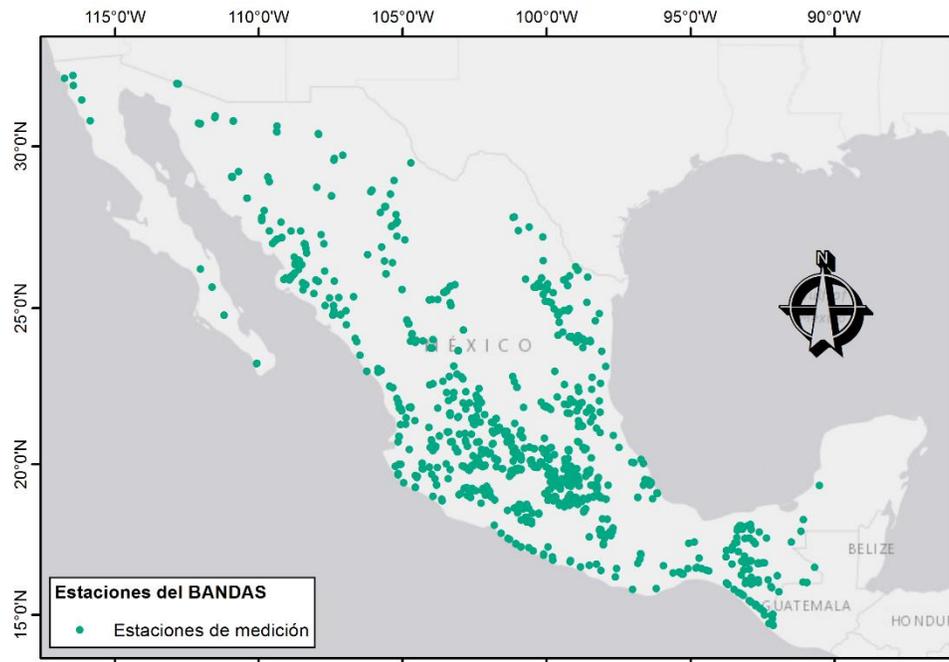


Figura 3-2. Red de estaciones hidrométricas del BANDAS, México

3.1.2. Información de asimilación de datos

Por otro lado, y como se mencionó anteriormente, en ciertas regiones del país la información in situ es limitada o inexistente, sin embargo, actualmente se cuenta con sistemas de asimilación de datos. Por ejemplo la información de las variables meteorológicas fue obtenida del producto Global Land Data Assimilation System (GLDAS-2) (Hualan & Hiroko, 2017), el cual está basado en datos observados en tierra, mediante satélites y a través de modelos de superficie terrestre y técnicas de asimilación. De esta manera, se generan mallas de datos las cuales se encuentran disponibles en forma regular y con una resolución de 1/4 de grado.

3.2. Descripción de las zonas de estudio

Las cuencas que se analizaron en este estudio se encuentran ubicadas en las regiones hidrológico-administrativas número III (Pacífico Norte) y X (Golfo Centro) (Figura 3-3). Ambas regiones muestran diferencias notables en su clima, y patrones de precipitación, tal como se menciona más adelante.



Figura 3-3. Regiones Hidrológico-Administrativas de México.(CONAGUA, 2016)

La estación hidrométrica 10036 (Jaina) está ubicada en la cuenca del río Sinaloa, dentro de la región hidrológica número 10 (Sinaloa) en la cual se construyó una presa de almacenamiento para fines de riego. El escurrimiento natural medio superficial de la cuenca del río Sinaloa es de 2,100 hm³/año. En esta misma región hidrológica se encuentra ubicada la presa “El Humaya”, sobre el río del mismo nombre, el cual reporta un volumen medio anual de 1,969 hm³.

La estación hidrométrica 27001 (Martínez de la Torre) está ubicada en la cuenca del río Nautla, dentro de la región hidrológica número 27 (Tuxpan-Nautla) cuyo escurrimiento natural medio superficial es de 14,155 hm³/año. Mientras que la estación hidrométrica 28003 (Cardel) ubicada sobre el río La Antigua que pertenece a la región hidrológica número 28 (Papaloapan), cuyo escurrimiento natural medio superficial es de 48,181 hm³/año.

3.2.1. Localización y uso de suelo

La localización de las cuencas se muestra en la Figura 3-4, así como una breve descripción se presenta a continuación.

Cuenca 10036 “Jaina”

El principal afluente de esta cuenca es el río Sinaloa, sobre el cual está construida la presa Lic. Gustavo Díaz Ordaz “Bacurato”. La cuenca se ubica geográficamente entre la latitud $25^{\circ} 36'$ N y la $26^{\circ} 36'$ N y entre la longitud $106^{\circ} 45'$ W y $108^{\circ} 15'$ W. La cuenca posee un área aproximada de 8,251 km². Parte del territorio de la cuenca se encuentra en el estado de Sinaloa y otra porción en el estado de Chihuahua. Colinda al norte con la cuenca del río Fuerte, al sur con las cuencas de los ríos Culiacán y Evora.

Cuenca 10033 “Palos Blancos”

Esta cuenca se ubica geográficamente entre los $24^{\circ} 54'$ y 26° N de latitud y entre los $105^{\circ} 42'$ y entre la longitud $107^{\circ} 42'$ W. Se encuentra ubicada en los estados de Durango y Sinaloa, en donde se construyó la presa Adolfo López Mateos “El Humaya”, sobre el cauce del mismo nombre. El área de la cuenca es de 11,360 km² aproximadamente. Esta cuenca colinda al sur con la cuenca del río San Lorenzo y al norte con la cuenca del río Sinaloa.

Cuenca 27001 “Martínez de la Torre”

La cuenca del río Nautla se encuentra situada entre las coordenadas $19^{\circ} 29'$ y $20^{\circ} 15'$ N, y entre $96^{\circ} 46'$ y $97^{\circ} 27'$ W. El área de esta cuenca es de 2,083 km², la cual está distribuida en una pequeña porción en el estado de Puebla y la mayor parte en el estado de Veracruz. Colinda al oeste con la cuenca del río Tecolutla; al noroeste con la cuenca del río Solteros y al sur con las Sierras de Zacapoaxtla y de Teziutlán

Cuenca 28003 “Cardel”

La cuenca del río La Antigua se ubica en el estado de Veracruz, geográficamente se ubica entre las coordenadas $19^{\circ} 05'$ y $19^{\circ} 34'$ N, y entre $96^{\circ} 06'$ y $97^{\circ} 16'$ W. Tiene un área aproximada de 2,104 km², y al igual que la cuenca del Río Nautla, esta se encuentra distribuida principalmente dentro del estado de Veracruz. Colinda al norte con la cuenca del río Actopan y al sur con la cuenca del río Tolomé.

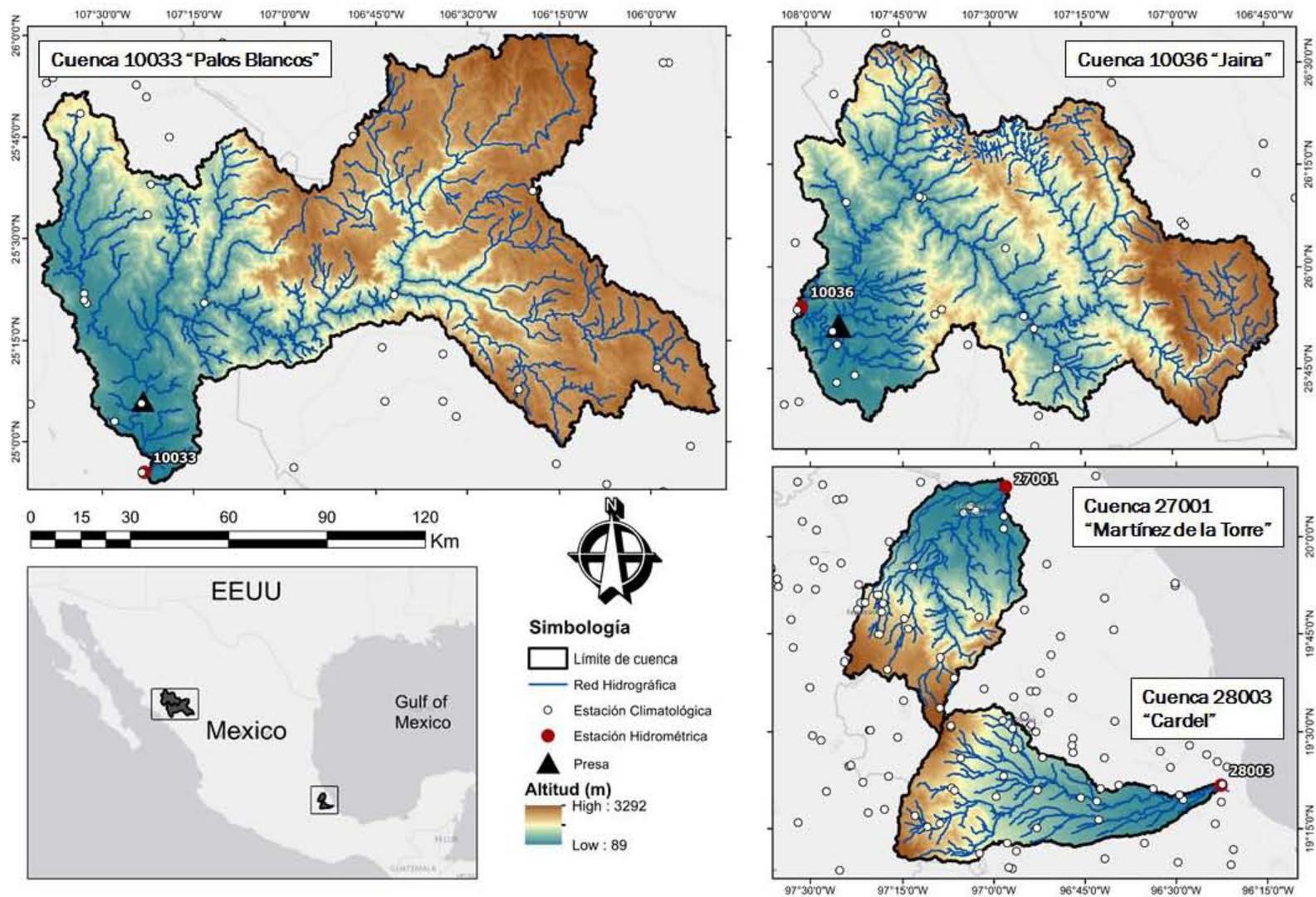


Figura 3-4. Localización de las cuencas analizadas: Panel superior izquierdo (Cuenca 10033 "Palos Blancos"), panel superior derecho (Cuenca 10036 "Jaina"), panel inferior derecho (Cuencas 27001 "Martínez de la Torre" y 28003 "Cardel").

El uso de suelo de las diferentes cuencas es mostrado en la Figura 3-5, para el caso de las cuencas ubicadas al norte, y en la Figura 3-6, para las cuencas ubicadas en el estado de Veracruz.

El territorio de la cuenca 10036 “Jaina” (Figura 3-5, panel superior) está cubierto principalmente por selva caducifolia (también conocida como selva seca). Dicho tipo de vegetación es propia de zonas de clima cálido, en la que predominan árboles pequeños que pierden su follaje durante la época de estiaje y en menor medida se tiene presencia de pequeñas zonas con distintos tipos de bosque de coníferas (encino, oyamel, pino). Por otro lado, aguas abajo de la presa, se tienen áreas agrícolas, tanto de riego como de temporal las cuales se indican en color verde.

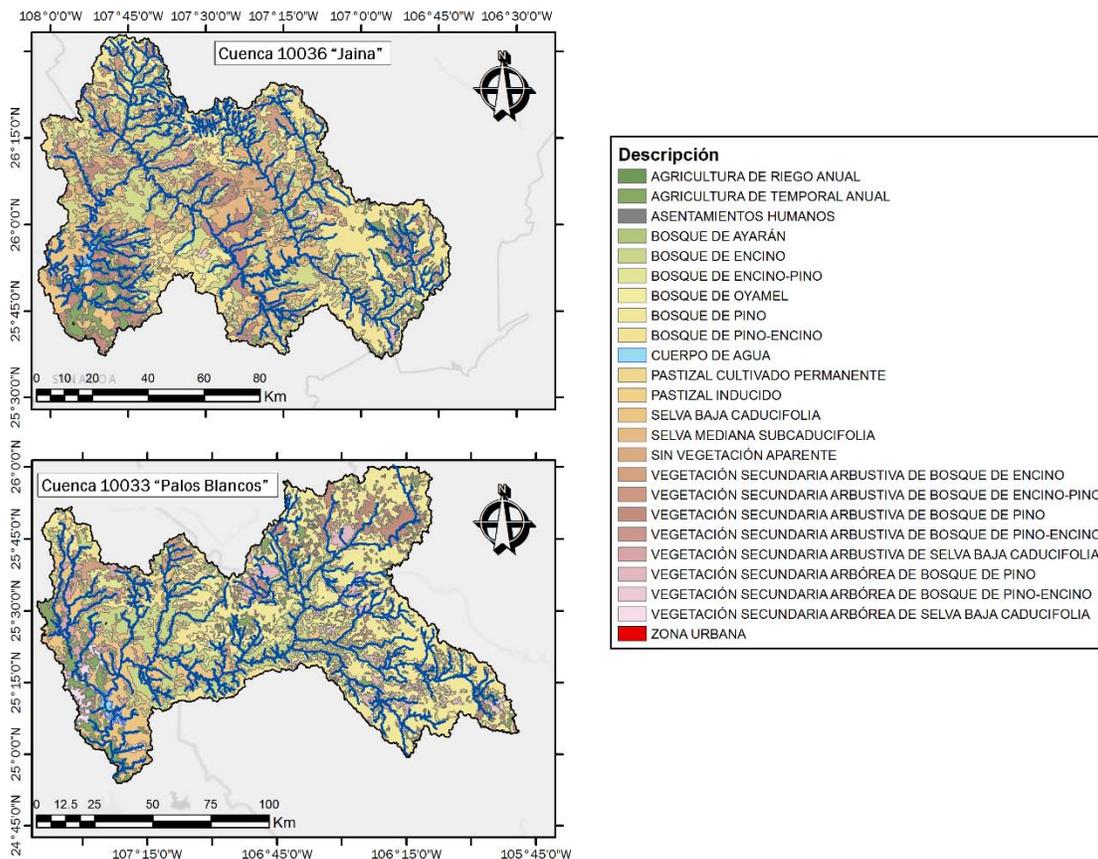


Figura 3-5. Uso de suelo y vegetación de las cuencas “Jaina” (panel superior) y “Palos Blancos” (panel inferior)

Para la cuenca 10033 “Palos Blancos” (Figura 3-5, panel inferior), la mayor parte está cubierta por bosque de pino, selva caducifolia y en menor medida por bosque de encino. Los tipos de bosques presentes en esta cuenca se encuentran dentro de la clasificación de bosques templados, los cuales poseen arboles altos y son característicos de climas templados a frío. Al igual que en la cuenca del río Sinaloa, la región donde se tiene un mayor desarrollo de la agricultura es aguas debajo de la presa.

La vegetación de la cuenca “Martínez de la Torre” (Figura 3-6 panel superior) se constituye por bosque mesófilo de montaña (compuesto principalmente por árboles de encino), así como bosque de pino los cuales representan poco más del 15% de la superficie total de la cuenca, mientras que el 32% de la cuenca está cubierta por pastizales, aunque el 44% de la superficie de la cuenca se ocupa para el cultivo de temporal y el 5% restante es ocupado por humedales.

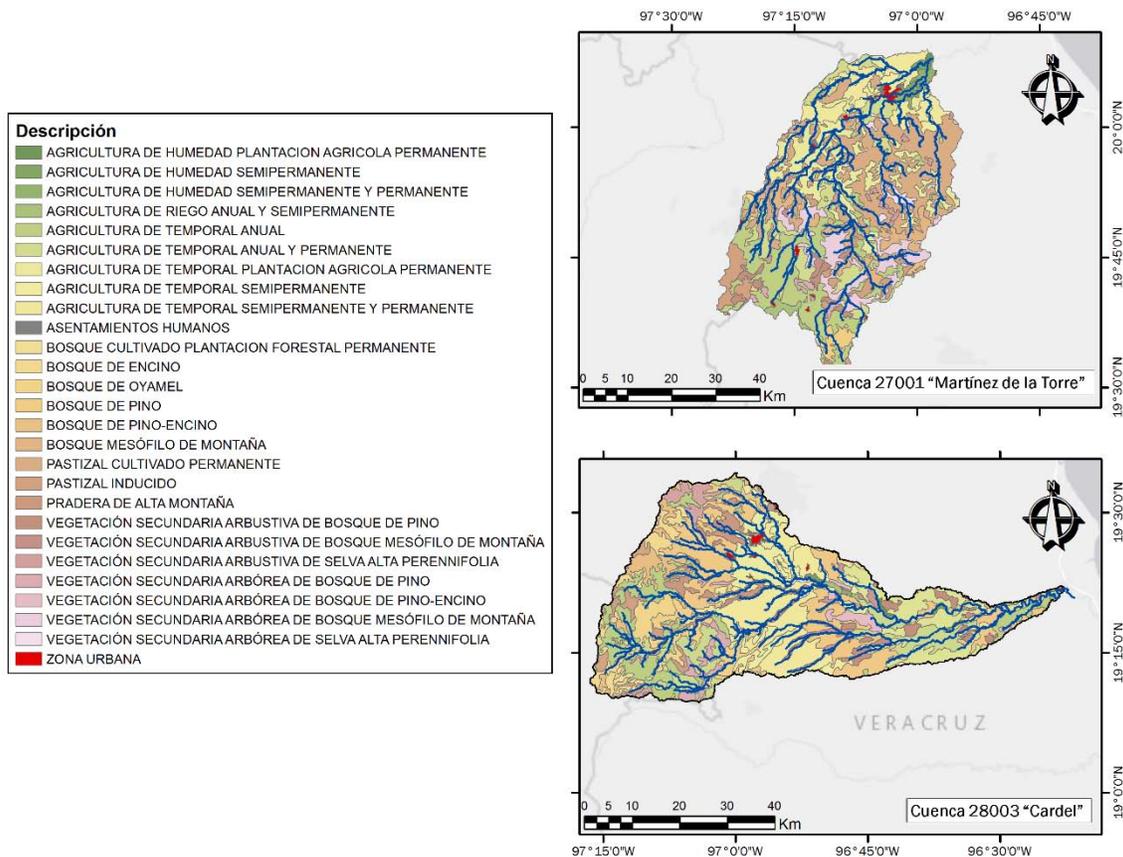


Figura 3-6. Uso de suelo y vegetación de las cuencas “Martínez de la Torre” (superior) y “Cardel” (inferior).

Finalmente, dentro de la cuenca “Cardel”, la agricultura de temporal ocupa la mayor parte de su superficie (42%), mientras que el área de pastizales representan el 20%, un 10% está cubierto por bosque mesófilo de montaña, y los bosque de pino, encino y mixto comprenden poco más del 10% (Figura 3-6 panel inferior).

– Edafología

En la Figura 3-7 se muestran los diferentes tipos de suelos que se encuentran en cada una de las cuencas de estudio.

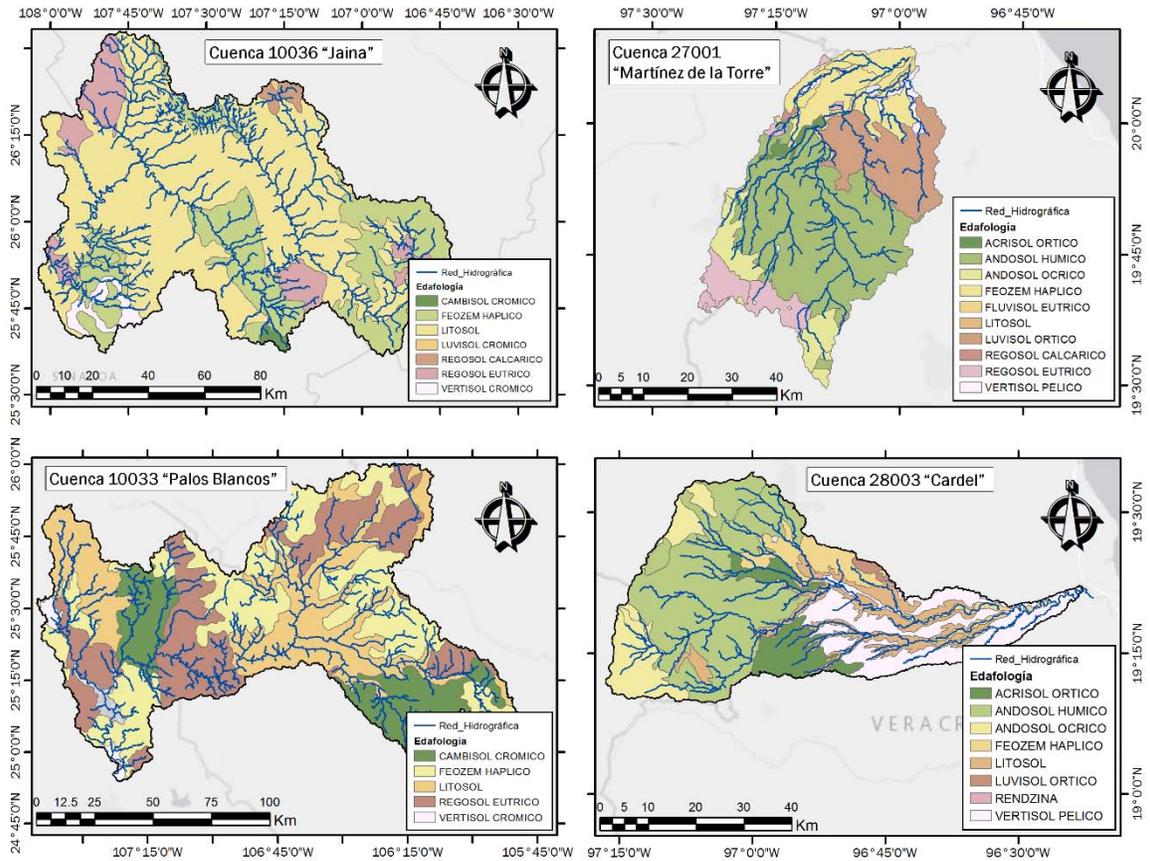


Figura 3-7. Edafología de las zonas de estudio

En las cuencas al norte de México (“Jaina” y “Palos Blancos”) se tienen suelos del tipo cambisol, regosol, vertisol crómico, sin embargo gran parte del territorio de ambas cuencas se componen principalmente por suelos del tipo litosol y feozem háplico.

- El suelo del tipo **regosol** es procedente de materiales no consolidados, con una susceptibilidad a la erosión de moderada a alta; poseen muy poco carbono orgánico y no tiene propiedades sálicas. Estos suelos presentan una coloración clara, en lo general una textura gruesa, una alta permeabilidad rápida y un drenaje lento; lo que representa un limitante para el aprovechamiento agropecuario
- El suelo **Feozem Háplico** se forma a partir de rocas sedimentarias e ígneas, la profundidad del manto freático es bastante somera, del orden de 1.5 a 2 metros o más en las áreas alejadas del litoral encontrándose a nivel superficial cerca de la costa. Su drenaje superficial es lento.

- El **Vertisol Crómico** se caracteriza por las grietas anchas y profundas que aparecen en la época de sequía, presentando un color pardo o rojizo, son muy duros cuando están secos y muy plásticos cuando están húmedos; su drenaje interno es bueno y su permeabilidad es moderada.
- **Litosol**, es uno de los tipos de suelo más abundantes en el país, una característica principal de este suelo es un espesor menor a los 10 cm, limitada por la presencia de roca. Es un suelo rico en nutrientes por lo que presenta diversos tipos de vegetación, desde bosques y selvas, pastizales y es adecuado para la agricultura.

Las cuencas ubicadas en el estado de Veracruz poseen una composición similar en los tipos de suelo. La cuenca del río La Antigua (Figura 3-7 panel inferior derecho) se distingue por tener varios tipos de suelo (feozem, vertisol, rendzina y luvisol), lo que se debe principalmente a la gran variabilidad del clima. En la cuenca del río Nautla (Figura 3-7 panel superior derecho) predominan los suelos del tipo acrisol, feozem haplico y luviosol. En ambas cuencas el suelo predominante es del tipo andosol y litosol. A continuación, se definen algunos tipos de suelo característicos de esta región:

- **Acrisol**, es un tipo de suelo que presenta características geoquímicas ácidas, y se encuentra en zonas tropicales o templadas muy lluviosas. Sobre este suelo se desarrolla la vegetación de selva o bosque. Este suelo se distingue por tener una acumulación de arcillas, lo cual ocasiona que los cultivos tengan rendimientos muy bajos. Este tipo de suelos es moderadamente susceptible a la erosión.
- **Andosol**, son suelos de origen volcánico, constituidos principalmente por ceniza, son de color oscuro y tienen una alta capacidad de retención de humedad. En condiciones naturales presentan vegetación de bosque o selva. Tienen generalmente bajos rendimientos agrícolas debido a que retienen considerablemente el fósforo y éste no puede ser absorbido por las plantas.
- **Luvisol**: Son suelos con mucha arcilla acumulada en el subsuelo y fértiles en general, su coloración es pardo oscuro a rojizo cuando está húmedo. Contiene un horizonte B argílico, es ligeramente ácido, pobre en materia orgánica y potencialmente rico en minerales.

3.2.2. Clima

La climatología de las zonas de estudio es muy variada, debido a su ubicación geográfica, cada una de las cuencas posee patrones específicos de precipitación, temperatura y escurrimiento, las cuales nos ayudan a conocer las condiciones de clima a lo largo del año.

De acuerdo con los registros climatológicos de las estaciones consideradas en cada una de las regiones de estudio, se obtuvo la climatología promedio de cada una de las cuencas. Para la cuenca “Palos Blancos”, se consideró el periodo de 1948 a 1987 (40 años de registro) mientras que en el caso de la cuenca “Jainas” se consideró un periodo de 29 años (1970-1998). En cuanto a las cuencas ubicadas en el estado de Veracruz, en ambas cuencas se consideró un periodo común de 36 años, que comprende los años 1961 hasta 1997.

En la Figura 3-8 muestra la climatología promedio de la cuenca del río Humaya (10033 “Palos Blancos”), se describen las principales variables que rigen el ciclo hidrológico, como son la temperatura, la precipitación, la evaporación y el escurrimiento.

La temperatura media anual para esta cuenca es de 26 °C, sin embargo, alcanza temperaturas máximas superiores a los 35 °C. Estas temperaturas se registran principalmente en los meses de mayo y junio, aunque también se pueden presentar temperaturas inferiores a los 15 °C durante los meses de diciembre, enero, febrero y marzo (Figura 3-8 izquierda). La evaporación posee valores altos, pues durante todo el año el valor de la evaporación media mensual es superior a los 100 mm, los meses con mayor evaporación son los de mayo y junio, los cuales corresponden a los meses de mayor temperatura.

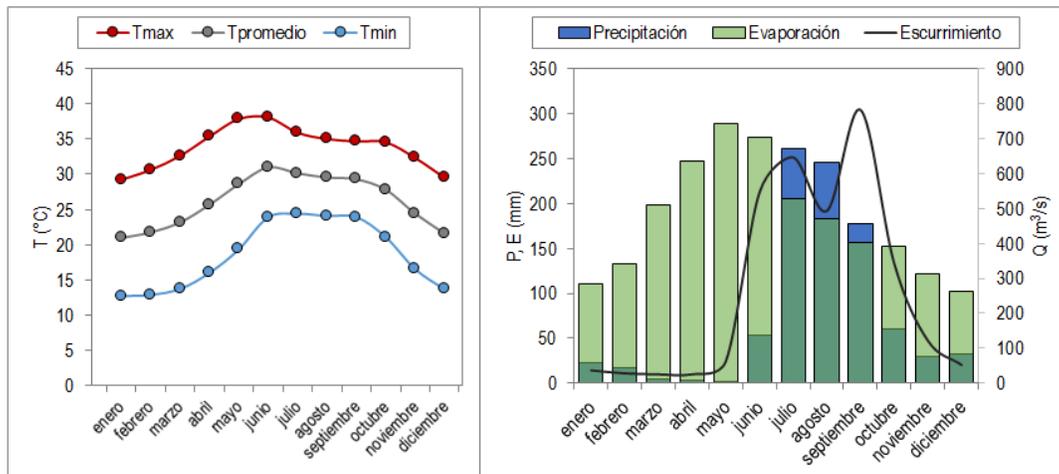


Figura 3-8. Climatología de la cuenca del río Humaya, “Palos Blancos”

Esta región presenta un marcado régimen de precipitación, durante los meses de julio, agosto y septiembre, se registra más del 50% de la precipitación total, mientras que los meses con menor precipitación son marzo, abril y mayo. El escurrimiento al igual que la precipitación presenta un régimen definido, los meses en los que se registra el mayor escurrimiento son de julio a octubre y los meses en que el escurrimiento registra sus valores más bajos son de enero a abril (Figura 3-8 derecha).

La cuenca del río Sinaloa (“Jaina”) presenta una temperatura media anual de 24.5 °C, con temperaturas máximas cercanas a los 40 °C, las cuales se registran en el mes de junio, y mínimas inferiores a los 10 °C durante los meses de diciembre, enero y febrero (Figura 3-9 izquierda). Esta cuenca presenta valores de evaporación similares a los registrados en la cuenca “Palos Blancos”, con valores máximos durante los meses de mayo y junio, y valores mínimos cercanos a los 100 mm/mes durante los meses de diciembre y enero.

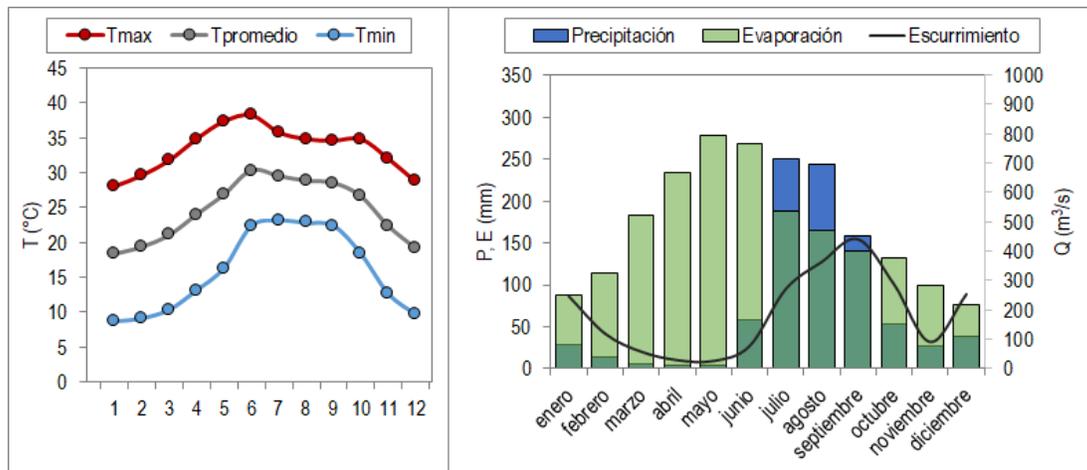


Figura 3-9. Climatología de la cuenca del río Sinaloa, “Jaina”

Esta cuenca presenta un bien definido régimen de precipitación, pues durante los meses de julio, agosto y septiembre se registra más del 70% de la precipitación total, mientras que los meses con menor precipitación son febrero, marzo, abril y mayo. Sin embargo, se presentan dos temporadas de escurrimiento, una durante los meses de julio a octubre, y una segunda temporada durante los meses de diciembre, enero y febrero. La temporada de secas se presenta durante los meses de marzo a junio (Figura 3-9 derecha).

La climatología promedio de la cuenca del río Nautla, “Martínez de la Torre”, se muestra en la Figura 3-10, la temperatura promedio de esta cuenca es de 24 °C, registrando temperaturas máximas superiores a los 30 °C durante los meses de abril a octubre y mínimas por debajo de 15 °C durante los meses de diciembre, enero y febrero (Figura 3-10, izquierda). La evaporación no presenta una variación tan abrupta en comparación con las cuencas anteriores, pues los valores oscilan entre los 50 y 150 mm/mes, reportando los valores máximos en los meses de julio y agosto.

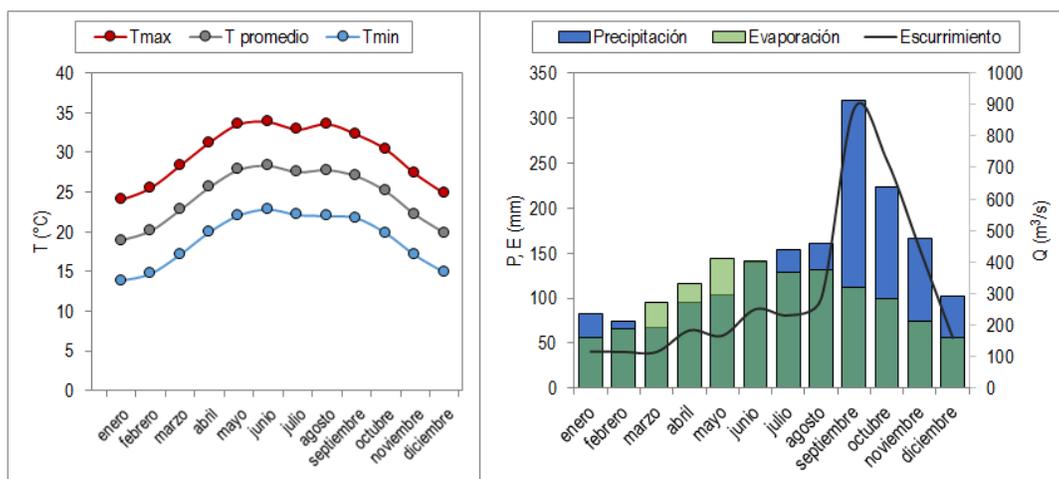


Figura 3-10. Climatología de la cuenca del río Nautla, “Martínez de la Torre”

El régimen de precipitación presenta un comportamiento bastante similar, el mes con menor precipitación registrada es marzo (67 mm) y el mes con mayor precipitación es septiembre con poco más de 300 mm.

El escurrimiento en esta cuenca es considerable pues durante todo el año el escurrimiento siempre es superior a 100 m³/s y los meses con mayor precipitación son septiembre y octubre con valores superiores a los 700 mm (Figura 3-10, derecha).

En la Figura 3-11, se presentan los valores promedio de las principales variables del clima de la cuenca del río La Antigua. En esta cuenca la temperatura muestra una variación menos marcada, la temperatura promedio de 25.5 °C y temperaturas mínimas y máximas de 20.5 °C y 30.5 °C, respectivamente. Los meses con menor temperatura son: diciembre, enero y febrero, con temperaturas cercanas a los 15 °C mientras que temperaturas superiores a los 30 °C se registran durante los meses de abril a octubre (Figura 3-11, izquierda). La evaporación muestra un comportamiento similar a la temperatura, ya que no presenta variaciones considerables, y oscila entre los 100 y 150 mm/mes.

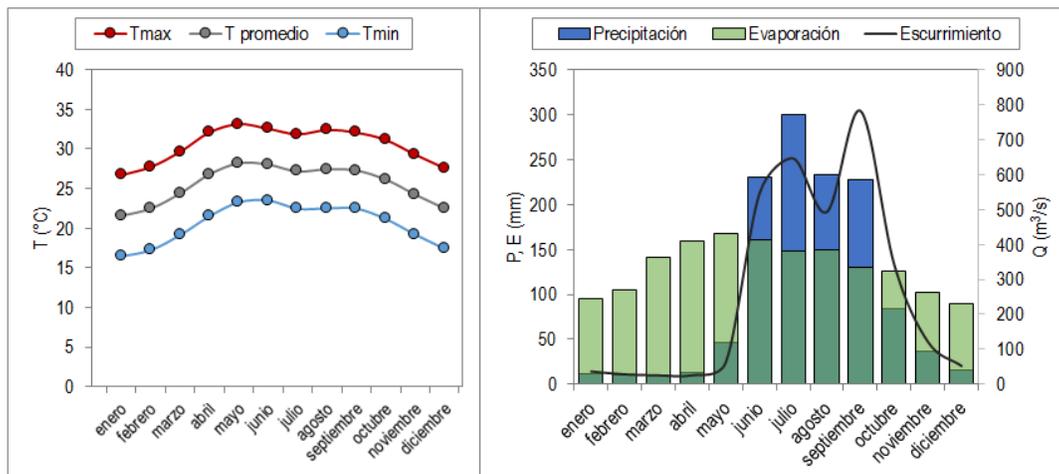


Figura 3-11. Climatología de la cuenca del río La Antigua, “Cardel”

Los patrones de precipitación muestran un comportamiento bien definido, ya que durante los meses de junio a septiembre se presenta poco más del 80% de la precipitación total mientras que desde diciembre a mayo solo se presenta el 8% de la precipitación. El escurrimiento al igual que la precipitación muestra un régimen bastante marcado (Figura 3-11, derecha).

– Clasificación del tipo de clima

En la Figura 3-12 se muestra, de acuerdo con la clasificación de climas de Köppen modificada, los tipos de climas predominantes en las cuencas analizadas, los cuales se describen con mayor detalle en la Tabla 3-1.

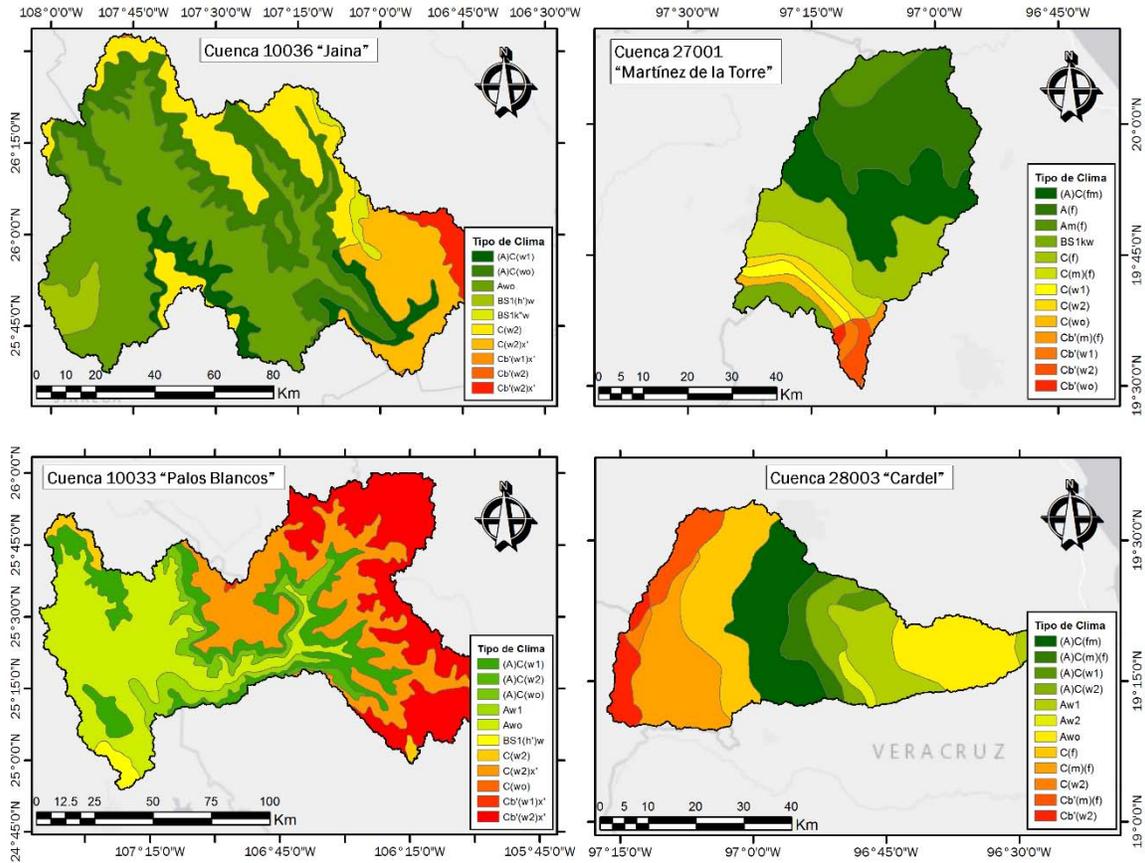


Figura 3-12. Tipos de climas dominantes en las respectivas regiones hidrográficas.

Tabla 3-1. Características de los tipos de clima presentes en las cuencas analizadas.

Tipo de Clima	Descripción de Temperatura
(A)C(fm)	Semicálido húmedo del grupo C, temperatura media anual mayor de 18 °C, temperatura del mes más frío menor de 18 °C, temperatura del mes más caliente mayor de 22 °C.
(A)C(m)(f)	Semicálido húmedo del grupo C, temperatura media anual mayor de 18 °C, temperatura del mes más frío menor de 18 °C, temperatura del mes más caliente mayor de 22 °C.
(A)C(w1)	Semicálido subhúmedo del grupo C, temperatura media anual mayor de 18 °C, temperatura del mes más frío menor de 18 °C, temperatura del mes más caliente mayor de 22 °C.
(A)C(w2)	Semicálido subhúmedo del grupo C, temperatura media anual mayor de 18 °C, temperatura del mes más frío menor de 18 °C, temperatura del mes más caliente mayor de 22 °C.
(A)C(wo)	Semicálido subhúmedo del grupo C, temperatura media anual mayor de 18 °C, temperatura del mes más frío menor de 18 °C, temperatura del mes más caliente mayor de 22 °C.
A(f)	Cálido húmedo, temperatura media anual mayor de 22 °C y temperatura del mes más frío mayor de 18 °C.
Am(f)	Cálido húmedo, temperatura media anual mayor de 22 °C y temperatura del mes más frío mayor de 18 °C.
Aw1	Cálido subhúmedo, temperatura media anual mayor de 22 °C y temperatura del mes más frío mayor de 18 °C.
Aw2	Cálido subhúmedo, temperatura media anual mayor de 22 °C y temperatura del mes más frío mayor de 18 °C.
Awo	Cálido subhúmedo, temperatura media anual mayor de 22 °C y temperatura del mes más frío mayor de 18 °C.
BS1(h')w	Semiárido cálido, temperatura media anual mayor de 22 °C, temperatura del mes más frío mayor de 18 °C.
BS1k ^{'''} w	Semiárido, semifrío temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C, temperatura del mes más caliente menor de 22 °C.
BS1kw	Semiárido, templado, temperatura media anual entre 12 °C y 18 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C, temperatura del mes más caliente menor de 22 °C.
C(f)	Templado, húmedo, temperatura media anual entre 12 °C y 18 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C y temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
C(m)(f)	Templado, húmedo, temperatura media anual entre 12 °C y 18 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C y temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
C(w1)	Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12 °C y 18 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C y temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
C(w2)	Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12 °C y 18 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C y temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
C(w2)x'	Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12 °C y 18 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C y temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
C(wo)	Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12 °C y 18 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C y temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
Cb'(m)(f)	Semifrío, húmedo con verano fresco largo, temperatura media anual entre 5 °C y 12 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C, temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
Cb'(w1)	Semifrío, subhúmedo con verano fresco largo, temperatura media anual entre 5 °C y 12 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C, temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
Cb'(w1)x'	Semifrío, subhúmedo con verano fresco largo, temperatura media anual entre 5 °C y 12 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C, temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
Cb'(w2)	Semifrío, subhúmedo con verano fresco largo, temperatura media anual entre 5 °C y 12 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C, temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
Cb'(w2)x'	Semifrío, subhúmedo con verano fresco largo, temperatura media anual entre 5 °C y 12 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C, temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.
Cb'(wo)	Semifrío, subhúmedo con verano fresco largo, temperatura media anual entre 5 °C y 12 °C, temperatura del mes más frío entre -3 °C y 18 °C, temperatura del mes más caliente bajo 22 °C.

3.2.3. Recursos hídricos, usos del agua e infraestructura

Cuenca del río Sinaloa, “Jaina”

La corriente superficial de mayor importancia es el río Sinaloa, que tiene su origen en la Sierra Madre Occidental, al sur del estado de Chihuahua, Durante su recorrido recibe varios tributarios, entre estos los arroyos Los Molinos y San José de Gracia hasta desembocar en la presa Bacurato.

La presa Lic. Gustavo Díaz Ordaz “Bacurato” se construyó para el aprovechamiento del río Sinaloa, mediante el riego de cultivos agrícolas y la generación de energía eléctrica, así como disminuir el riesgo de inundaciones en los poblados aledaños (Romero-Beltrán, 2013). La presa fue construida entre 1982 y 1986, y se encuentra ubicada en las cercanías de Bacurato, poblado perteneciente al municipio de Sinaloa de Leyva.

La superficie del embalse lleno en su totalidad es de 14,164 ha y al nivel más bajo de 11,331 ha; cuenta con una capacidad total de almacenamiento de 2,900 Mm³ de agua, de los cuales 190 Mm³ son para depósito de azolves, 1,610 Mm³ son destinados al riego y a la generación de energía eléctrica y para el control de avenidas se utilizan 1,100 Mm³. Los principales beneficios son el riego con 112,000 ha y la generación media anual de 247 millones de kWh (Romero-Beltrán, 2013).

Cuenca del río Humaya, “Palos Blancos”

El río Humaya tiene su nacimiento en la sierra del Mineral de las Palmas, en el estado de Durango y posee una longitud de 280 Km. El río atraviesa los poblados de Palos Blancos, Agua Caliente, Varejonal y Tepuche, y finalmente el río Tamazula frente a la ciudad de Culiacán, donde cambia de nombre a río Culiacán, el cual descarga a la vertiente del Océano Pacífico.

En esta cuenca se construyó la presa Adolfo López Mateos, conocida como “Humaya” ubicada sobre el cauce del río Humaya, cercano al municipio de Badiraguato. La presa se terminó de construir en el año de 1964. Posee un embalse aproximado de 3,087 Mm³ de agua, que se distribuye a razón de 135 Mm³ para depósito de azolves, 2,302 Mm³ para riego y generación de energía y 650 Mm³ para control de avenidas. Aguas abajo de la presa se ubica el Distrito de Riego Número 10 “Culiacan-Humaya” el cual depende de las aportaciones de dicha presa.

Cuenca del río Nautla, “Martínez de la Torre”

El río Nautla nace en la Sierra Madre Oriental, a una altitud de 4,150 m.s.n.m. Al inicio se le conoce con el nombre de arroyo Borregos, y aguas abajo recibe por su margen derecha la aportación del arroyo Las Ánimas. Posteriormente, en la confluencia del arroyo Borregos y el arroyo El Suspiro se localiza la planta hidroeléctrica Las Minas. A esta planta le llegan las aguas que son captadas por pequeñas presas derivadoras situadas en los arroyos Tenexpanoya, el Sauce, El Suspiro, Las Ánimas, Borregos y el río Puerco, los cuales están interconectados por un canal (Pereyra Díaz, Pérez Sesma, & Salas Ortega, 2010). A partir de este tramo, la corriente principal toma el nombre de río Bobos, recibiendo por su margen derecha aportaciones de los arroyos Xoxotla y Tepanapa. A partir de la confluencia del arroyo Colorado y el río Chapalapa con el río Bobos, éste cambia su nombre por el de río Nautla, el cual escurre a través de una zona

de meandros, pasa cerca del poblado de Nautla y se desvía hacia el norte, para desembocar finalmente al Golfo de México.

En la Tabla 3-2 y de acuerdo con datos del INEGI, se reportan el número de habitantes en el municipio de Martínez de la Torre, el municipio más poblado de la cuenca.

Tabla 3-2. Población del municipio de Martínez de la Torre, Veracruz. (Fuente: INEGI)

Año	Población
1970	64,180
1980	93,796
1990	103,089
1995	113,560

De acuerdo con la tabla anterior, se puede notar que en 1980 la población de dicho municipio creció considerablemente (aproximadamente el 50%) tan solo en esa década, aunque desde 1950 la población ha aumentado considerablemente.

Cuenca del río La Antigua, “Cardel”

El río La Antigua nace en la Sierra Madre Oriental, con el nombre de río Resumidero, a una altitud de 3,350 m, al oriente de la población González Ortega del estado de Puebla. Fluye hacia el sureste en terreno montañoso y cambia su nombre a río Los Pescados. Sigue su curso hacia el sureste y aguas abajo de los límites de los estados de Puebla y Veracruz recibe por la margen izquierda al río Cozolapa. En esta confluencia, el colector general cambia su nombre a río La Antigua; sigue su curso pasando por el poblado de Jalcomulco, Veracruz, y 4.5 km aguas abajo por su margen izquierda vierte el arroyo Tlacoyonca para finalmente desembocar al Golfo de México (Pereyra Díaz et al., 2010).

En las márgenes del río La Antigua se sitúa el distrito de riego 035 que lleva el mismo nombre, y que tiene una superficie de 14,000 hectáreas distribuidas en los municipios de La Antigua, Úrsulo Galván, Puente Nacional, Manlio Favio Altamirano y Paso de Ovejas. El aprovechamiento se realiza a través de un canal de derivación que transporta 14 m³/s, y un dren que tiene una capacidad de 8 m³/s.

4. Metodologías

En este capítulo se describirán de manera detallada las metodologías empleadas en este trabajo, así como de las principales consideraciones para su aplicación.

4.1. Enfoque basado en la modelación y observación

Este enfoque propuesto por (Van Loon & Van Lanen, 2013) permite realizar una comparación entre las condiciones hidrológicas que se hubieran presentado de no haber existido alguna modificación (condición natural), con la ayuda de un modelo hidrológico, y las condiciones en las cuales el régimen hidrológico se alteró debido a alguna actividad antrópica (condición antropogénica) (ver Figura 4-1). Por lo que para la aplicación de este enfoque es necesario tener como primer requisito dos periodos de referencia, un *periodo natural*, antes de que la cuenca sufriera alguna alteración, y un *periodo antropogénico*, periodo en el cual se observan los efectos de la influencia de las actividades humanas.

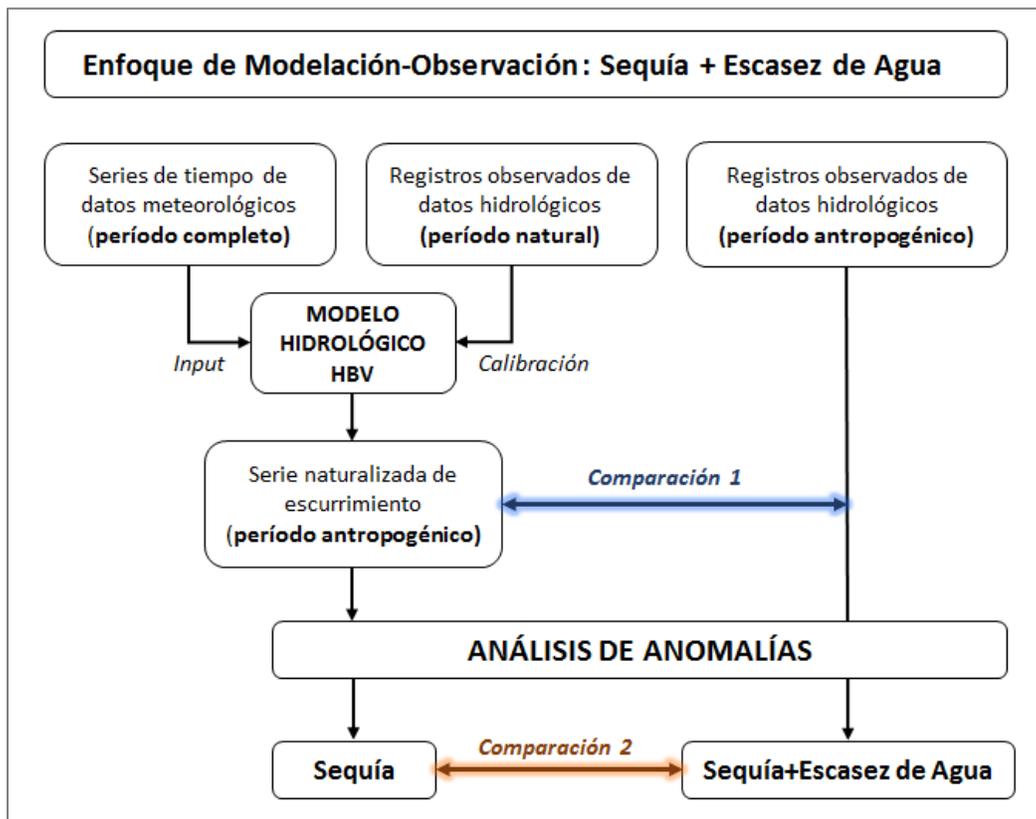


Figura 4-1. Esquema del enfoque de Observación-Modelación (Van Loon & Van Lanen, 2013)

Este enfoque básicamente consta de dos etapas (ver Figura 4-1), la primera de ellas, “comparación 1”, en la cual, a través de un modelo hidrológico se busca recrear las condiciones del régimen natural que se habrían presentado sin la influencia de actividades humanas en el periodo antropogénico, con el propósito de estimar las diferencias entre la serie de tiempo “naturalizada” y la serie observada.

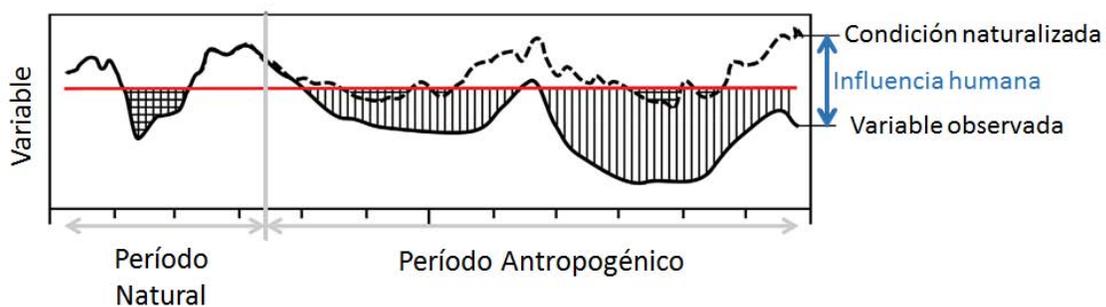


Figura 4-2. Representación de las condiciones naturales y la influencia humana en el déficit hidrológico. Fuente: (A. F. Van Loon & Van Lanen, 2013)

En la Figura 4-2, muestra un esquema representativo de esta primera etapa, en la cual la línea continua representa la serie de tiempo observada, la línea discontinua representa los resultados

del modelo hidrológico y la línea roja indica un valor umbral, por lo que los valores inferiores a este indican eventos de déficit.

Una vez que se ha realizado una comparación visual a través de este primer proceso, la segunda etapa consiste en determinar que fracción de sequía y de escasez de agua corresponde a cada evento, para lo cual se realiza un análisis de anomalías para ambas series de tiempo, en la sección Análisis de anomalías se describe con mayor detalle este procedimiento.

Una vez realizado el análisis de anomalías se pueden obtener las características principales de los eventos de déficit, de tal forma que, con la “comparación 2” (Figura 4-1) las anomalías serán clasificadas y separadas en sequía o escasez de agua, respectivamente.

Es importante tener en consideración que, el umbral fue calculado utilizando únicamente el periodo natural, para cada caso de estudio; es decir, el periodo en el cual la región aún no había sufrido alguna alteración antrópica (por ejemplo, antes de la construcción de una presa). Esto con la finalidad de tener un umbral que represente de manera más cercana las condiciones naturales de la cuenca.

4.2. Enfoque de Cuencas Pares

La metodología de análisis hidrológico basada en cuencas pares, toma en consideración la comparación de dos cuencas con respuestas hidrológicas similares, por lo general cuencas aledañas con un orden de corriente de primer grado y dentro de una cuenca de mayor área (Zégre, et. al., 2010). La principal característica de este enfoque es que una cuenca está sujeta a alguna perturbación (impacto de las actividades humanas) considerable, mientras que la otra se considera como una cuenca de referencia, es decir, no ha sufrido alguna perturbación importante y se han mantenido sus condiciones naturales.

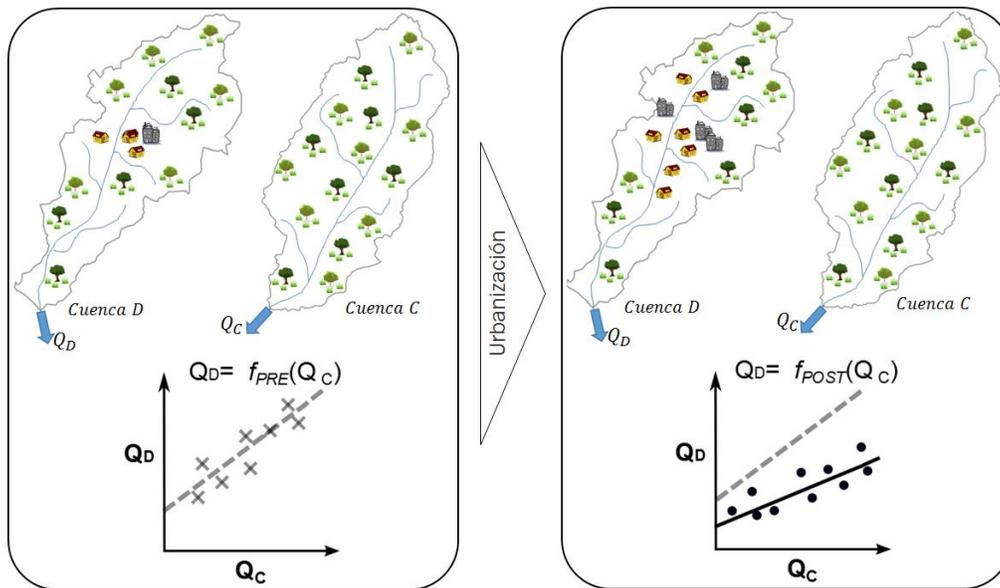


Figura 4-3. Comparación de una cuenca en la cual ha aumentado la urbanización (Cuenca D) y otra que no ha presentado alteraciones antrópicas (Cuenca C) así como los cambios en la respuesta hidrológica.

La comparación entre estas cuencas es útil para hacer una evaluación del impacto probable de las perturbaciones antropogénicas por separado y de manera conjunta. Con este enfoque se puede determinar la magnitud del impacto causado por algún factor antropogénico. Es así que, la cuenca con influencia humana se compara con la cuenca natural, para detectar los efectos de la perturbación en la cuenca (Bosch & Hewlett, 1982; Brown et al., 2005)

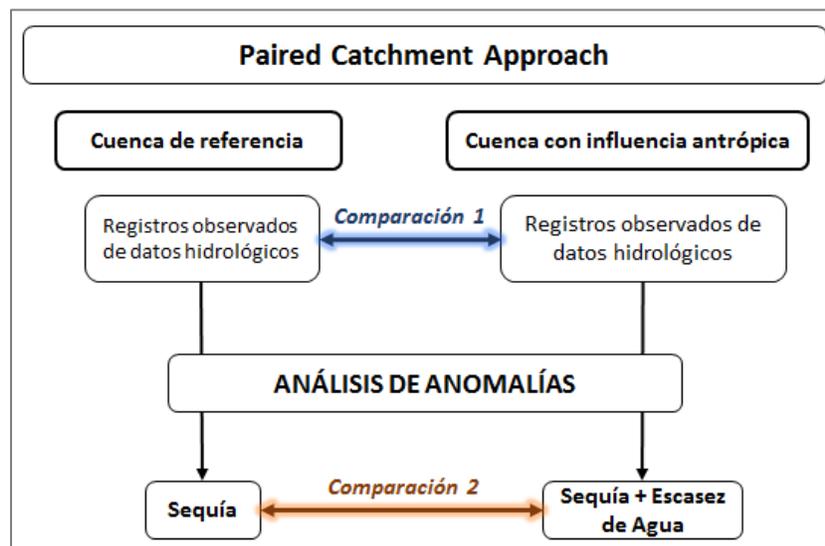


Figura 4-4. Metodología basada en las cuencas pares. Basado en (Van Loon & Van Lanen, 2013)

Los datos de precipitación (P) se usaron para estandarizar los datos de descarga (Q) para compensar las diferencias entre ambas cuencas. De acuerdo con (Zégre et al., 2010) la cuenca

de control sirve como un estándar climático y a las cuencas con alguna alteración se les debe aplicar una corrección debido a las influencias meteorológicas. Para estandarizar el escurrimiento de la cuenca con influencia antrópica se utiliza la ecuación 4-1

$$Q_{estandar} = Q_{obs} \frac{P_{nat}}{P_{ant}} \tag{4-1}$$

Donde Q_{obs} es el escurrimiento original (observado), P_{nat} es la precipitación media anual en la cuenca de control, P_{ant} , es la precipitación media anual de la cuenca que ha sufrido alguna alteración, y $Q_{estandar}$ es la serie de escurrimiento corregida para esa misma cuenca.

La corrección de la serie de tiempo ayuda a excluir las diferencias de precipitación en las cuencas, de tal forma que la influencia humana se ve aún más limitada, por lo que esto debe permitir una mejor comprensión de dicha alteración. Esto permite usar los umbrales de las cuencas naturales para el cálculo de anomalías de las cuencas perturbadas.

Es este trabajo, el análisis de anomalías toma en consideración la definición de un umbral variable el cual se define a partir de la serie de tiempo de escurrimiento de la cuenca de referencia. Dicha cuenca conserva sus condiciones naturales (Cuenca C en la Figura 4-3), de tal forma que, este umbral se aplica a la cuenca con influencia antrópica (Cuenca D, Figura 4-3), de manera que los valores que se ubiquen por debajo de este umbral se consideran como eventos de déficit.

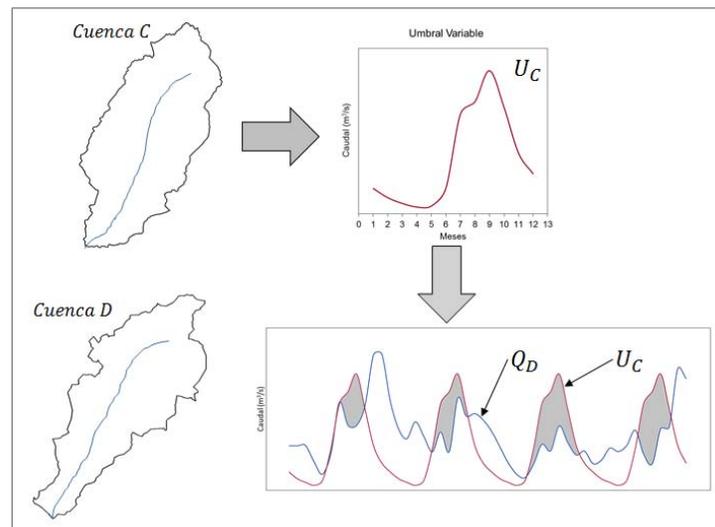


Figura 4-5. Ejemplo de aplicación del umbral obtenido de una cuenca natural (U_C) y el cual es aplicado posteriormente a una cuenca con influencia antrópica (Q_D).

4.3. Modelación hidrológica

La utilización de un modelo hidrológico depende en gran medida de las características de la zona de estudio, y de la información existente. De acuerdo con (Tallaksen & Van Lanen, 2004)

se recurre a un modelo hidrológico cuando no se cuenta con información suficiente de información hidrométrica o de las variables relacionadas al análisis, o cuando la calidad de los datos es baja.

Existen diversos enfoques desde los cuales se pueden clasificar los modelos hidrológicos, los cuales van desde modelos estadísticos, modelos conceptuales, hasta complejos modelos físicamente basados (Beven, 2012). El propósito original de los modelos hidrológicos es simular el rango completo de un registro hidrométrico largo, sin embargo, la aplicación de la mayoría de estos modelos para caudales bajos (situaciones relacionadas con la sequía) ha sido relativamente limitada (Engeland et al., 2006; Smakhtin, 2001; Staudinger et al., 2011).

4.3.1. Modelo HBV

En este estudio se utilizó el modelo hidrológico Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning (HBV, por sus siglas en sueco), en la versión *HBV-light* (Seibert, 1997, 2005), el cual es un modelo conceptual semi-distribuido que simula el escurrimiento diario (o a una escala de tiempo mayor), usando series temporales de precipitación, temperatura y evaporación potencial. El modelo utiliza la ecuación general del balance hidrológico en una cuenca, el cual esta descrito a través de la siguiente ecuación:

$$P - E - Q = \frac{d}{dt} [SP + SM + UZ + LZ + WS] \quad (4-2)$$

Donde:

P , precipitación, en mm

E , evapotranspiración, en mm

Q , escurrimiento, en mm

SP , derretimiento de nieve, en mm

SM , humedad del suelo, en mm

UZ , límite superior del almacenamiento de agua subterránea, en mm

LZ , límite inferior del almacenamiento de agua subterránea, en mm

WS , el almacenamiento en lagos y cuerpos de agua superficiales, en mm

El modelo HBV, consta de cuatro rutinas (Figura 4-6): 1) rutina de precipitación/nieve; esto es, una rutina que contempla la aportación al escurrimiento debido al derretimiento de nieve, 2) rutina de humedad del suelo en la cual se simula la recarga de agua subterránea como función del almacenamiento hidrológico, 3) rutina de respuesta en la cual se transforma el exceso de agua en el suelo en escurrimiento, y finalmente 4) rutina de transformación, en esta última etapa se busca obtener el hidrograma a través de la acumulación y el tránsito del escurrimiento.

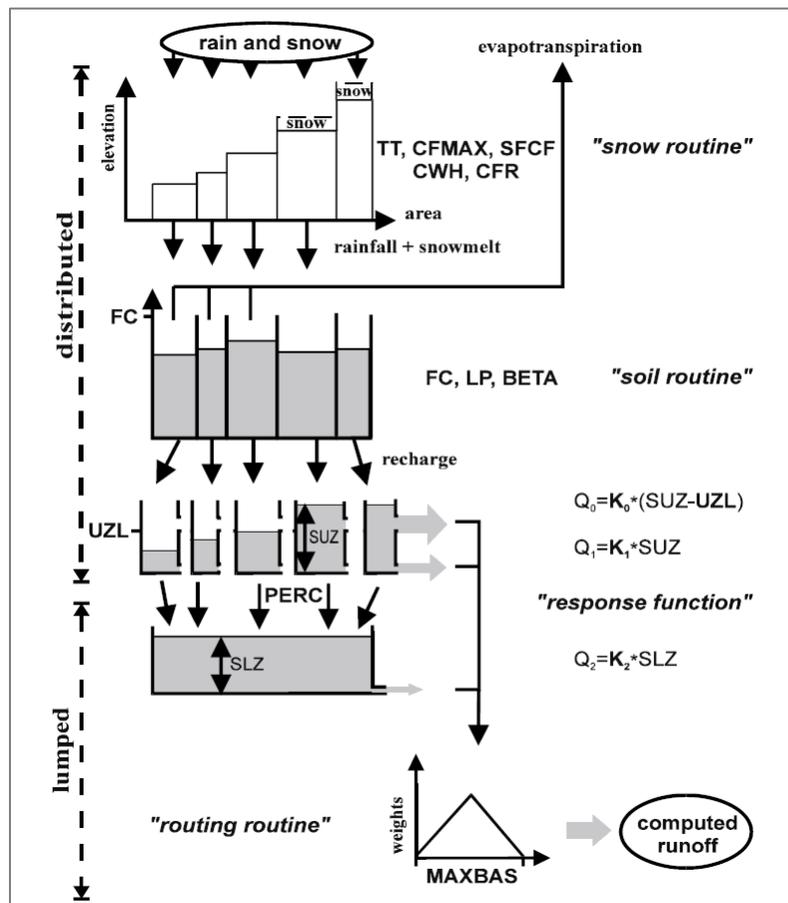


Figura 4-6. Estructura del modelo HBV. Fuente: (Seibert, 2000)

En la Tabla 4-1, se muestra un resumen de los principales parámetros del modelo utilizados en las diferentes rutinas.

Tabla 4-1. Descripción de los principales parámetros del modelo HBV

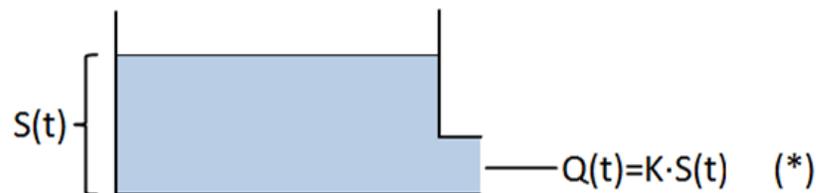
Parámetro	Descripción
Rutina de precipitación/nieve	
<i>TT</i>	Umbral de temperatura
<i>CFMAX</i>	Factor grado-día para calcular el derretimiento de nieve
<i>SFCF</i>	Factor de corrección por nevada
<i>CWH</i>	Capacidad de retención de agua durante el deshielo
<i>CFR</i>	Coefficiente de recongelación
Rutina de humedad del suelo	
<i>FC</i>	Máximo almacenamiento de agua en el suelo
<i>LP</i>	Umbral para la reducción de evaporación
<i>BETA</i>	Coefficiente de forma

Rutina de respuesta	
K_0, K_1, K_2	Coefficientes de recesión en cada almacenamiento
UZL	Umbral asociado al coeficiente K_0 y al flujo de salida
$PERC$	Máxima tasa de percolación entre los almacenamientos
$MAXBAS$	Función de ponderación triangular

La precipitación se considera nieve o lluvia dependiendo de si la temperatura se ubica por encima o por debajo de un umbral. Toda precipitación simulada como nieve, es decir, que cae cuando la temperatura es inferior al umbral determinado, se multiplica por un factor de corrección, el cual compensa errores sistemáticos. Cuando la temperatura cae por debajo del umbral, la cantidad de agua líquida que se vuelve a congelar dentro de la capa de nieve se calcula usando un coeficiente.

La rutina del suelo determina el volumen de lluvia y nieve derretida, que se almacena en el suelo o la parte que directamente recarga el acuífero. Se utiliza una relación no lineal para esta separación, que se determina a través de un coeficiente de forma y depende del contenido de humedad en el suelo y de su capacidad máxima de almacenamiento. La cantidad de evaporación real depende de un umbral de evaporación. Si la humedad del suelo excede dicho umbral, la evaporación real es igual a la potencial, de lo contrario la evaporación real se comporta como una reducción lineal de la evaporación potencial.

La rutina de respuesta consiste en almacenamientos lineales simples, como se observa en la Figura 4-7. En este modelo existen dos o tres flujos de salida de los almacenamientos subterráneos. Cada uno de los flujos depende del coeficiente de recesión (K_0, K_1, K_2) y del almacenamiento total de agua subterránea.



S= almacenamiento (mm)
 Q= flujo (mm Δt^{-1})
 t=tiempo (Δt)
 K= coeficiente de (recesión) almacenamiento (Δt^{-1})

Figura 4-7. Representación de un almacenamiento lineal simple utilizado por el modelo HBV. (Seibert, 2005)

La recarga de agua subterránea posteriormente se transforma en escurrimiento y el cual se estima como la suma de dos o tres ecuaciones de flujo lineal dependiendo del valor del umbral, P_{UZL} (Ver ecuación 4-3).

$$Q_{GW}(t) = K_2 \cdot S_{LZ} + K_1 \cdot S_{UZ} + K_0 \cdot \max(S_{UZ} - P_{UZL}, 0) \tag{4-3}$$

El flujo obtenido en la etapa anterior se transforma finalmente mediante una función de ponderación triangular definida por el parámetro P_{MAXBAS} (ecuaciones 4-4 y 4-5) y de esta forma se obtiene el escurrimiento total.

$$Q_{sim}(t) = \sum_{i=1}^{P_{MAXBAS}} c(i) * Q_{GW}(t - i + 1) \quad (4-4)$$

Donde:

$$c(i) = \int_{i-1}^i \frac{2}{P_{MAXBAS}} - \left| u - \frac{P_{MAXBAS}}{2} \right| \left(\frac{4}{P_{MAXBAS}^2} \right) du \quad (4-5)$$

La ventaja de este modelo es que es relativamente fácil de usar, y los requerimientos necesarios para realizar la simulación son pocos.

– Determinación de la eficiencia del modelo

La calibración del modelo es el proceso a través del cual se determinan los valores de los parámetros para las condiciones especificadas. Lo cual conlleva a la identificación de los parámetros que proporcionen la mejor relación entre el escurrimiento obtenido por el modelo hidrológico y el registrado por una estación de medición.

Para evaluar la seguridad predictiva de un modelo se recomienda por lo general dividir este proceso en dos etapas diferentes: la primera de calibración y una segunda etapa de verificación o validación. Para este propósito, durante la primera etapa se busca obtener los parámetros que caractericen el modelo lo mejor posible. Mientras que en la segunda etapa se realiza la verificación del modelo, esto es, una medición de la confiabilidad de la calibración. Una vez que el modelo ha sido calibrado y los parámetros verificados, se puede llevar a cabo la etapa predictiva.

Para medir la bondad de ajuste de un modelo, se utiliza uno de los criterios más empleados en la hidrología, propuesto por (Nash & Sutcliffe, 1970), el cual evalúa la relación entre el escurrimiento observado y el simulado, y el cual se denomina eficiencia del modelo (ecuación 4-6).

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs(i)} - Q_{sim(i)})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs(i)} - \overline{Q_{obs(i)}})^2} \quad (4-6)$$

El coeficiente varía en un rango de valores entre 0 y 1. Una eficiencia de 0 indica que el rendimiento del modelo es igual a la media de observación y una eficiencia de 1 representa un ajuste perfecto, donde el escurrimiento observado y el simulado para cada intervalo de tiempo son iguales.

En el caso particular del enfoque utilizado en este trabajo se utilizó una modificación a la ecuación propuesta por Nash-Sutcliffe. Para determinar la eficiencia del modelo se utilizó la versión logarítmica (ecuación 4-7), ya que esta transformación proporciona más énfasis (y por tanto asigna mayor peso) a los valores bajos (Krause & Boyle, 2005), debido a que el principal interés de este trabajo es determinar que tan bien se ajusta el modelo hidrológico durante las épocas donde el flujo es menor.

$$\ln E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln Q_{obs(i)} - \ln Q_{sim(i)})^2}{\sum_{i=1}^n (\ln Q_{obs(i)} - \overline{\ln Q_{obs}})^2} \quad (4-7)$$

Anteriormente, la única forma de calibrar un modelo hidrológico era de forma manual lo que implicaba realizar la calibración a prueba y error, sin embargo, era difícil evaluar todas las combinaciones posibles. Sin embargo, hoy en día existen diversas técnicas de calibración para los modelos hidrológicos (Gupta et al., 1998; Montanari & Toth, 2007; Sivapalan et al., 2003).

Los valores de los parámetros del modelo HBV se determinaron de manera independiente para cada cuenca, por lo que cada zona de estudio posee parámetros específicos. La calibración se centró en el algoritmo de calibración genética (Seibert, 2000). Durante esta etapa de calibración cada una de las cuencas hidrológicas se dividieron en dos periodos, uno “natural” (antes de la alteración humana) y uno “antropogénico”. El periodo natural se subdividió a su vez, en un periodo para calibración y otro para validación. Una excepción fue la cuenca 28003, la cual se consideró como una cuenca que no ha sufrido alteraciones importantes, y por lo tanto solo se contempla un periodo “natural”.

– Algoritmo de Calibración

Con el algoritmo de calibración genética, los conjuntos de parámetros optimizados se estiman por una evolución de conjuntos de parámetros mediante un proceso de selección y recombinación. Una población inicial de n conjuntos de parámetros se genera aleatoriamente en el espacio de parámetros y la bondad del ajuste de cada conjunto es evaluada por el valor de una función objetivo (Eficiencia de Nash-Sutcliffe). Dentro de esta población se produce una nueva generación de n veces combinando dos de los conjuntos de parámetros. Los dos conjuntos son elegidos al azar, pero la probabilidad de ser seleccionada está relacionada con la bondad del ajuste del conjunto de parámetros (es decir, el valor de la función objetivo) que da la mayor probabilidad a los conjuntos con un mejor ajuste (Seibert, 2000).

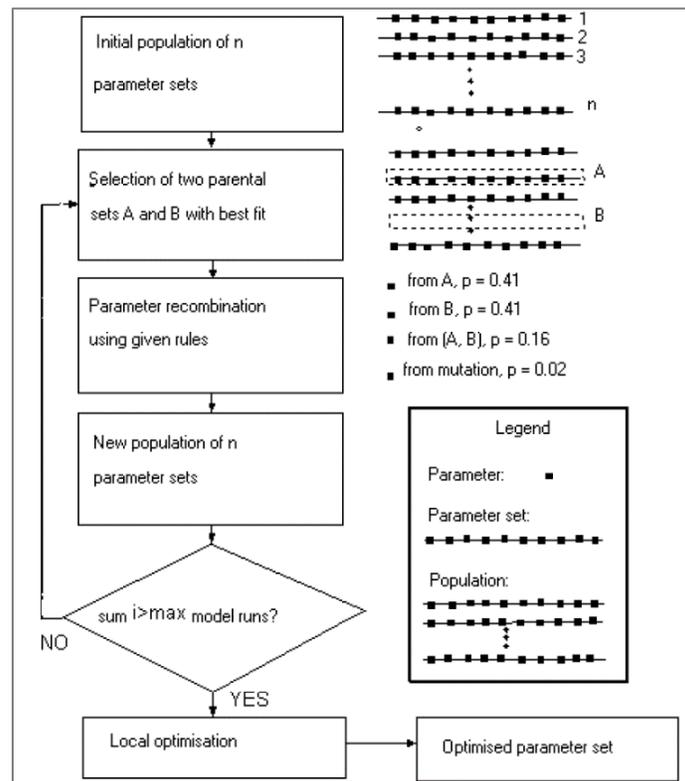


Figura 4-8 Esquema del algoritmo de calibración genética (Seibert, 2000)

Una regla dentro del algoritmo consiste en conservar los valores de la generación precedente, mientras que las otras reglas proporcionan una cantidad de búsqueda aleatoria. Un equilibrio entre estas reglas es importante para el éxito del algoritmo. Posteriormente se evalúa la bondad del ajuste de cada conjunto en la nueva población y la nueva generación sustituye a la antigua y así sucesivamente hasta obtener el conjunto de parámetros óptimo. Sin embargo, el mejor conjunto se conserva si no hay un mejor conjunto en la generación siguiente del procedimiento. Este proceso evolutivo se repetirá durante varias generaciones (hasta que se alcance el número máximo de corridas del modelo). Después de que el algoritmo genético haya terminado se aplica el método cuadráticamente convergente de Powell para el ajuste posterior (Rakovec, Van Loon, & Van Lanen, 2009).

4.4. Análisis de anomalías

Un análisis de anomalías ayuda a identificar periodos que presentan condiciones por debajo de las condiciones normales, es decir, un déficit. Debido a esto es de suma importancia la correcta selección del umbral a partir del cual se determinaran dichos periodos anómalos (Mishra & Singh, 2010).

Para el *período natural*, el análisis de anomalías de las series temporales observadas y simuladas da lugar a eventos de sequía. Por otro lado, para el período denominado como *antropogénico*, el análisis de anomalías en series temporales simuladas refleja los eventos de sequía, mientras que las anomalías en series temporales observadas nos muestran el efecto

combinado de sequía y escasez de agua, a lo que, en este trabajo se ha denominado estrés hídrico.

4.4.1. Método del umbral

El método del umbral (también conocido como el método del nivel del truncamiento) (Yevjevich, 1967) es el método cuantitativo más utilizado, el cual ayuda a definir el inicio y fin de una sequía (Tallaksen & Van Lanen, 2004). El método se basa en la definición de un umbral, Q_0 , cuando el caudal u otra variable hidrometeorológica se encuentra por debajo de éste, se considera una situación de sequía (Dracup et al, 1980).

El umbral puede ser un umbral fijo (Figura 4-9a) para todo el periodo de análisis, o un umbral variable (Figura 4-9b-c), el cual varía durante el año para cada estación, mes o día la elección del tipo de umbral que se deba emplear depende del propósito para el cual se realiza la investigación (Fleig et al., 2005).

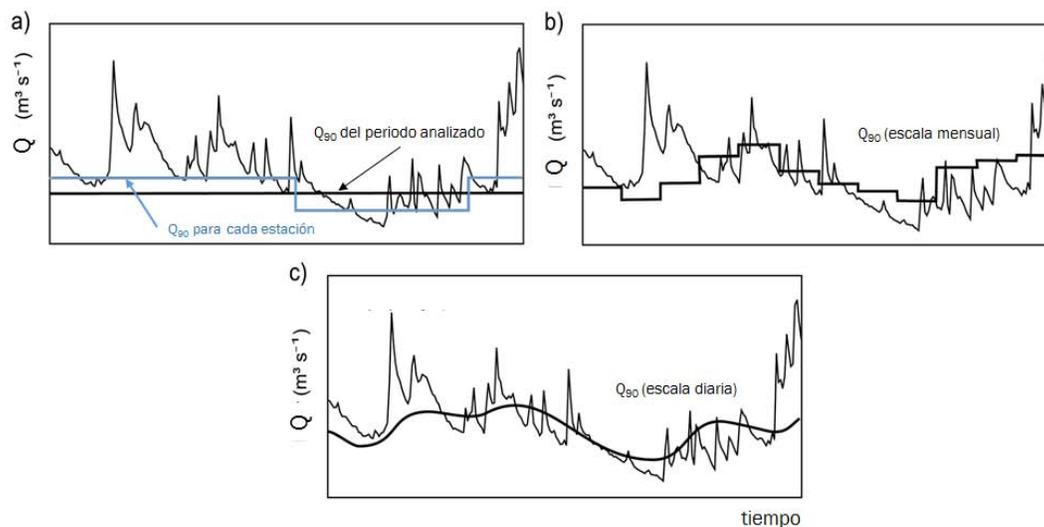


Figura 4-9. Diferentes tipos de umbrales que se pueden utilizar. a) Umbral fijo, b) umbral mensual, c) umbral diario (Tallaksen & Van Lanen, 2004)

Este método fue desarrollado para identificar anomalías en el caudal, sin embargo, puede aplicarse a cualquier variable hidrometeorológica (i.e. precipitación, contenido de agua o humedad del suelo, niveles de agua subterránea). A partir de los registros de caudal, u otras variables, se obtiene una secuencia de eventos con déficits o anomalías, considerando situaciones donde el caudal está por debajo del umbral establecido.

A partir de este método, ver Figura 4-10, se pueden determinar algunas características de un evento de sequía, tales como la duración y severidad (Fleig et al., 2005; Tallaksen et al, 1997) o como la severidad de una sequía (volumen de déficit).

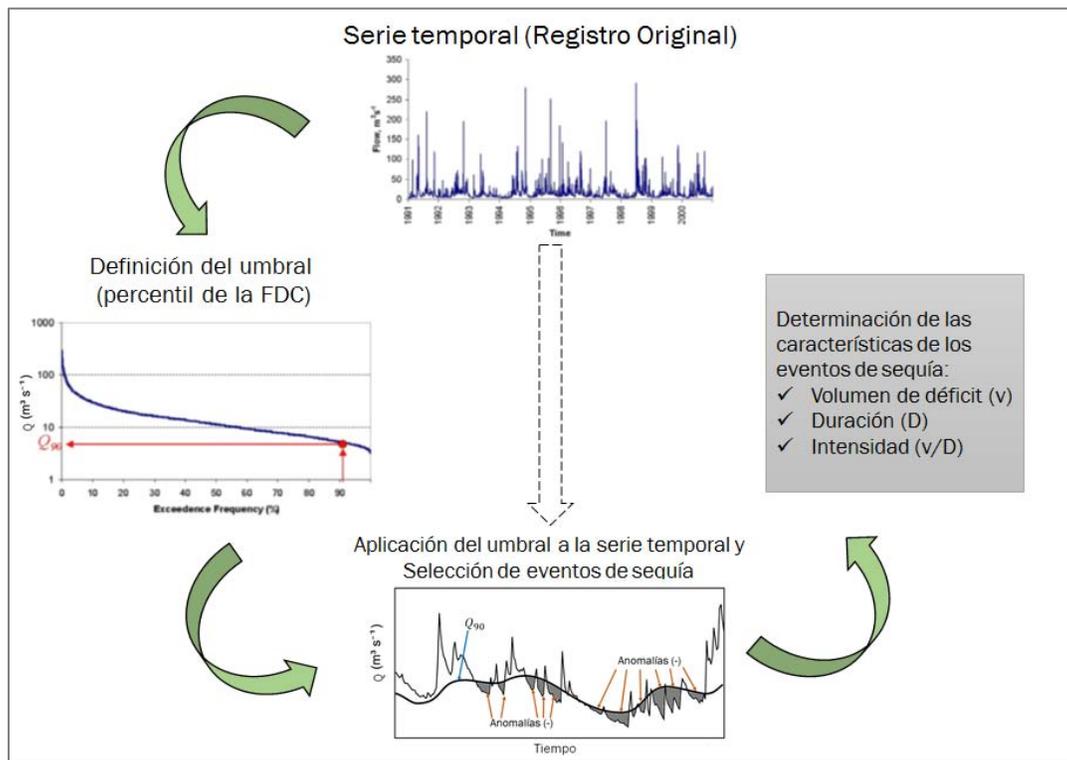


Figura 4-10. Aplicación de método del umbral.

De acuerdo con este procedimiento un evento de sequía comienza cuando la variable de interés (x) se ubica por debajo del umbral definido, el cual puede variar con el tiempo $q(t)$, y dicho evento continúa hasta que la variable rebese nuevamente el umbral. Cada evento puede ser caracterizado por su duración (Δ) y su severidad, que en este trabajo corresponde al volumen de déficit.

La duración de un evento es calculada con las ecuaciones (4-8) y (4-9):

$$\delta(t) = \begin{cases} 1 & x(t) < q(t) \\ 0 & x(t) \geq q(t) \end{cases} \quad (4-8)$$

En el cual $\delta(t)$ es un indicador binario de la ocurrencia de una situación de sequía en el tiempo; $x(t)$ es la variable hidrometeorológica en el tiempo y $q(t)$ es el umbral de la variable empleada. Por lo que $\delta(t)$ toma el valor de 1, cuando la variable está por debajo del umbral y el valor de 0 en caso contrario.

$$\Delta_i = \sum_{t=1}^T \delta(t) \cdot \Delta t \quad (4-9)$$

La duración (Δ_i) de un evento de sequía queda entonces definida a partir de la variable $\delta(t)$, desde que la variable se ubica por debajo del umbral, donde ($t = 1$) es el comienzo del evento

hasta que se rebasa nuevamente el umbral ($t = T$), que es el término del evento y Δt es la escala temporal con la cual se esté realizando el análisis.

La medida de severidad, que en este caso es el volumen de déficit (D_i), es calculado sumando las diferencias entre el caudal registrado y el umbral durante el período del evento (Fleig et al., 2005), por lo que el volumen de déficit se puede obtener utilizando las ecuaciones (4-10) y (4-11):

$$d(t) = \begin{cases} q(t) - x(t), & x(t) < q(t) \\ 0, & x(t) \geq q(t) \end{cases} \quad (4-10)$$

En la ecuación anterior, 4-10, $d(t)$ representa la diferencia entre la variable y el umbral.

$$D_i = \sum_{t=1}^T d(t) \cdot \Delta t \quad (4-11)$$

A través de esta última ecuación es como se obtiene el volumen de déficit total de un evento.

Una ventaja de aplicar un método de umbral variable es que se mantiene lo más cerca posible de la serie temporal original, es decir, no es necesario ajustar una función de distribución a los datos, lo que puede dar lugar a grandes discrepancias (Vidal et al., 2010), o utilizar cálculos complejos, que incrementan la incertidumbre. Sin embargo, una desventaja del método del umbral es que no determina un nivel de sequía, por lo que en los estudios de sequía es necesaria la estandarización de series de tiempo para evitar grandes diferencias entre los diferentes tipos de clima existentes dentro de la región de estudio y permitir la comparación (Wanders et al., 2010).

Una de las desventajas de este método, es que para regiones áridas con ríos efímeros o intermitentes, se presentan problemas en la definición del umbral (Van Loon, 2013 a). Esto se debe a que en estas zonas existen períodos largos con precipitación muy baja o inclusive nula, lo que genera que durante este periodo el flujo natural sea extremadamente bajo, y en algunos casos cercano a cero, resultando en un umbral de ceros. En el caso específico de este trabajo, para realizar en análisis de anomalías se seleccionaron eventos con una duración mínima de 3 meses (Fleig et al., 2005).

– Selección del Umbral

La selección del umbral ser un caudal determinado, necesario para llenar un embalse o para garantizar un hábitat ecológico en el río, o un cierto nivel de agua requerido para la navegación; también puede derivarse como un valor estadístico de una serie de tiempo registrada.

Los valores que se pueden emplear para definir el umbral incluyen valores mínimos en un determinado período o estación, porcentaje del caudal promedio, o un percentil en la curva de duración del flujo (Flow Duration Curve, en inglés) (Stahl, 2001; Tallaksen & Van Lanen, 2004).

Las curvas de duración de flujo (FDC) representa la frecuencia acumulada empírica del caudal en función del porcentaje de tiempo que se excede dicho flujo, esto es, la variabilidad del caudal de una cuenca (Tallaksen & Van Lanen, 2004). La curva se construye a partir de los datos registrados por una estación. Los datos son ordenados de manera decreciente y para cada valor se calcula la probabilidad empírica de excedencia. Para mejorar la legibilidad de la curva, el flujo se representa a menudo en una escala logarítmica (Figura 4-11).

En lo que se refiere a la resolución temporal, esta depende de la finalidad del estudio y de la región climática (Stahl, 2001) Por ejemplo, en una zona húmeda templada con diferentes regímenes, se debe utilizar un flujo diario de alta variabilidad dentro del año, ya que los períodos secos cortos de menos de un mes son excepcionales y podrían tener efectos no deseados. Mientras que en regiones con una alta variabilidad interanual, y donde las sequías pueden durar uno o varios años, se sugieren el uso de medias mensuales o incluso anuales para el análisis de la sequía.

La correcta selección del percentil está relacionada con el tipo de régimen hidrológico de la región. Estudios realizados por (Fleig et al., 2005; Hisdal & Tallaksen, 2000; Tallaksen et al., 2009; Tallaksen & Van Lanen, 2004) recomiendan emplear valores que varían entre los percentiles 70 (Q_{70}) y el 95 (Q_{95}), los cuales son comúnmente usados para corrientes perennes. Es importante mencionar que en corrientes efímeras, ubicadas en climas áridos o polares, el escurrimiento en ciertas épocas del año es nulo, por lo que la FDC, no alcanza el valor del 100% en la probabilidad de excedencia y es por ello que en dichas regiones se utiliza el percentil 50 (Q_{50}) o incluso valores menores (Stahl, 2001). La elección del percentil cambia la magnitud de las características de las sequías, es decir, a un mayor valor del percentil, se registran un número menor de eventos de sequía (y con una menor duración y déficit), mientras que el caso contrario ocurre con un valor de percentil bajo.

En la Figura 4-11 se muestran curvas de duración de flujo las cuales representan una temporada (de estiaje o lluvias) del año, la curva en color azul es la curva obtenida a partir de los meses de mayor precipitación en esta cuenca (julio- octubre). La línea roja muestra el mes que registra la menor precipitación (marzo); mientras que la línea amarilla muestra el mes en que empieza la temporada de lluvias (mayo). La línea negra representa la curva de duración de flujo calculada durante todo el periodo de análisis. A través de dichas curvas se puede apreciar la variabilidad temporal del caudal en la cuenca, por lo que es importante considerar un umbral variable, ya que un valor fijo no es completamente representativo. La forma de la curva depende en gran medida de la variabilidad del caudal, por ejemplo a menor variabilidad en el caudal, la curva posee una pendiente poco significativa, por lo que cuando aumenta la variabilidad temporal del caudal, la pendiente también aumenta, esto se puede observar claramente al comparar las curvas en color amarillo y azul de la Figura 4-11.

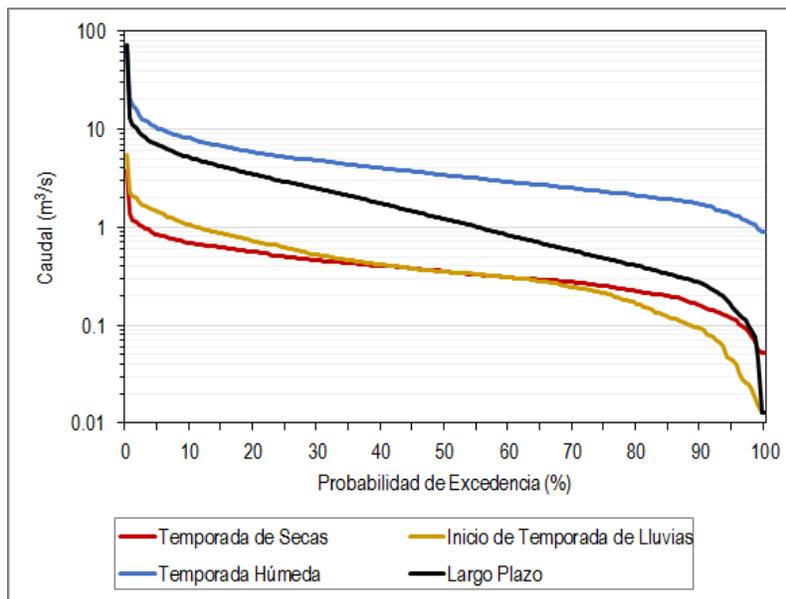


Figura 4-11. Ejemplos de las Curvas de Duración de Flujo obtenidas para diferentes periodos de tiempo.

La selección del umbral, para este trabajo se realizó a través de las curvas de duración de flujo (FDC) a una escala mensual. Un umbral variable fue empleado en este estudio (ver Figura 4-12), ya que, este tipo de umbral, muestra los eventos de déficit en las diferentes temporadas o meses del año, las cuales pueden conducir a una sequía (Hisdal & Tallaksen, 2000).

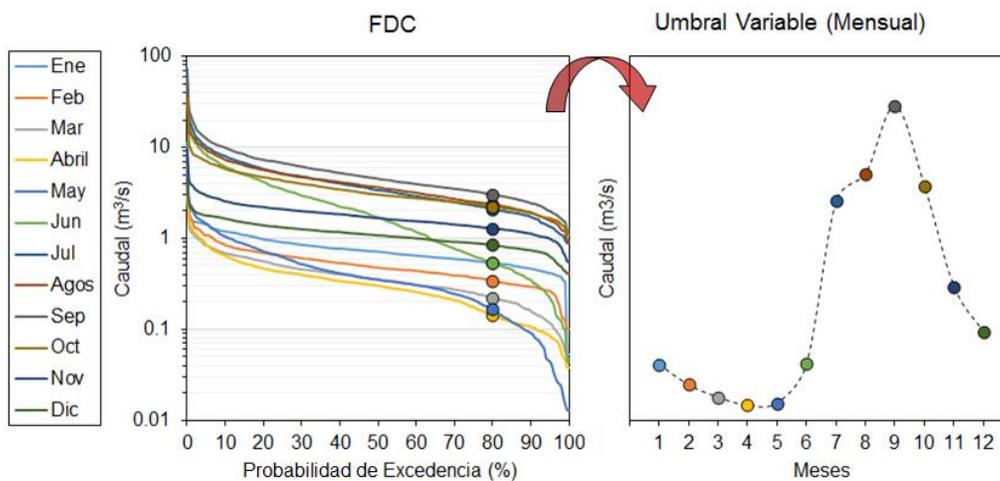


Figura 4-12. Obtención del umbral variable a partir de las curvas de duración de flujo (escala mensual)

En particular, se aplicó un umbral variable, calculado a escala mensual, el cual se obtuvo a partir del percentil 80 (Q_{80}) de las curvas de duración de flujo, las cuales fueron calculadas para cada mes (Figura 4-12). Este umbral implica que, para cada mes, se eligió el valor del caudal (o cualquier variable que se haya utilizado), que fue igualado o excedido el 80% del tiempo durante ese mes.

5. Resultados

En esta sección se muestran los resultados de las metodologías aplicadas a los diferentes casos de estudio, basados en la modelación hidrológica y el análisis de anomalías en cuatro cuencas hidrológicas. El análisis de anomalías se realiza para ambas series de tiempo (observada y naturalizada), para obtener las principales características de una sequía.

5.1. Modelo hidrológico

La mayoría de los modelos hidrológicos a menudo presentan una serie de dificultades para simular caudales bajos, ya que tradicionalmente dichos modelos son diseñados para representar las situaciones de flujo máximo (Staudinger et al., 2011). Como el modelo HBV no está diseñado especialmente para caudales bajos, se anticipa que también tiene dificultades para simular correctamente flujos bajos (Uhlenbrook et al., 1999)

El periodo “natural”, para cada caso de estudio, se subdividió en dos periodos, uno de calibración y otro de validación, en la Tabla 5-1, se establecen los periodos respectivos a cada etapa de este proceso. La calibración del modelo se realizó con el escurrimiento observado utilizando el algoritmo de calibración anteriormente mencionado.

Tabla 5-1. Periodos de calibración y validación para cada una de las cuencas analizadas

Cuenca	Periodo de calibración	Periodo de validación
10033 “Palos Blancos”	1948 - 1955	1956 - 1963
10036 “Jaina”	1970 - 1975	1976 - 1981
27001 “Martínez de la Torre”	1961 - 1970	1971 - 1980
28003 “Cardel”	1961 - 1970	1971 - 1980

De acuerdo con (Seibert, 2005), el periodo de calibración debe incluir una variedad de eventos hidrológicos, desde eventos que presentan caudales bajos hasta las grandes avenidas; por lo que normalmente se recomienda utilizar un periodo entre 5 y 10 años para la etapa de calibración (Seibert, 2005). Teniendo en cuenta esto, se buscó que cada uno de los periodos de calibración y validación cumpliera con esta recomendación anterior (ver Tabla 5-1).

Para evaluar la bondad del ajuste entre los resultados del modelo hidrológico y el escurrimiento observado se utilizó como función objetivo el coeficiente de Nash-Sutcliffe en su forma logarítmica (ecuación 4-7), debido a que se le otorga un mayor peso a los caudales bajos que ocurren durante periodos de sequía. De igual manera, se calculó el coeficiente de determinación r^2 , el cual se calcula a través de la ecuación 5-1.

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs[i]} - \overline{Q_{obs}})(Q_{sim[i]} - \overline{Q_{sim}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs[i]} - \overline{Q_{obs}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{sim[i]} - \overline{Q_{sim}})^2}} \right)^2 \tag{5-1}$$

Donde Q_{obs} y Q_{sim} , son el escurrimiento observado y simulado respectivamente. El coeficiente r^2 , varía en un rango de valores entre 0 y 1, un valor igual a cero indica que no existe correlación entre las variables, mientras que un valor igual a 1 significa que ambas variables poseen una correlación perfecta.

En la Figura 5-1 se muestran los valores obtenidos para los periodos de calibración (en color azul) y validación (color verde) de ambos coeficientes.

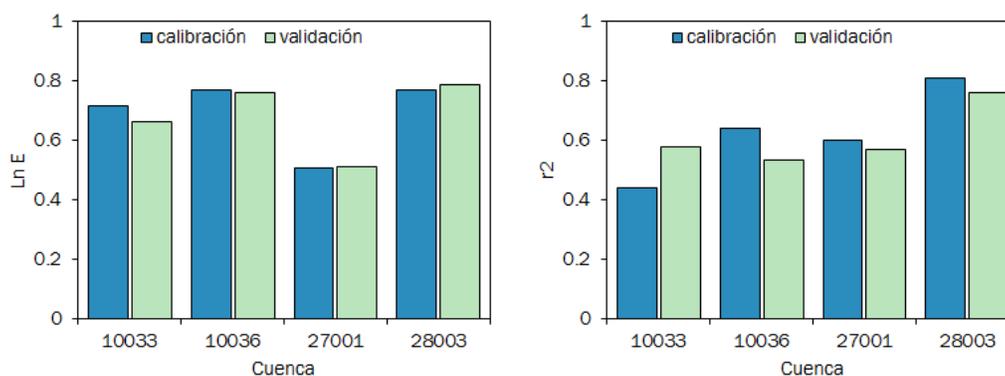


Figura 5-1. Valores del coeficiente de Nash-Sutcliffe Log (izquierda) y del coeficiente de determinación (derecha) para los diferentes periodos en las diferentes cuencas.

De manera general, los valores de ambos coeficientes muestran valores relativamente aceptables, pues prácticamente para todas las cuencas se tienen valores superiores a 0.5, salvo el caso de la cuenca 10033 “Palos Blancos”, cuyo coeficiente r^2 para el periodo de calibración, posee un valor de 0.44. Mientras que para la cuenca 27001 “Martínez de la Torre” el coeficiente $Ln E$, alcanza valores de 0.51 tanto para el periodo de calibración como para el de validación.

Por otro lado, el sitio que posee las mejores métricas de ajuste es la cuenca 28003 “Cardel”, en donde los valores tanto del coeficiente de Nash-Sutcliffe ($Ln E$) y de determinación (r^2), para ambos periodos (calibración y validación) son superiores a 0.75. Lo que representa un gran contraste con la cuenca 27001 “Martínez de la Torre”, a pesar de que ambas cuencas son aledañas, son las que muestran las mayores diferencias en ambos coeficientes.

Por otro lado, las series temporales de escurrimiento simulado (Q_{sim}) y observado (Q_{obs}) para el período analizado de cada una de las cuencas, se muestra en la Figura 5-2.

El escurrimiento tuvo una clara variabilidad, valores altos durante el verano y valores bajos en invierno, el cual fue reproducido por el modelo (ver Figura 5-2). La variabilidad interanual en el escurrimiento, es decir, tanto los años húmedos, como los años secos que se presentan en cada una de las cuencas durante los diferentes periodos analizados, también fueron simulados de manera adecuada por el modelo.

El modelo HBV simula el escurrimiento en mm por unidad de tiempo (mm/mes), es decir, escurrimiento por unidad de área. Por lo que el escurrimiento simulado (Q_{sim}) se puede usar directamente para compararlo con el escurrimiento observado (Q_{obs}).

En el caso particular de la cuenca 10036 “Jaina”, el escurrimiento simulado, para el periodo natural, fue ligeramente mayor que el escurrimiento observado sobretodo en los periodos húmedos, pero las simulaciones se encuentran dentro de un rango aceptable.

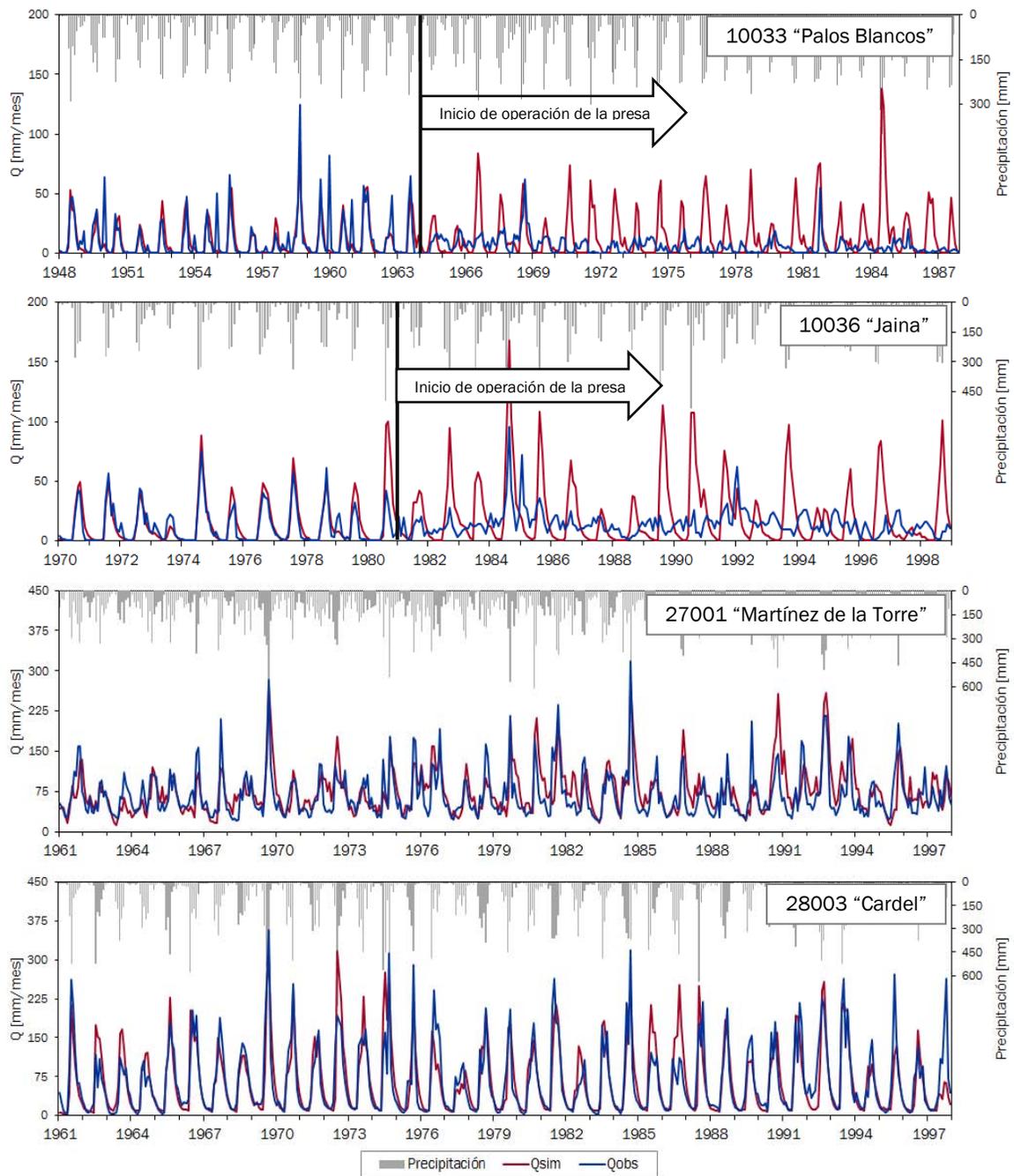


Figura 5-2. Esguerrimieuto observado (línea azul) y simulado (línea roja) para cada una de las cuencas analizadas.

En los primeros dos paneles de la Figura 5-2, los cuales corresponden a las cuencas ubicadas al norte de México (10033 "Palos Blancos" y 10036 "Jaina"), se aprecia claramente un cambio en el régimen del esguerrimieuto, esto debido a la operación de las presas. En ambos casos se observa la regulación del esguerrimieuto, esto debido a la operación de las presas, las líneas en color negro en la Figura 5-2 indican el año de inicio de operaciones de dichas presas, por un

lado, la disminución considerable de los gastos pico durante la temporada húmeda de cada año, y un aumento en el escurrimiento durante la temporada de estiaje.

En el tercer y cuarto panel de la Figura 5-2, se muestra el escurrimiento observado y simulado de las cuencas 27001 “Martínez de la Torre” y 28003 “Cardel”, respectivamente, para la primera de estas, el escurrimiento simulado para el periodo de calibración y validación se aproxima bastante al observado, sin embargo, después de 1980 se observa que el escurrimiento simulado es ligeramente mayor al observado, en la mayoría de los casos. Es importante notar que esta cuenca durante todo el año presenta un escurrimiento considerable, inclusive durante la época de estiaje, esto puede atribuirse a las condiciones climáticas existentes en dicha región y también, a la influencia humana existente, la urbanización, ya que de acuerdo con (Foster, Morris, & Chilton, 1999; Lena M Tallaksen & Van Lanen, 2004) el drenaje, saneamiento y suministro de agua son elementos de la urbanización que modifican el ciclo hidrológico, lo que reduce la infiltración y aumenta el escurrimiento superficial, por lo que el comportamiento del flujo de agua es mucho más rápido como respuesta a la lluvia.

Por su parte la cuenca 28003 “Cardel”, muestra una mejor similitud entre el escurrimiento observado y simulado, en especial durante la temporada donde el flujo es bajo (estiaje), ya que prácticamente en todos los años las condiciones que se presentan entre el Q_{sim} y Q_{obs} son similares, excepto en los años 1963 y 1975 donde el escurrimiento simulado es ligeramente mayor al observado; y para los años 1966, 1988 y sobre todo en 1992 donde ocurre justamente lo contrario.

Un diagrama de dispersión del escurrimiento observado contra el escurrimiento simulado, transformado en escala logarítmica (Figura 5-3), muestra que los valores de escurrimiento están dispersos a lo largo de la línea 1:1 (marcadores en color rojo), excepto por los flujos más bajos para los cuales la incertidumbre entre las observaciones y simulaciones son más altas, esto puede apreciarse con mayor claridad en el caso de la cuenca 10033 “Palos Blancos” (panel superior izquierdo, Figura 5-3).

En la Figura 5-3, los marcadores en color rojo representan el periodo “natural” (antes de la perturbación humana) y los marcadores en color negro el periodo posterior a dicha perturbación (periodo antropogénico), durante este último periodo la dispersión de los puntos es considerablemente mayor, esto se debe a la regulación del flujo provocado por la operación de las presas (panel superior izquierdo y superior derecho de la Figura 5-3).

Para el caso específico de la cuenca 27001 “Martínez de la Torre”, durante el periodo antropogénico, se aprecia una correlación baja, pues los puntos se ubican ligeramente más dispersos a lo largo de la línea 1:1, sin embargo, lo que se puede notar, es que para este periodo el modelo hidrológico proporciona valores mayores a los observados, es decir, el modelo hidrológico sobre-estima el escurrimiento (panel inferior izquierdo, Figura 5-3). La cuenca en la que se aprecia la correlación más alta es la 28003 “Cardel” (panel inferior derecho, Figura 5-3), pues los puntos se ubican más cercanos a la línea 1:1.

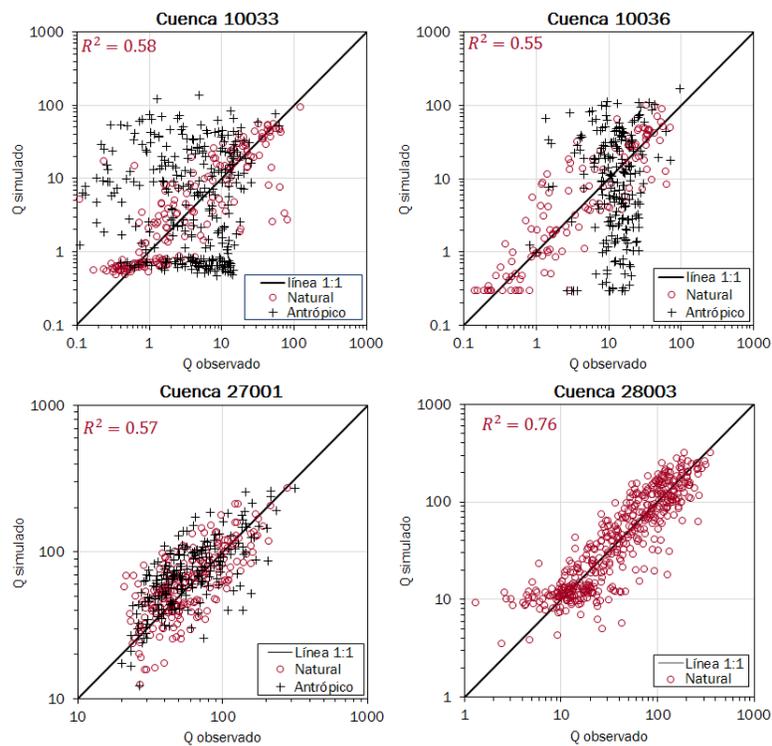


Figura 5-3. Gráficos de dispersión del gasto simulado vs. el gasto observado, en mm, para cada una de las cuencas.

Adicionalmente se obtuvo el valor del coeficiente R^2 , a través de la ecuación 5-1, específicamente para el periodo “natural” de cada cuenca analizada, valor que se muestra en la esquina superior izquierda de cada panel en la figura anterior. La cuenca con el valor más alto fue la 28003 “Cardel” (0.76), y la que reportó el valor más bajo fue la 10036 “Jaina” (0.55).

Para el caso de las cuencas en las que se utilizó una metodología basado en la modelación-observación, la “comparación 1” (Figura 4-1), se pudo realizar de manera directa, al comparar el escurrimiento observado contra el simulado. Sin embargo, para las cuencas en las que se utilizó una metodología de cuencas pares, la comparación no es tan sencilla debido a la influencia de la urbanización. Para poder realizar esta comparación, se obtuvo el índice estandarizado de escurrimiento (SRI), el cual sigue la misma metodología del SPI.

La Figura 5-4, muestra el SRI calculado a partir de los datos observados, en dicha figura puede apreciarse que ambas cuencas siguen un patrón de comportamiento semejante. La línea de color rojo muestra el SRI para la cuenca 28003 “Cardel”, la cual se consideró como la cuenca de referencia, y la línea en color negro muestra el SRI para la cuenca 27001 “Martínez de la Torre”.

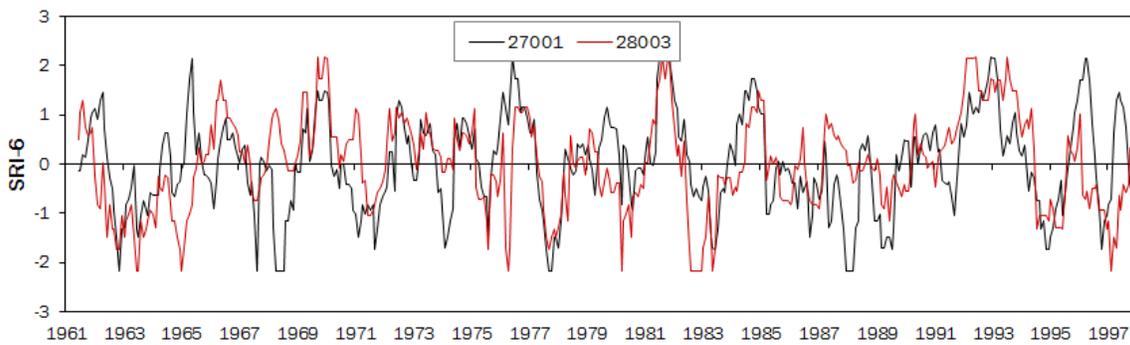


Figura 5-4. Comparación entre las cuencas 27001 y 28003 a través del SRI a una escala temporal de 6 meses.

El SRI de ambas cuencas tiene un comportamiento similar al principio del periodo, al menos hasta 1964, posterior a esta fecha se puede notar un cambio sustancial, pues la cuenca perturbada (27001 “Martínez de la Torre”), muestra un periodo bastante más rápido de recuperación ante un evento de sequía. En la mayoría de los casos, para la cuenca de referencia (28001 “Cardel”) los valores positivos del SRI son mayores en comparación con los de la cuenca perturbada, lo que indica que esta cuenca tiene periodos con mayor humedad y también el efecto de la influencia humana no solo durante periodos secos sino también en los periodos húmedos, sin embargo existen periodos donde ocurre lo contrario, como en 1976, 1979, 1984 y 1990; por lo que se necesitaría mayor información respecto a las diversas actividades antropogénicas de la región para poder tener un mejor conocimiento de las interacciones humanas y realizar una análisis más detallado.

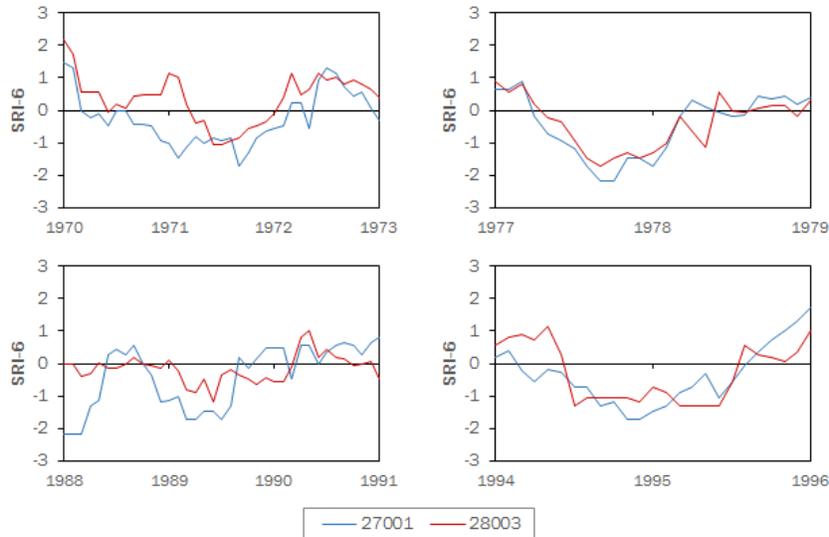


Figura 5-5. Eventos en los que el SRI de la cuenca 27001 “Martínez de la Torre” muestra valores menores a los registrados en la cuenca 28003 “Cardel”

Lo que se busca al comparar el escurrimiento observado de ambas cuencas es observar valores más bajos del SRI en la cuenca perturbada que en la cuenca de referencia, esto nos daría un indicio de como los eventos de sequía se han intensificado debido a la urbanización; a pesar de que no es completamente claro, pueden apreciarse algunos eventos en la cuenca perturbada (27001 “Martínez de la Torre”) que tienen valores del SRI menores comparados con un evento

de sequía en la cuenca de referencia (28003 “Cardel”), por ejemplo en 1967, 1971, 1977, 1989 y 1994-95 (Figura 5-5). Aunque también presenta eventos donde el valor del SRI para la cuenca de referencia es menor en comparación que para la cuenca perturbada, como al principio del periodo, 1962-1963, 1975 y 1982-83.

5.2. Análisis de Anomalías

Para realizar el análisis de anomalías se determinó un umbral, siguiendo la metodología descrita en la sección 4.4.1. El análisis de anomalías en el escurrimiento para una situación “naturalizada” (condición natural, en el caso de utilizar una metodología de cuencas pares) y la situación de influencia humana nos permite distinguir entre sequía y la escasez de agua.

El método del umbral variable determina periodos que se encuentran por debajo de un umbral, el cual consiste en una probabilidad de excedencia especificada, obtenido a partir de las curvas de duración de flujo (FDC en inglés).

Para las características de un evento de sequía (duración, volumen de déficit, etc.), se estimó el impacto humano sobre la sequía hidrológica, utilizando la siguiente ecuación (Rangecroft et al., 2016), esto nos brinda información sobre el cambio porcentual de la propagación de la sequía después de la perturbación.

$$\% \text{ impacto humano} = \left(\frac{Q_{\text{antropogénico}} - Q_{\text{natural}}}{Q_{\text{natural}}} \right) * 100 \quad (5-2)$$

El panel izquierdo de las figuras Figura 5-6, Figura 5-8, Figura 5-12 y Figura 5-14 muestran los eventos de estrés hídrico (sequía + escasez de agua), es decir, las anomalías obtenidas a partir del escurrimiento observado, y el panel derecho los eventos considerados como sequía hidrológica.

– Cuenca 10033 “Palos Blancos”

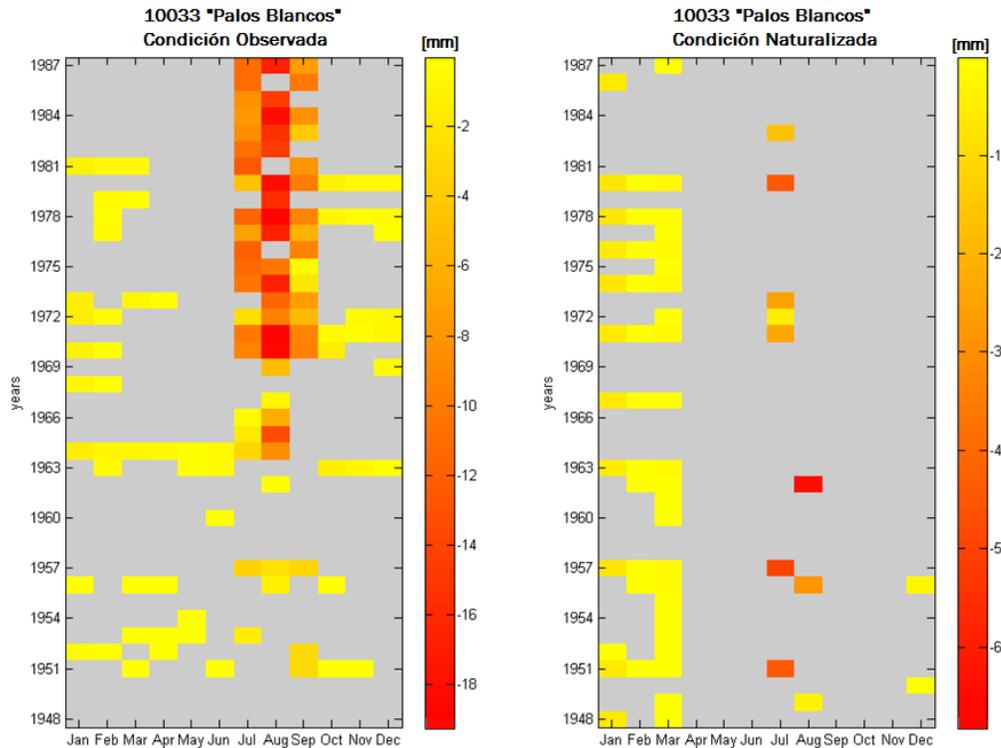


Figura 5-6. Escasez de agua + Sequía (panel izquierdo) y sequía hidrológica (panel derecho), registradas en la cuenca 10033 "Palos Blancos"

La construcción de la presa, regula el flujo del río de manera importante, inclusive, de acuerdo a las anomalías obtenidas a partir del escurrimiento observado (panel izquierdo de la Figura 5-6), se aprecia que durante los años 1963 y 1964 se registra el evento de mayor duración (11 meses), y que corresponde con la puesta en operación de la presa

Las anomalías negativas obtenidas a partir de la condición naturalizada registran una menor duración, sobre todo en los meses de diciembre a marzo (temporada de estiaje), así mismo, se registran anomalías cortas durante la temporada húmeda (julio a septiembre) de manera ocasional.

En la Figura 5-7 se muestra el histograma de duración de las anomalías negativas, la cual muestra que los eventos definidos como estrés hídrico, esto es sequía + escasez de agua (barras azul oscuro) tienen una frecuencia mayor en periodos de corta duración (3 meses), sin embargo, también se presentan eventos con una duración igual o mayor a 6 meses. En contraste los eventos definidos como sequía (obtenidos de la serie de tiempo naturalizada, Q_{sim}), muestran una frecuencia mucho menor para eventos de una duración de 3 meses y no alcanzan una duración mayor a cuatro meses.

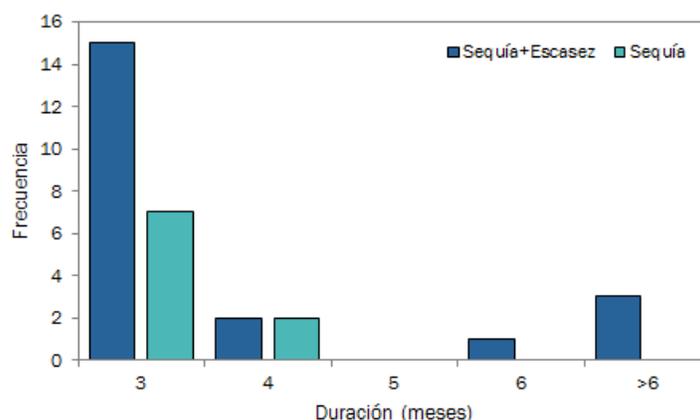


Figura 5-7. Histograma de duración de anomalías negativas para la cuenca 10033 "Palos Blancos"

El análisis de anomalías también permite tener una cuantificación más detallada de la influencia humana y de causas naturales (Tabla 5-2). En la cuenca 10033 "Palos Blancos", el número de anomalías en el escurrimiento observado (Q_{obs}) fue casi tres veces mayor que en la situación naturalizada (Q_{sim}). En cuanto a la duración promedio, esta fue aproximadamente 1.5 veces mayor en la condición observada.

El volumen de déficit es el indicador que mostró un incremento significativo, pues para la situación naturalizada el déficit promedio fue de 0.7 mm/mes, mientras que para la condición observada el volumen de déficit aumento a 29.7 mm/mes.

Tabla 5-2. Características generales de las anomalías negativas registradas en el periodo antropogénico (1964-1987) de la cuenca 10033 "Palos Blancos"

	No. de anomalías	Duración [meses]			Déficit [mm]			Intensidad		
		máx	min	promedio	máx	min	promedio	máx	min	promedio
Q_{obs}	17	11	3	4.3	43.60	1.79	29.7	13.53	0.60	8.0
Q_{sim}	6	3	3	3.0	0.89	0.04	0.7	0.30	0.01	0.2

Al registrarse 11 eventos adicionales durante la situación observada, el cambio debido a la influencia humana fue de 183 %, mientras que el impacto de la influencia humana sobre la duración fue únicamente del 43%. En el caso particular de esta cuenca, la influencia de la presa provocó cambios importantes en el volumen de déficit, sin embargo, por lo que estas diferencias son atribuibles a la escasez de agua, como se muestra en el panel superior de la Figura 5-10.

– Cuenca 10036 “Jaina”

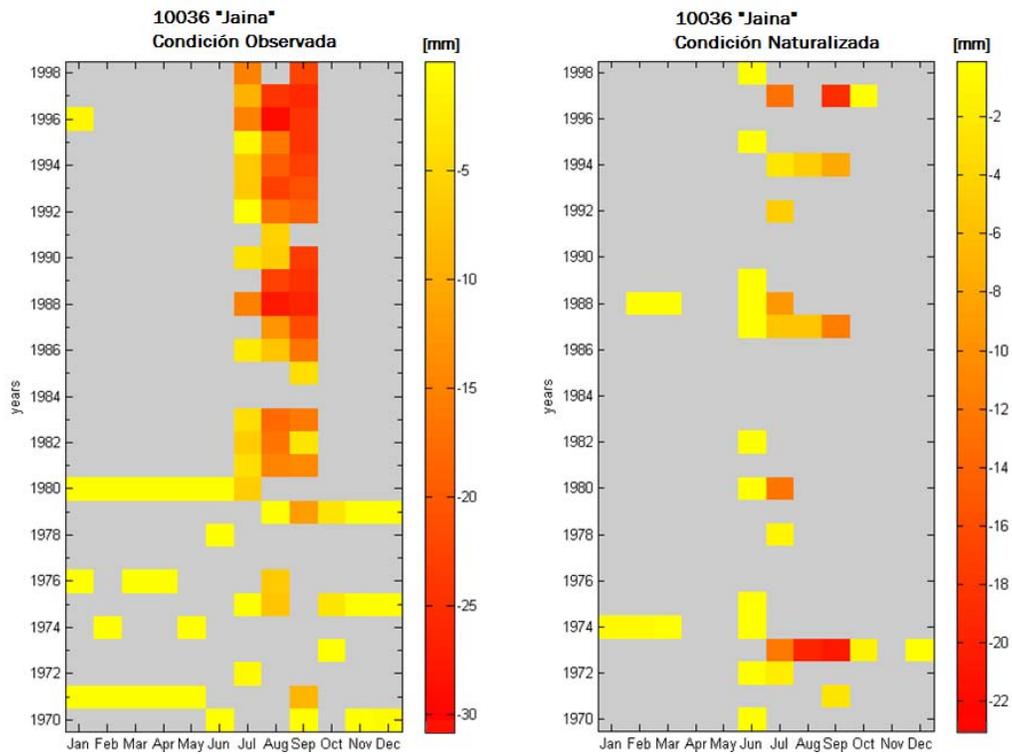


Figura 5-8. Escasez de agua + Sequía (panel izquierdo) y sequía hidrológica (panel derecho), registradas en la cuenca 10036 "Jaina"

Al igual que para el caso anterior, esta cuenca presenta una marcada diferencia entre las anomalías obtenidas de las condiciones observada y naturalizada, y muestra un comportamiento similar. En el panel izquierdo de la Figura 5-8, se nota claramente que durante los años 1979 y 1980 se registra una anomalía con una duración de 12 meses (1 año), periodo durante el cual la presa fue construida, esta misma anomalía no se registra en la condición naturalizada, por lo que este evento es atribuido completamente a la influencia humana.

De manera análoga a la cuenca anterior, después de la construcción de la presa se registra un mayor número de anomalías durante la época de lluvias (julio a septiembre, principalmente). Sin embargo, se registran algunas anomalías para la condición naturalizada (panel derecho de la Figura 5-8) durante estos mismos meses, por ejemplo, en 1987 y 1994. En esta misma figura se muestra una clara disminución en el número de anomalías registradas en la condición naturalizada.

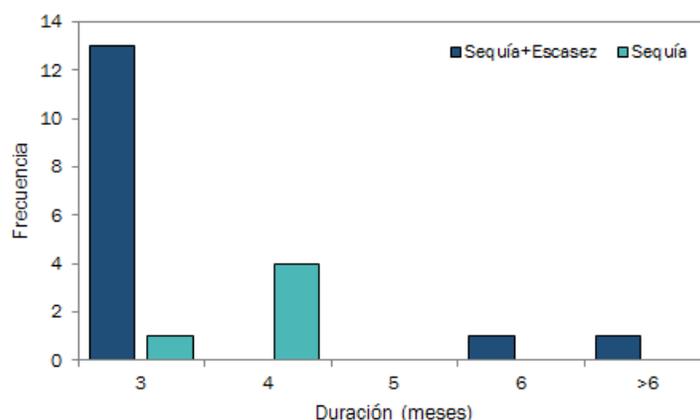


Figura 5-9. Histograma de duración de anomalías negativas para la cuenca 10036 "Jaina"

El histograma de duración de las anomalías de esta cuenca, Figura 5-9, muestra un claro aumento en la frecuencia de los eventos de estrés hídrico con duración de 3 meses (barras en color azul oscuro) y también se presentan anomalías con duraciones mayores a 6 meses, aunque la frecuencia es mucho menor; situación contraria que ocurre en la condición naturalizada, pues la máxima duración registrada es de cuatro meses. Sin embargo, es importante notar que el número de eventos registrados en las condiciones naturales (sequía) es mucho menor que las registradas en las condiciones observadas.

Tabla 5-3. Características generales de las anomalías registradas en el periodo antropogénico (1980-1998) de la cuenca 10036 "Jaina"

	No. de anomalías	duración			déficit			intensidad		
		máx	min	promedio	máx	min	promedio	máx	min	promedio
Q_{obs}	14	11	3	3.6	69.2	22.7	44.4	23.1	2.1	14.4
Q_{sim}	3	4	3	3.7	54.9	14.9	30.7	13.7	5.0	8.1

En la Tabla 5-3 se muestran las características principales de las anomalías registradas en la condición observada (Q_{obs}) y naturalizada (Q_{sim}), el número de eventos registrados bajo las condiciones observadas es varias veces mayor que para la condición naturalizada, para el déficit promedio ocurre algo similar, pues existe un incremento considerable para la condición observada al pasar de 30.7 mm/mes en la condición naturalizada, a 44.4 mm/mes en la condición observada. Sin embargo, a pesar de presentar cambios notorios en el número de eventos y volumen de déficit, la duración promedio no presenta cambios significativos, pues los valores prácticamente se mantienen igual.

Las figuras Figura 5-6 y Figura 5-8, muestran el análisis de anomalías, sin embargo esto no nos proporciona información suficiente sobre los eventos provocados por la influencia humana (escasez de agua), al menos no de manera directa, sin embargo, las diferencias entre la condición naturalizada (Q_{sim}) y observada (Q_{obs}) hacen referencia únicamente a este tipo de anomalías, por lo que al comparar dichas diferencias con el umbral (Q_{80}) nos proporcionan únicamente los eventos de escasez de agua.

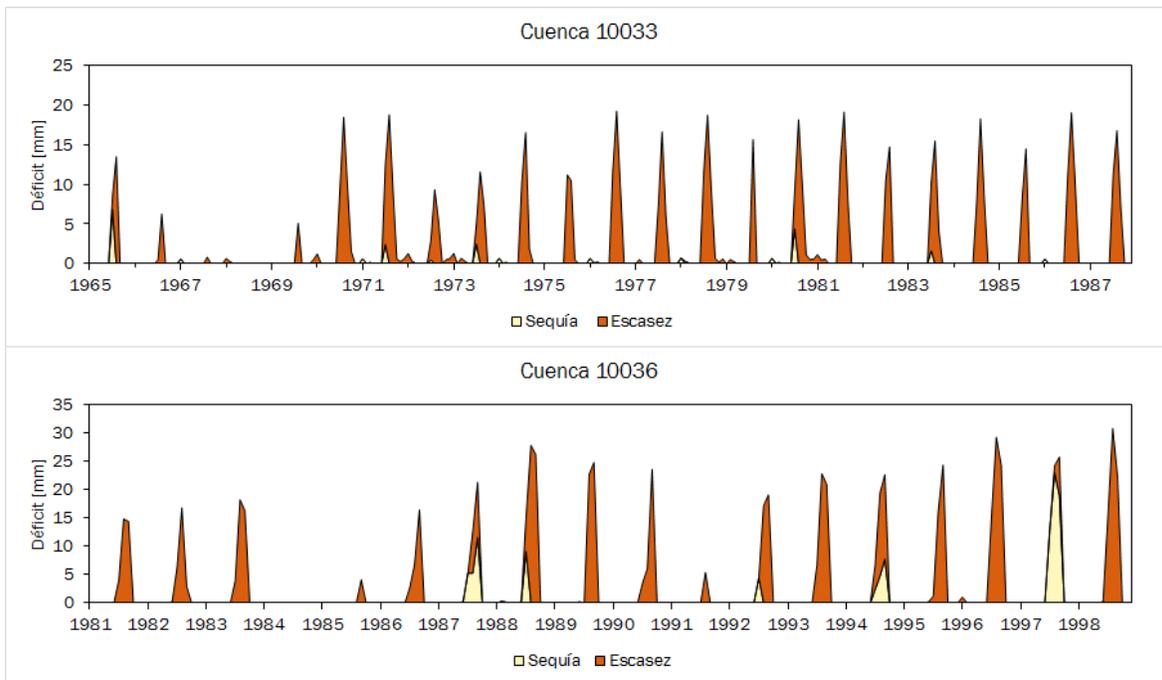


Figura 5-10. Proporción de escasez de agua y sequía para las cuencas 10033 “Palos Blancos” (panel superior) y 10036 “Jaina” (panel inferior)

La Figura 5-10, muestra la proporción de sequía y escasez de agua para los eventos registrados en el periodo antrópico para las cuencas cuyo cauce se encuentra regulado por una presa. Para la cuenca 10033 “Palos Blancos” se puede apreciar que los eventos de sequías son mínimos, es decir, de muy corta duración y de un déficit inferior a los 5 mm. Para este caso en particular gran parte de las anomalías se ven modificadas por la influencia humana, como se ejemplifica en la Figura 2-12.

En contraste, la cuenca 10036 “Jaina” muestra eventos de sequía de una mayor duración y con un déficit importante, panel inferior de la Figura 5-10, por ejemplo, en el año 1997, donde prácticamente el evento es una sequía (anomalía producida por condiciones del clima). Caso contrario a los eventos registrados en color naranja (anomalías producidas por la influencia humana).

– Cuenca 27001 “Martínez de la Torre”

Para esta cuenca en específico se consideraron varios aspectos para realizar el análisis de anomalías. Por un lado, se obtuvo el umbral (Q80) y las anomalías de la serie observada, como se muestra en la Figura 5-11, sin embargo, a pesar de que este umbral fue calculado únicamente con valores del periodo natural (1961-1980) refleja valores relativamente altos, por lo que este umbral toma en consideración parte de la influencia humana. Esto se puede apreciar en la Figura 5-11 (áreas rojas), ya que con este umbral se registran muy pocas anomalías; debido a lo cual resulta obvio que se necesita un mayor conocimiento sobre los procesos hidrológicos en la cuenca.

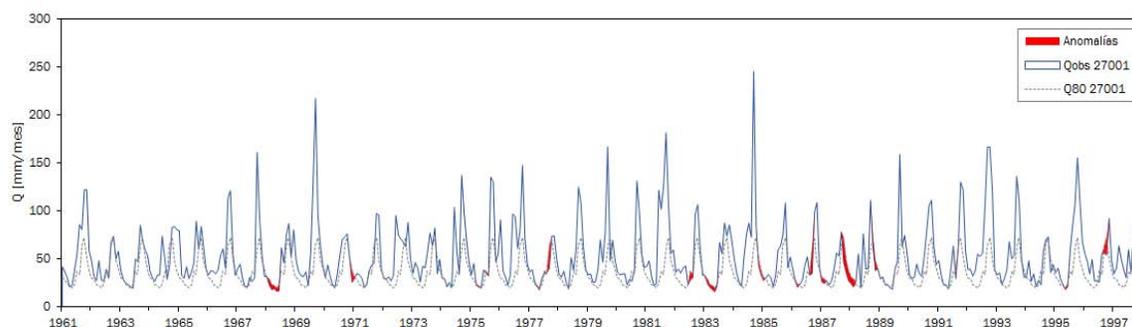


Figura 5-11. Anomalías registradas utilizando el umbral propio de la cuenca 27001 "Martínez de la Torre"

Para tener una mejor comprensión de la influencia humana sobre los eventos de sequía, se estandarizó el escurrimiento a través de la ecuación 4-1, esto con el propósito de eliminar las diferencias en la precipitación (ver Tabla 5-4), lo cual limita aún más la influencia humana, y esto nos debe permitir una mejor comprensión.

Tabla 5-4. Características de las cuencas en las que se utilizó en la metodología de cuencas pares.

	28003 "Cardel"	27001 "Martínez de la Torre"
Precipitación (mm/año)	1238.3	1609.1
T _{máx} (°C)	30.4	29.7
T _{mín} (°C)	20.6	18.8
Evaporación (mm/año)	1473.5	1174.2
Escurrecimiento medio anual (m ³ /s)	653.2	655.2

Con la corrección realizada se realizó el análisis de anomalías utilizando el umbral de la cuenca de referencia (28003 "Cardel"), ya que este representa de manera más fiable las condiciones naturales. Por lo que la Figura 5-12 muestra justamente las anomalías obtenidas a partir de la comparación entre el escurrimiento observado, simulado y el umbral de la cuenca de referencia (Q₈₀ "28003").

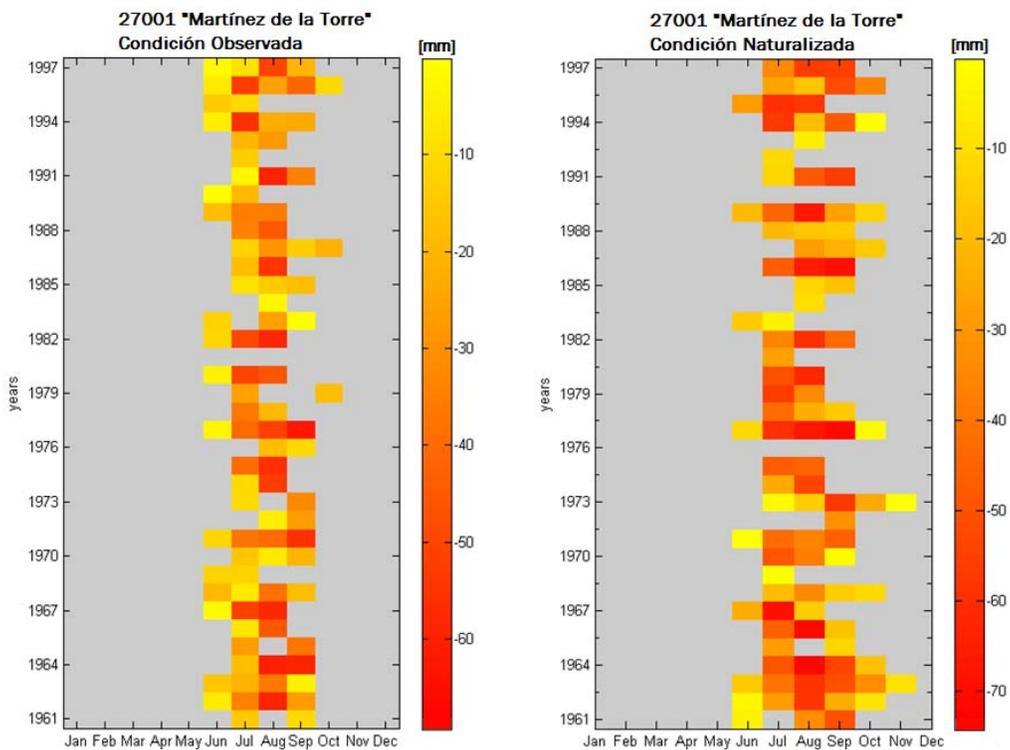


Figura 5-12. Anomalías registradas en la cuenca 27001 "Martínez de la Torre"

Al utilizar el umbral de la cuenca de referencia (28003), se muestra un comportamiento bastante distinto al utilizar el umbral propio de la cuenca, sin embargo, evento ocurridos en los años 1977, 1982, 1984, 1986, 1987 y 1996, los cuales se registran en la Figura 5-11, también se muestran al utilizar el umbral de cuenca de referencia. Para esta cuenca en particular, se puede apreciar que la duración de las anomalías obtenidas de la condición observada (panel izquierdo de la Figura 5-12) es menor que las registrada en la condición naturalizada. Inclusive hay años en los que no se registran anomalías como en 1981.

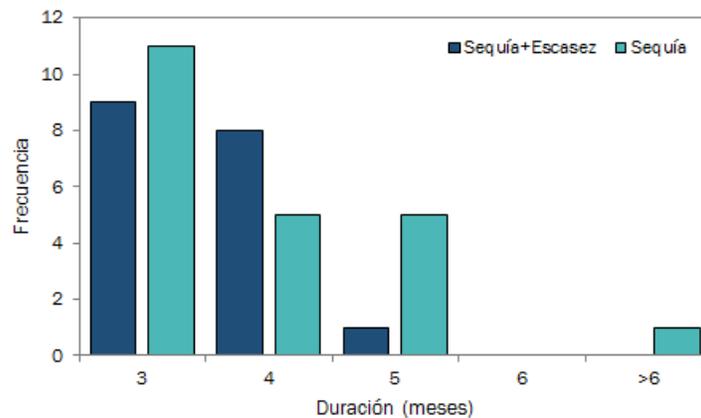


Figura 5-13. Histograma de duración de anomalías negativas para la cuenca 27001 "Martínez de la Torre"

Para un análisis más detallado de la duración de las anomalías, se obtuvo el histograma de duración (Figura 5-13. Histograma de duración de anomalías negativas para la cuenca 27001 "Martínez de la Torre"), en el cual se nota una diferencia clara en el número de eventos relacionados a mayores duraciones, por ejemplo en la condiciones naturalizada se registran 5 eventos con duración de cinco meses y un evento con duración mayor a seis meses, sin embargo la condición observada solo registra un evento con duración de cinco meses, por lo que hay un cambio notable en la reducción de la duración de los periodos largos.

En cuanto a los periodos de menor duración (3 y 4 meses) los cambios son poco claros, ya que por una parte se nota una disminución en la frecuencia de eventos de menor duración (aunque no es un cambio sustancial), mientras que los eventos con una duración de cuatro meses se aprecia un aumento en la frecuencia, al pasar de 5 a 8 eventos.

Tabla 5-5. Características generales de las anomalías registradas en las cuencas 27001 "Martínez de la Torre" y 28003 "Cardel"

Cuenca		Perturbada (27001)		Natural (28003)	
		Q _{obs}	Q _{sim}	Q _{obs}	Q _{sim}
No. de anomalías		18	22	10	12
duración	máx	5	8	6	6
	min	3	3	3	3
	promedio	3.6	3.9	4.4	4.5
déficit	máx	156.5	241.7	99.8	185.8
	min	40.5	29.2	8.3	10.6
	promedio	103.4	131.5	47.5	58.9
Intensidad	máx	47.2	60.6	28.3	43.3
	min	13.5	9.7	2.0	2.7
	promedio	29.5	34.2	12.3	13.4

A través de la Tabla 5-5, se puede notar que las anomalías se vuelven más frecuentes, ya que en la cuenca natural se registraron 10 eventos, mientras que en la cuenca perturbada se registraron 18, sin embargo, para ambos casos hay una diferencia respecto a las anomalías obtenidas a partir del escurrimiento simulado (Q_{sim}), pues para esta condición se registra un mayor número de eventos, aunque es claro que este cambio es más notable en la cuenca perturbada (27001 "Martínez de la Torre".)

En cuanto al déficit, éste también aumenta de manera considerable al comparar la condición observada. A pesar de que los eventos de sequía se hacen más frecuentes y más intensos, ocurre justamente lo contrario con la duración, pues los eventos registrados en la cuenca perturbada presentan una duración promedio de 3.6 meses, mientras que para la cuenca natural es de 4.4 meses.

Se calculó el porcentaje de cambio entre la situación observada en ambas cuencas, notando cambios positivos, en la frecuencia y déficit, del 80% y 117% respectivamente, mientras que la duración muestra un cambio negativo, de -18%.

– Cuenca 28003 “Cardel”

En esta cuenca los cambios registrados entre el escurrimiento observado y simulado no son tan evidentes a través de una inspección visual, como se observa en la Figura 5-14. Sin embargo, en ambas situaciones se observa un comportamiento similar.

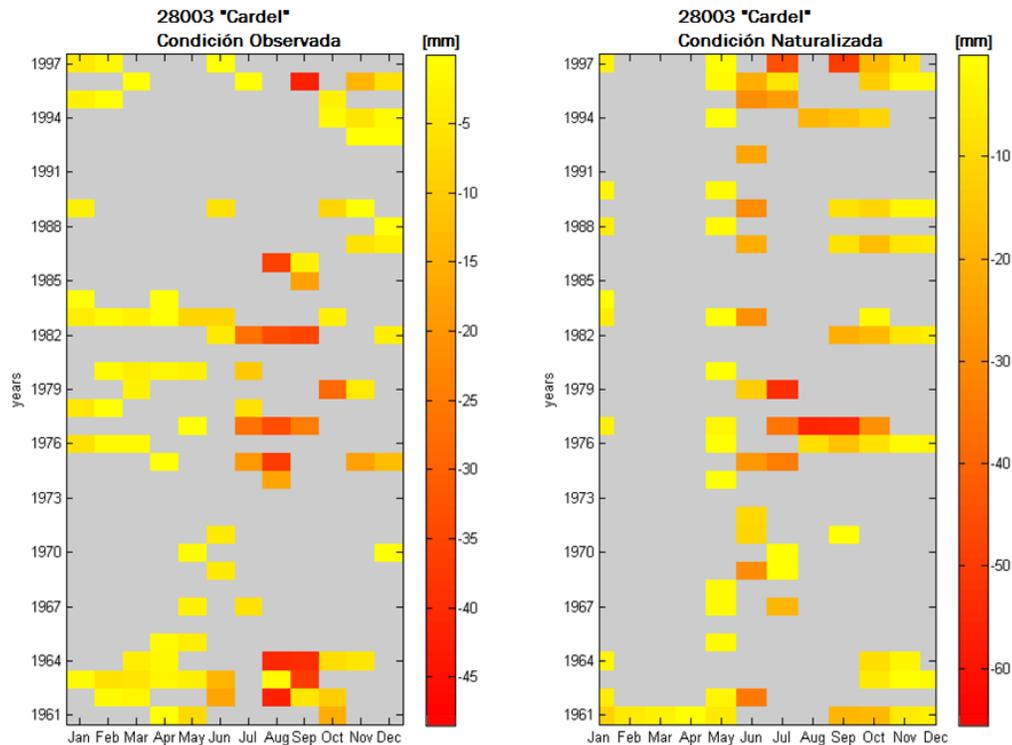


Figura 5-14. Anomalías registradas en la cuenca 28003 "Cardel"

Para tener un mayor conocimiento del comportamiento de la duración de las anomalías se obtuvo un histograma de duración de anomalías negativas, el cual se muestra en la Figura 5-16. Para esta cuenca los cambios más significativos se presentan en los eventos con una duración media (4 y 5 meses), por una lado se registra un ligero aumento en la frecuencia de eventos con una duración de 4 meses para la situación observada, y ocurre lo contrario para anomalías con una duración de 5 meses.

Para las anomalías de menor y mayor duración, 3 y 6 meses, respectivamente, no se presentan cambios en la frecuencia, sin embargo, se registra un evento de una duración mayor a seis meses para la situación observada, dicho evento se registra a finales de 1982 hasta junio de 1983.

Es importante notar que tanto para la cuenca 27001 “Martínez de la Torre”, como para la cuenca 28003 “Cardel”, el déficit toma sus valores máximos entre los meses de julio a octubre.

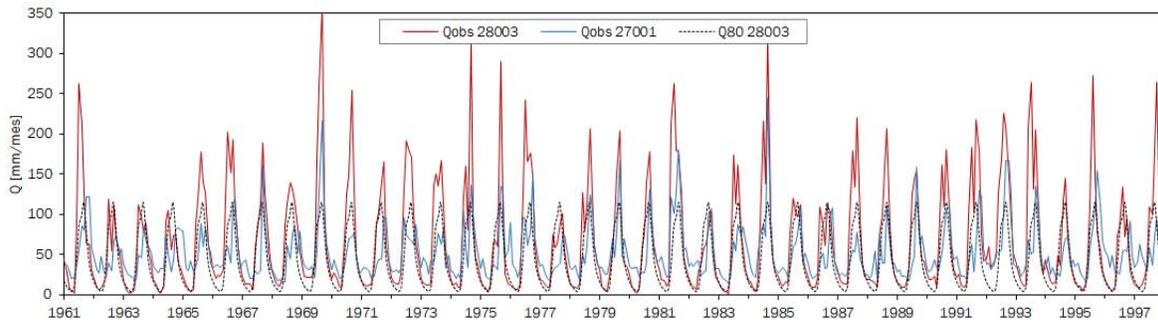


Figura 5-15. Comparación entre el escurrimiento observado de las cuencas 27001 “Martínez de la Torre” y 28003 “Cardel” y el umbral Q80 calculado con datos de la cuenca natural (28003)

En la Figura 5-15, se muestra la comparación entre el escurrimiento observado de ambas cuencas junto con el umbral de la cuenca natural, lo que da un indicador de como las anomalías se ven afectadas por la influencia humana, es decir, en la cuenca perturbada (27001 “Martínez de la Torre”) se registran anomalías de mayor magnitud, como las registradas en 1963, 1964, 1977, 1982 y 1985. Sin embargo, también se registran anomalías inducidas únicamente por la influencia humana como en las registradas en 1983, 1984, 1987, 1991 y 1997.

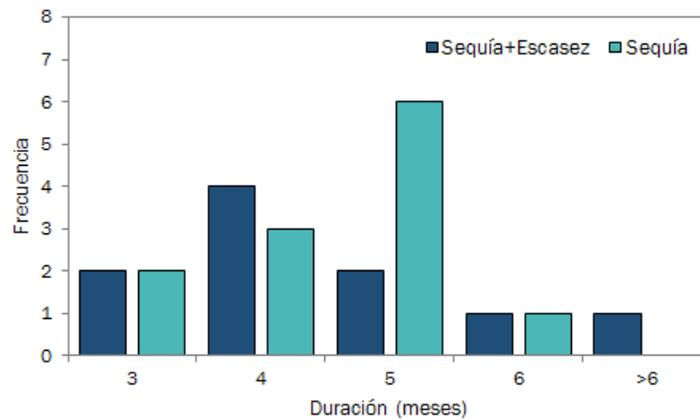


Figura 5-16. Histograma de duración de anomalías negativas para la cuenca 28003 "Cardel"

En la Tabla 5-5, en las últimas dos columnas se registran las características principales de las anomalías registradas en esta cuenca, al igual que para la cuenca 27001 “Martínez de la Torre”, en la cual se registran cambios entre la situación observada y la simulada, sin embargo, estas diferencias son menores.

6. Conclusiones

De acuerdo con los resultados obtenidos de la modelación hidrológica, se muestra un buen desempeño por parte del modelo HBV al simular las condiciones en el periodo natural, por lo que la capacidad que éste posee para simular la condición naturalizada durante el periodo antropogénico es aceptable.

Para los casos en los que existe una regulación del flujo (presa de almacenamiento), se observó que el efecto combinado de sequía y escasez de agua hacia regiones aguas abajo en general ha aumentado como consecuencia de la alteración del escurrimiento y no únicamente por causas naturales (variabilidad climática).

Si bien las presas son una alternativa para mitigar los efectos de la sequía, esto depende de una política de operación apropiada, pues de acuerdo con los resultados obtenidos del análisis de anomalías, las presas ayudan a mitigar la escasez hídrica, sin embargo para la cuenca 10036 ubicada en Sinaloa ocurre lo contrario. Sin embargo, en ambas cuencas localizadas en Sinaloa, los eventos de escasez de agua se presentan de manera recurrente a partir de la construcción de las presas.

Los análisis realizados con la metodología de “cuencas pares” que se utilizaron en este trabajo mostraron un gran potencial, especialmente como una manera para corregir las diferencias de

precipitación. Con esto se pudo registrar anomalías que no son detectadas al usar el umbral propio de la cuenca.

En específico, para la cuenca 27001 “Martínez de la Torre”, en Veracruz, se registró un mayor número de anomalías (y más severas) principalmente durante la temporada húmeda (julio a octubre), sin embargo, la duración de estas fue menor en comparación con las registradas con el umbral de la cuenca natural. Por lo que el efecto que tuvo la urbanización sobre la sequía hidrológica fue aumentar la frecuencia así como el déficit, aunque la duración de los eventos de sequía registró una reducción.

Los resultados de las cuencas 27001 “Martínez de la Torre” y 28003 “Cardel”, ambas cuencas localizadas en Veracruz, mostrados en esta tesis acentúan la dificultad, pero también la importancia de una correcta elección entre cuencas para poder utilizar una metodología de “cuencas pares”.

Es importante conocer sobre las implicaciones que este trabajo tiene para los tomadores de decisiones en temas relacionados con la gestión del agua durante periodos de estrés hídrico. Es de amplio conocimiento que las sequías tienen el potencial para impactar negativamente a los ecosistemas, la sociedad y la economía por lo que es importante cuantificarlas. Sabiendo que el déficit hídrico puede ser inducido tanto por el clima como por ciertas actividades humanas, los administradores de agua pueden utilizar herramientas como la mostrada en esta tesis para formular estrategias adecuadas para afrontar dichos eventos.

7. Anexos

Anexo A. Índices estandarizados de precipitación (SPI) y escurrimiento (SRI)

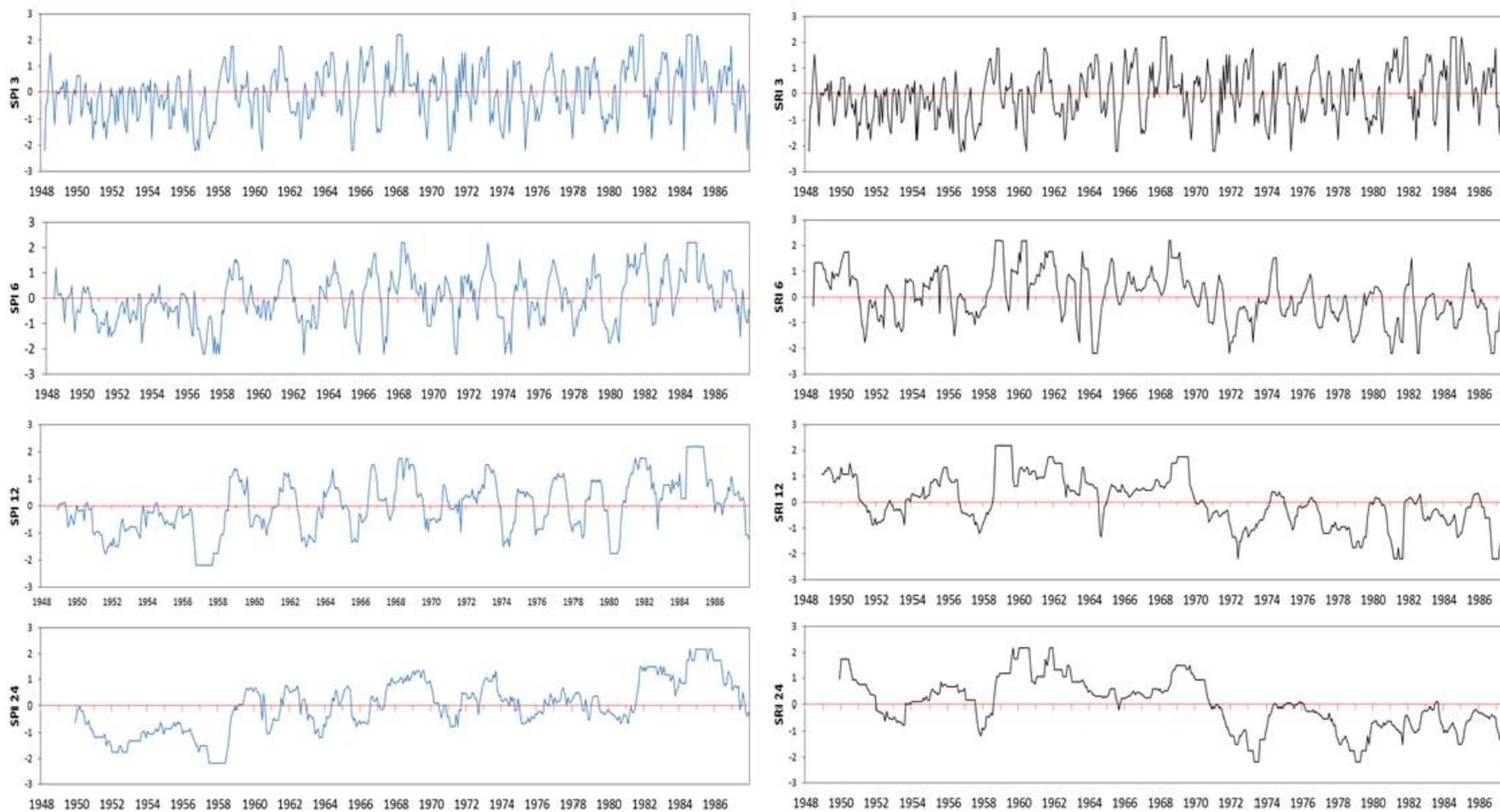


Figura 7-1. SPI y SRI cuenca 10033 "Palos Blancos"

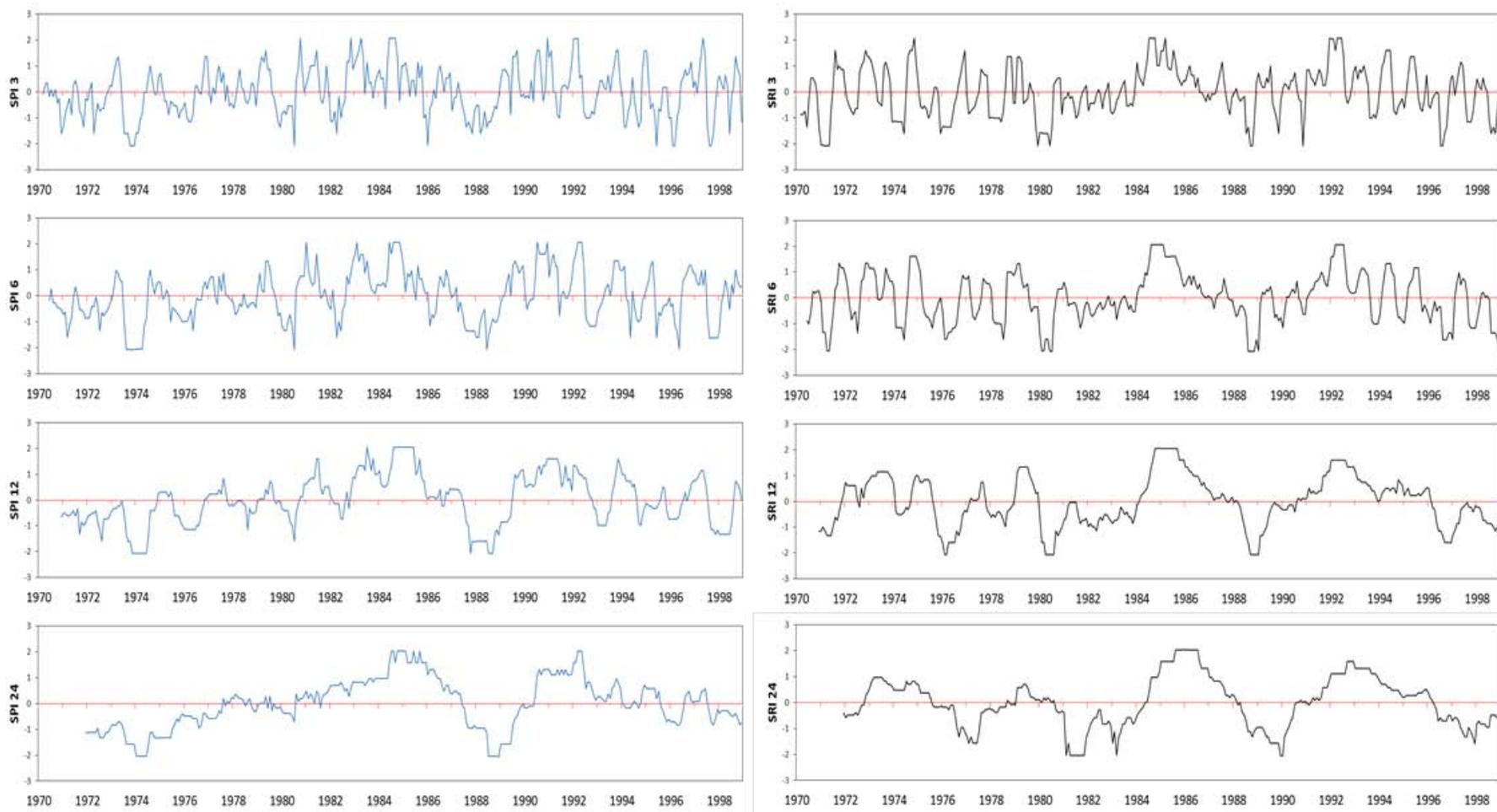


Figura 7-2. SPI y SRI cuenca 10036 "Jaina"

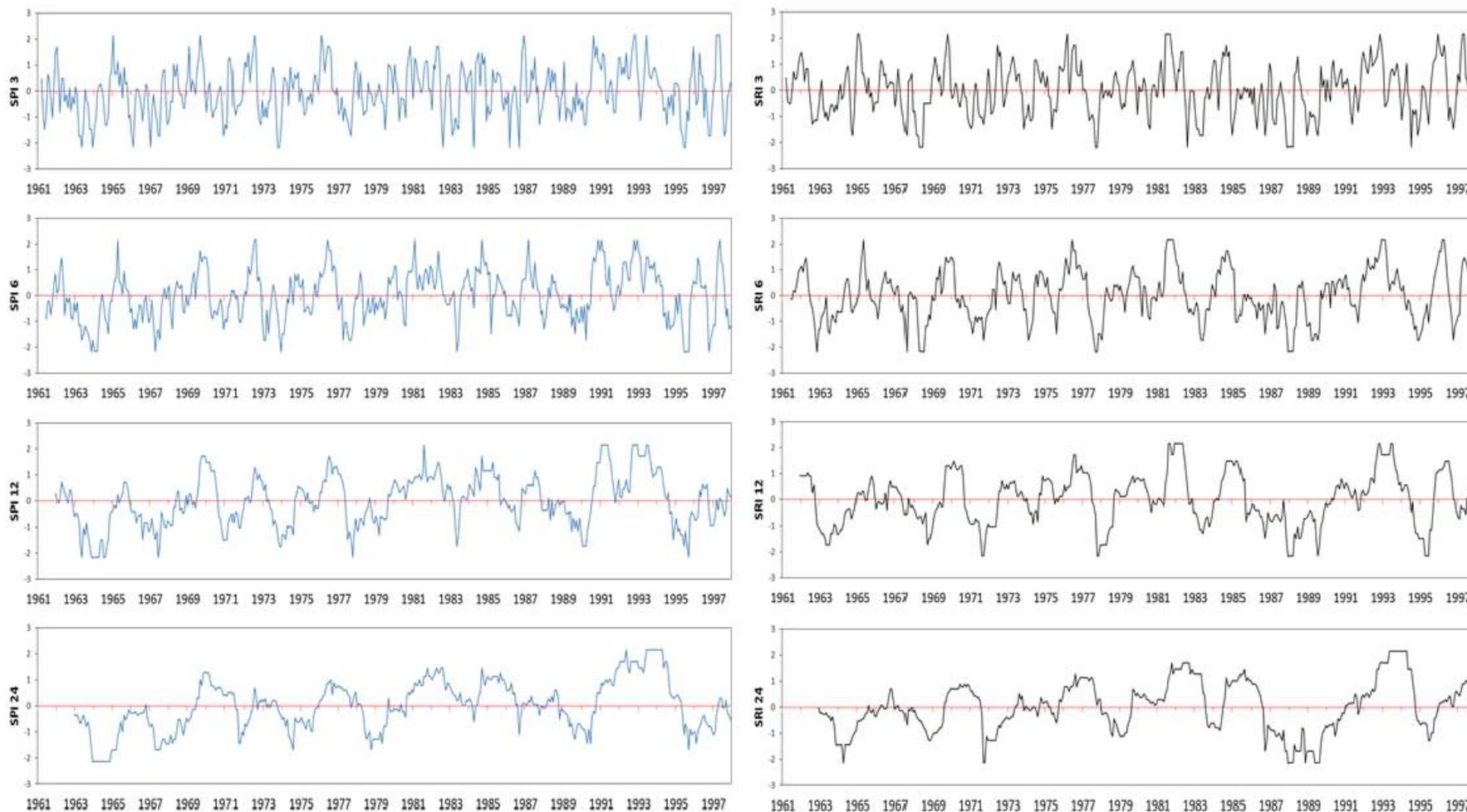


Figura 7-3. SPI y SRI cuenca 27001 "Martínez de la Torre"

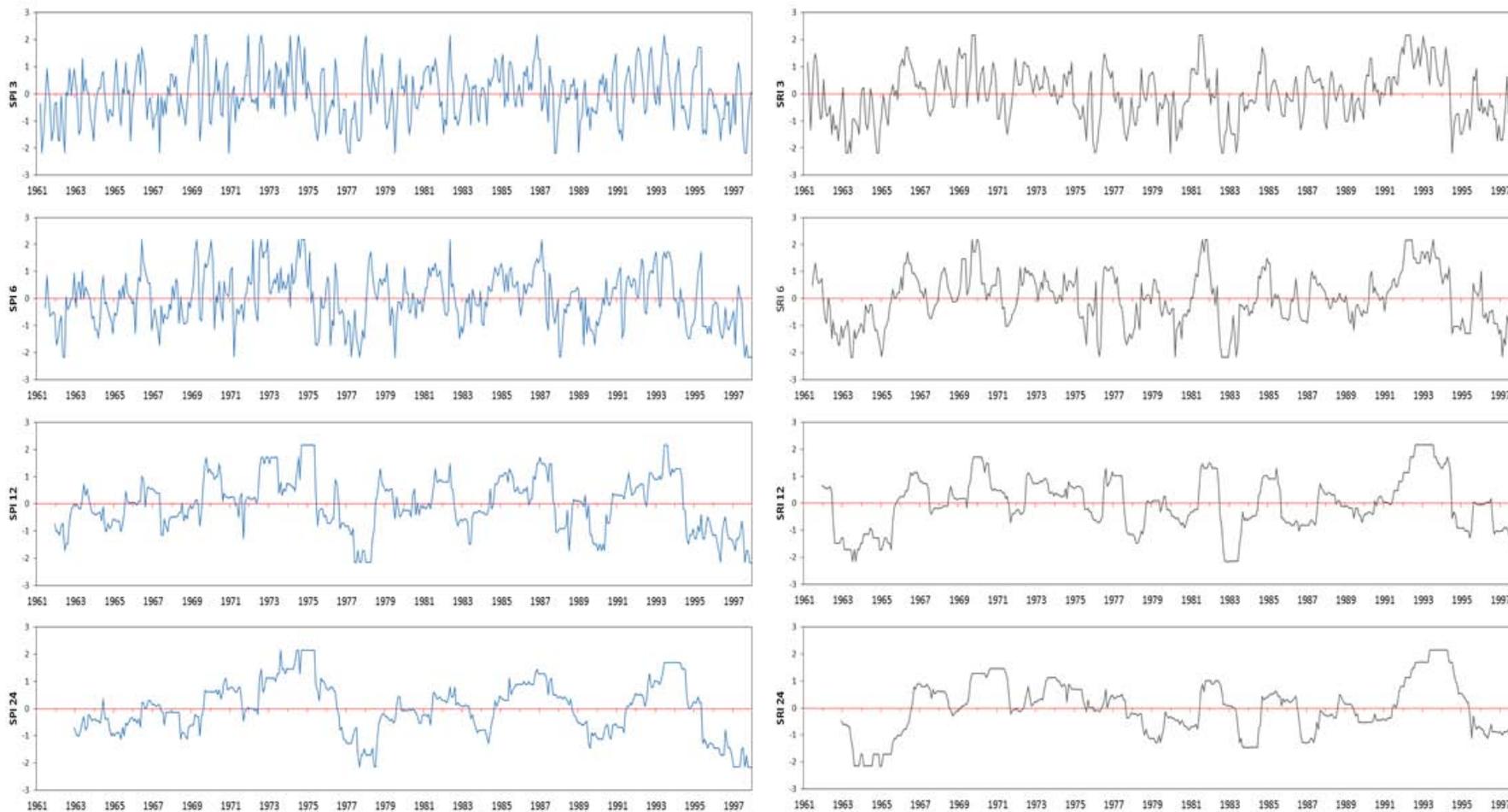


Figura 7-4. SPI y SRI cuenca 28003 "Cardel"

Anexo B. Comparación de las variables precipitación, evaporación y escurrimiento entre las cuencas 27001 “Martínez de la Torre” y 28003 “Cardel”.

Esta sección muestra la correlación de los datos hidrometeorológicos, para diferentes escalas temporales, entre las cuencas 27001 (Nautla) y 28003 (La Antigua), los cuales fueron tomados en cuenta para utilizar el enfoque de “Cuencas Pares”

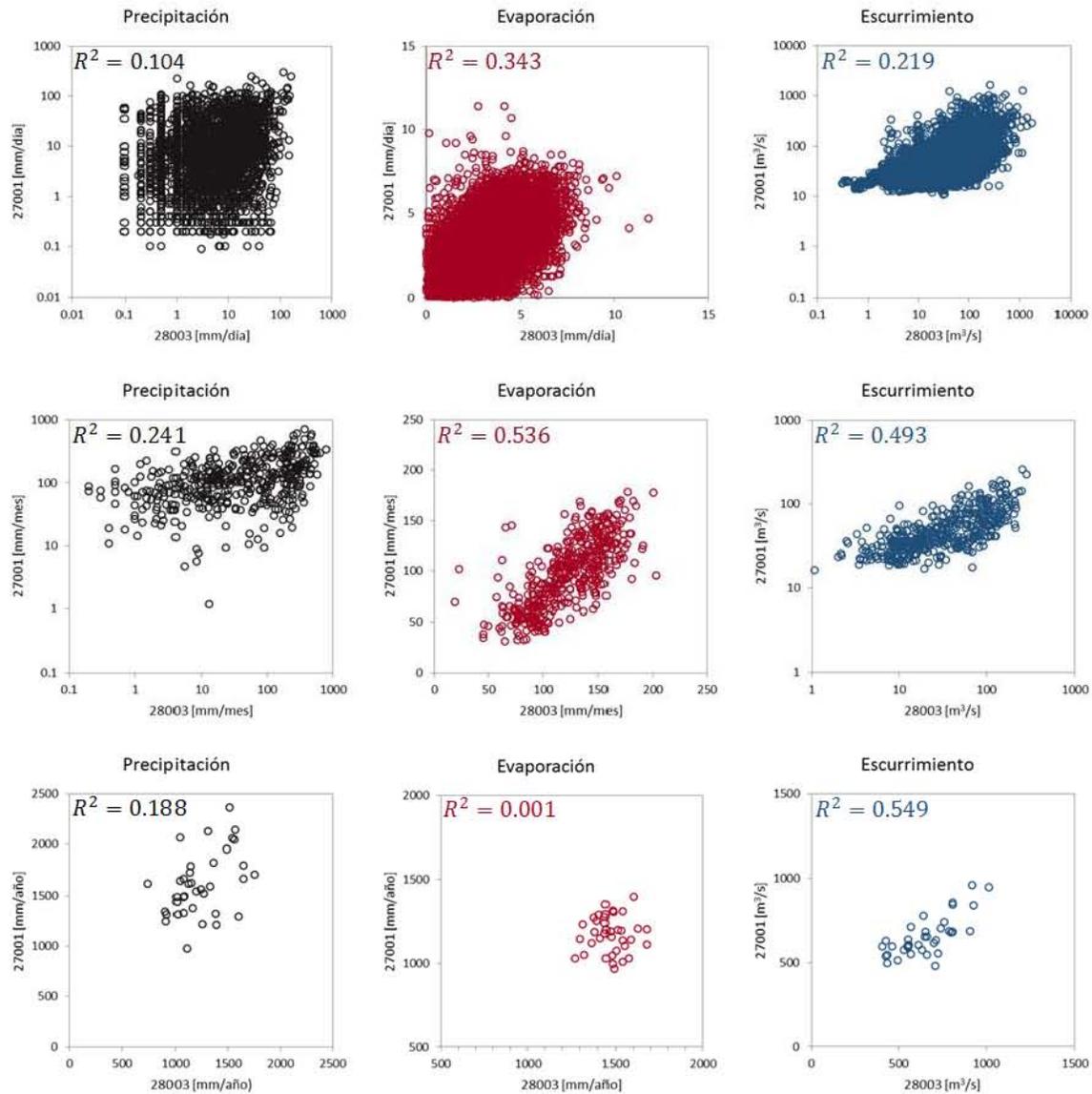


Figura 7-5. Gráficos de dispersión entre la precipitación, evaporación y escurrimiento a diferentes escalas temporales

Referencias

- Acuña-Soto, R. (2002). Megadrought and Megadeath in 16th Century Mexico. *Emerging Infectious Diseases*, 8(4), 360–362. <https://doi.org/10.3201/eid0804.010175>
- AghaKouchak, A., Feldman, D., Hoerling, M., Huxman, T., & Lund, J. (2015). Water and climate: Recognize anthropogenic drought. *Nature*, 524(7566), 409–411. <https://doi.org/10.1038/524409a>
- Aimers, J., & Hodell, D. (2011). Societal collapse: Drought and the Maya. *Nature*, 479(7371), 44–45. <https://doi.org/10.1038/479044a>
- Alley, W. M. (1984). The Palmer Drought Severity Index: Limitations and Assumptions. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<1100:TPDSIL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<1100:TPDSIL>2.0.CO;2)
- Arciniega-Esparza, S., Breña-Naranjo, J. A., & Troch, P. A. (2016). On the connection between terrestrial and riparian vegetation: the role of storage partitioning in water-limited catchments. *Hydrological Processes*, 31(2), 489–494. <https://doi.org/10.1002/hyp.11071>
- Beven, K. (2012). *Rainfall-Runoff Modelling*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd.

<https://doi.org/10.1002/9781119951001>

- Bosch, J. M., & Hewlett, J. D. (1982). A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55(1-4), 3-23. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90117-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90117-2)
- Bove, M. C. (2000). PDO modification of U.S. ENSO climate impacts, 111.
- Breña-Naranjo, J. A. ., Pedrozo-Acuña, A., Pozos-Estrada, O., Jiménez-López, S. A., & López-López, M. R. (2015). The contribution of tropical cyclones to rainfall in Mexico. *Physics and Chemistry of the Earth*, 83-84, 111-122. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.05.011>
- Breña-Naranjo, J. A., Laverde-Barajas, M. Á., & Pedrozo-Acuña, A. (2016). Changes in pan evaporation in Mexico from 1961 to 2010. *International Journal of Climatology*, 37(1), 204-213. <https://doi.org/10.1002/joc.4698>
- Brown, A. E., Zhang, L., McMahon, T. A., Western, A. W., & Vertessy, R. A. (2005). A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*, 310(1-4), 28-61. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.12.010>
- Budyko, M. I. (Mikhail I., & Miller, D. H. (1974). *Climate and life*. Academic Press. Retrieved from <http://trove.nla.gov.au/work/21788574?selectedversion=NBD498001>
- Cerano-Paredes, J., Villanueva-Díaz, J., Valdez-Cepeda, R. D., Méndez-González, J., & Constante García, V. (2011). Sequías reconstruidas en los últimos 600 años para el noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, (2), 235-249.
- CONAGUA. (2014). *Política pública nacional para la sequía: Documento rector*. Mexico, DF.
- CONAGUA. (2016). *Atlas del Agua en México 2016*. México.
- DOF. (2012). *Acuerdo por el que se instruyen acciones para mitigar los efectos de la sequía que atraviesan diversas entidades federativas*. Mexico, D.F.
- Dracup, J. A., Lee, K. S., & Paulson, E. G. (1980). On the definition of droughts. *Water Resources Research*, 16(2), 297-302. <https://doi.org/10.1029/WR016i002p00297>
- Endfield, G. H., & Tejeda-Fernández, I. (2006). Decades of Drought, Years of Hunger: Archival Investigations of Multiple Year Droughts in Late Colonial Chihuahua. *Climatic Change*, 75(4), 391-419. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-3492-7>
- Enfield, D. B., Mestas-nuñez, A. M., & Trimble, P. J. (2001). The Atlantic Multidecadal Oscillation and its Relationship to Rainfall and River Flows in the Continental U . S . A research article resubmitted to Geophysical Research Letters. *Atlantic*, 28(10), 2077-2080.
- Engeland, K., Hisdal, H., & Beldring, S. (2006). Predicting low flows in ungauged catchments. *Climate Variability and Change - Hydrological Impacts*, 308(November), 163-168.
- Escalante Sandoval, C. (1998). Identificación y análisis de sequías en la Región Hidrológica Número Sinaloa. *Ingeniería Hidráulica En México*, XIII, 23-43.
- Escobar-Ohmstede, A. (2003). *Desastres agrícolas en México: catálogo histórico*. Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social.
- Escobar-Ohmstede, A. (2004). *Desastres agrícolas en México. Catálogo histórico II*. FCE - Fondo de Cultura Económica.
- Falkenmark, M., & Rockström, J. (2008). Building resilience to drought in desertification-prone

- savannas in Sub-Saharan Africa: The water perspective. *Natural Resources Forum*, 32(2), 93–102. <https://doi.org/10.1111/j.1477-8947.2008.00177.x>
- FAO. (1999). FAO Meeting on public policies affecting forest fires. *Public Policies Affecting Forest Fires*, 1–380.
- FAO. (2007). *coping with water scarcity challenge of the twenty-first century*. フィルハモニ (Vol. 71). Retrieved from <http://ci.nii.ac.jp/naid/40005232449/>
- Fleig, A. K., Tallaksen, L. M., Hisdal, H., & Hannah, D. M. . (2011). Regional hydrological drought in north-western Europe: Linking a new Regional Drought Area Index with weather types. *Hydrological Processes*, 25(7), 1163–1179. <https://doi.org/10.1002/hyp.7644>
- Fleig, a. K., Tallaksen, L. M., Hisdal, H., & Demuth, S. (2005). A global evaluation of streamflow drought characteristics. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2(6), 2427–2464. <https://doi.org/10.5194/hessd-2-2427-2005>
- Florescano, E. (2000). *Breve historia de la sequía en México*. CONACULTA. Retrieved from <https://www.librosmexico.mx/libros/2892>
- Florescano, E., & Castorena, G. (1980). Análisis histórico de las sequías en México. Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, Comisión del Plan Nacional Hidráulico. Retrieved from <http://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=US201300602154>
- Foster, S. S. D., Morris, B. L., & Chilton, P. J. (1999). Groundwater in urban development – a review of linkages and concerns. *Impacts of Urban Growth on Surface Water and Groundwater Quality*, (259), 3–12.
- García-Acosta, V. (1993). Las Sequías Historicas de México. *Revista Semestral de La Red de Estudios Sociales En Prevención de Desastres En América Latina*, (4), 1–130.
- Gibbs, W. J., & Maher, J. V. (John V. (1967). Rainfall deciles as drought indicators. In *Bulletin (Commonwealth Bureau of Meteorology (Australia)) no:48* (p. 84). Melbourne : Bureau of Meteorology,.
- Gill, R. B., Mayewski, P. A., Nyberg, J., Haug, G. H., & Peterson, L. C. (2007). Drought and the Maya Collapse. *Ancient Mesoamerica*, 18(2), 283–302. <https://doi.org/10.1017/S0956536107000193>
- Grimm, A. M., Barros, V. R., & Doyle, M. E. (2000). Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, 13(1), 35–58. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0035:CVISSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0035:CVISSA>2.0.CO;2)
- Gupta, H. V., Sorooshian, S., & Yapo, P. O. (1998). Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34(4), 751–763. <https://doi.org/10.1029/97WR03495>
- Hayes, M. (2002). Drought Indices. *International Journal of Climatology*, 23(July), 18. <https://doi.org/10.1002/joc.931>
- Hernández-Espriú, A., Arango-Galván, C., Reyes-Pimentel, A., Martínez-Santos, P., de la Paz, C. P., Macías-Medrano, S., ... Breña-Naranjo, J. A. (2016). Water supply source evaluation in unmanaged aquifer recharge zones: The mezquital valley (Mexico) case study. *Water (Switzerland)*, 9(1), 1–25. <https://doi.org/10.3390/w9010004>
- Hisdal, H., & Tallaksen, L. M. (2000). Technical Report No . 6 Drought Event Definition. *Assessment of the Regional Impact of Droughts in Europe*, 1(6), 41.
- Hualan, R., & Hiroko, B. (2017). README Document for GLDAS Version 2 Data Products.

- Karl, T. R. (1986). The Sensitivity of the Palmer Drought Severity Index and Palmer's Z-Index to their Calibration Coefficients Including Potential Evapotranspiration. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1986\)025<0077:TSOTPD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1986)025<0077:TSOTPD>2.0.CO;2)
- Keyantash, J., & Dracup, J. A. (2002). The quantification of drought: An evaluation of drought indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(8), 1167–1180. <https://doi.org/10.1175/1520-0477>
- Krause, P., & Boyle, D. P. (2005). Advances in Geosciences Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances In Geosciences*, 5(89), 89–97. <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005>
- Linsey, R. K. J., Kholer, M. A., & Paulhus, J. L. H. (1975). *Hydrology for engineers*. McGraw Hill (Vol. 72). New York. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90195-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90195-1)
- Magaña, V. (2004). 2 El Niño y el Clima. In *Los Impactos de El Niño en México* (pp. 23–68). Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaría de Gobernación.
- Magaña, V., & Morales, C. (2004). 1 Introducción. In *Los Impactos de El Niño en México* (pp. 1–22). Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaría de Gobernación.
- Magaña, V., Pérez, J., Conde, C., Gay, C., & Medina, S. (1997). El fenómeno de El NIÑO y la Oscilación del Sur (ENOS) y sus impactos en México. *Universidad Nacional Autónoma de México*, 18. Retrieved from http://www.atmosfera.unam.mx/cclimat/DISCUSSION_ART/nino.pdf
- Mason, S. J., & Goddard, L. (2001). Probabilistic precipitation anomalies associated with ENSO. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(4), 619–638. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<0619:PPAAWE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<0619:PPAAWE>2.3.CO;2)
- Mawdsley, J., Petts, G. E., & Walker, S. (1994). Assessment of drought severity, (Ocasional Paper 3), 30.
- Mckee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *AMS 8th Conference on Applied Climatology*, (January), 179–184. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1993\)082<0179:MRDF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1993)082<0179:MRDF>2.0.CO;2)
- McMillan, H., Montanari, A., Cudennec, C., Savenije, H., Kreibich, H., Krueger, T., ... Xia, J. (2016). Panta Rhei 2013-2015: Global perspectives on hydrology, society and change. *Hydrological Sciences Journal*, 61(7), 1174–1191. <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1159308>
- Meerhoff, E. (2008). Análisis de los impactos causados por el fenómeno Meteorológico El Niño 1997-1998 a escala regional y por países. *Phi-Lac Unesco*. Retrieved from <http://www.unesco.org/uy/phi/biblioteca/archive/files/6241aad45d374db993bbce7cd1a13dd0.pdf>
- Mendoza, B., García-Acosta, V., Velasco, V., Jáuregui, E., & Díaz-Sandoval, R. (2007). Frequency and duration of historical droughts from the 16th to the 19th centuries in the Mexican Maya lands, Yucatan Peninsula. *Climatic Change*, 83(1–2), 151–168. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9232-1>
- Mishra, A. K., & Singh, V. P. (2010). A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391(1–2), 202–216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.012>

- Montanari, A., & Toth, E. (2007). Calibration of hydrological models in the spectral domain: An opportunity for scarcely gauged basins? *Water Resources Research*, 43(5), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2006WR005184>
- Nagarajan, R. (2009). *Drought Assessment*. India: Springer.
- Narasimhan, B., & Srinivasan, R. (2005). Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring. *Agricultural and Forest Meteorology*, 133(1–4), 69–88. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2005.07.012>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I-a Discussion of Principles*. *Journal of Hydrology*, 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Palmer, W. C. (1965). Meteorological Drought. *U.S. Weather Bureau, Res. Pap. No. 45*. Retrieved from <https://www.ncdc.noaa.gov/temp-and-precip/drought/docs/palmer.pdf>
- Pavia, E. G., Graef, F., & Reyes, J. (2006). PDO – ENSO Effects in the Climate of Mexico. *Journal of Climate*, 19(24), 6433–6438. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4045.1>
- Pederson, N., Bell, A. R., Knight, T. A., Leland, C., Malcomb, N., Anchukaitis, K. J., ... Riddle, J. (2012). A long-term perspective on a modern drought in the American Southeast. *Environmental Research Letters*, 7(1). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014034>
- Pelikan, J. (2016). *Human impacts on drought: influence of urbanisation and groundwater abstraction on hydrological drought in southern England*. Wageningen University.
- Pereira, L. S. (2002). *Coping with Water Scarcity*, (58).
- Pereyra Díaz, D., Pérez Sesma, J. A., & Salas Ortega, M. del R. (2010). Hidrología. In *Atlas del patrimonio natural, histórico y cultural de Veracruz* (pp. 85–122).
- Prudhomme, C., Giuntoli, I., Robinson, E. L., Clark, D. B., Arnell, N. W., Dankers, R., ... Wisser, D. (2014). Hydrological droughts in the 21st century, hotspots and uncertainties from a global multimodel ensemble experiment. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9), 3262–3267. <https://doi.org/10.1073/pnas.1222473110>
- Rakovec, O., Van Loon, A. F., & Van Lanen, H. A. J. (2009). DROUGHT ANALYSIS FOR THE UPPER-METUJE AND UPPER-SAZAVA CATCHMENTS (CZECH REPUBLIC) USING THE HYDROLOGICAL MODEL HB, (19).
- Rangecroft, S., Van Loon, A. F., Maureira, H., Verbist, K., & Hannah, D. M. (2016). Multi-method assessment of reservoir effects on hydrological droughts in an arid region. *Earth System Dynamics Discussions*, (November), 1–32. <https://doi.org/10.5194/esd-2016-57>
- Reyes Chavez, L. (2001). *Análisis Regional de Sequías*. Universidad Nacional de México.
- Rojas, O., Li, Y., & Cumani, R. (2015). *Entendiendo el impacto de sequía provocada por El Niño en el área agrícola mundial: una evaluación utilizando el Índice de Estrés Agrícola de la FAO (ASI) (Vol. 1, 52)*. Retrieved from <http://www.fao.org/3/a-i4251s.pdf>
- Romero-Beltrán, E. (2013). Presa Lic. Gustavo Díaz Ordaz “Bacurato”, Sinaloa, 21.
- Ropelewski, C. F., & Halpert, M. S. (1987). Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2)
- Salas, J. (1980). *Applied modeling of hydrologic time series*. Water Resources Publications.

- Sánchez-Santillán, N., Signoret-Poillon, M., & Garduño-López, R. (2006). La Oscilación del Atlántico Norte : un fenómeno que incide en la variabilidad climática de México. *Ingeniería Investigación Y Tecnología, VII*, 85–95.
- Sancho y Cervera, J., Perez, D., & Arias, G. (1980). Las sequías en México : historia , características y efectos, 747–757.
- Seibert, J. (1997). Estimation of Parameter Uncertainty in the HBV Model. *Nordic Hydrology, 28*(1982), 247–262. <https://doi.org/10.2166/nh.1997.015>
- Seibert, J. (2000). Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences, 4*(2), 215–224. <https://doi.org/10.5194/hess-4-215-2000>
- Seibert, J. (2005). *HBV light version, User's Manual*.
- Şen, Z. (2015). *Applied Drought Modeling, Prediction, and Mitigation*. Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-802176-7.00001-8>
- Seneviratne, S., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C., Kanae, S., Kossin, J., ... Zhang, X. (2012). Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. *Managing the Risk of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation.*, 109–230. <https://doi.org/10.1017/CB09781139177245.006>
- Shafer, B. A., & Dezman, L. E. (1982). *Development of a surface water supply index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas. Proceedings of the 50th Annual Western Snow Conference*. Fort Collins, CO. Retrieved from <http://www.westernsnowconference.org/node/932>
- Sheffield, J., & Wood, E. F. (2012). *Drought : Past Problems and Future Scenarios*. Taylor and Francis.
- Sheffield, J., Wood, E. F., & Roderick, M. L. (2012). Little change in global drought over the past 60 years. *Nature, 491*(7424), 435–438. <https://doi.org/10.1038/nature11575>
- Sivapalan, M., Blöschl, G., Zhang, L., & Vertessy, R. (2003). Downward approach to hydrological prediction. *Hydrological Processes, 17*(11), 2101–2111. <https://doi.org/10.1002/hyp.1425>
- Smakhtin, V. U. (2001). Low flow hydrology: A review. *Journal of Hydrology, 240*(3–4), 147–186. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00340-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00340-1)
- Stagge, J. H., Tallaksen, L. M., Gudmundsson, L., Van Loon, A. F., & Stahl, K. (2015). Candidate Distributions for Climatological Drought Indices (SPI and SPEI). *International Journal of Climatology, 36*(4), 2132–2138. <https://doi.org/10.1002/joc.4564>
- Stahl, K. (2001). *Hydrological Drought - a Study across Europe. PhD thesis*. Freiburger Schriften zur Hydrologie.
- Stahl, K., & Hisdal, H. (2004). Hydroclimatology. In L. M. Tallaksen & H. A. J. Van Lanen (Eds.), *Hydrological drought : processes and estimation methods for streamflow and groundwater* (1. ed., pp. 19–51). Amsterdam [u.a.]: Elsevier.
- Stahle, D. W., Diaz, J. V., Burnette, D. J., Paredes, J. C., Heim, R. R., Fye, F. K., ... Stahle, D. K. (2011). Major Mesoamerican droughts of the past millennium. *Geophysical Research Letters, 38*(5), 2–5. <https://doi.org/10.1029/2010GL046472>
- Staudinger, M., Stahl, K., Seibert, J., Clark, M. P., & Tallaksen, L. M. (2011). Comparison of hydrological model structures based on recession and low flow simulations. *Hydrology*

- and Earth System Sciences*, 15(11), 3447–3459. <https://doi.org/10.5194/hess-15-3447-2011>
- Tallaksen, L. M., Hisdal, H., & Lanen, H. A. J. V. (2009). Space-time modelling of catchment scale drought characteristics. *Journal of Hydrology*, 375(3–4), 363–372. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.032>
- Tallaksen, L. M., Madsen, H., & Clausen, B. (1997). On the definition and modelling of streamflow drought duration and deficit volume. *Hydrological Sciences Journal*, 42(1), 15–33. <https://doi.org/10.1080/02626669709492003>
- Tallaksen, L. M., & Van Lanen, H. A. J. (2004). *Hydrological Drought: Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Development in Water Science* (Vol. 48). Elsevier B.V. Retrieved from <http://www.amazon.com/dp/0444516883>
- Tarpley, J. D., Schneider, S. R., & Money, R. L. (1984). Global Vegetation Indices from the NOAA-7 Meteorological Satellite. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0491:GVIFTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0491:GVIFTN>2.0.CO;2)
- Thompson, S. E., Sivapalan, M., Harman, C. J., Srinivasan, V., Hipsey, M. R., Reed, P., ... Blöschl, G. (2013). Developing predictive insight into changing water systems: Use-inspired hydrologic science for the anthropocene. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(12), 5013–5039. <https://doi.org/10.5194/hess-17-5013-2013>
- Tsakiris, G., Loukas, A., Pangalou, D., Vangelis, H., Tigkas, D., Rossi, G., & Cancelliere, A. (2007). Drought characterization [Part 1. Components of drought planning. 1.3. Methodological component]. *Drought Management Guidelines Technical Annex*, 58(58), 85–102. Retrieved from <http://om.ciheam.org/om/pdf/b58/00800535.pdf>
- UHLENBROOK, S., SEIBERT, J., LEIBUNDGUT, C., & RODHE, A. (1999). Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure. *Hydrological Sciences Journal*, 44(5), 779–797. <https://doi.org/10.1080/02626669909492273>
- Valiente, O. (2001). Sequia: Definiciones, tipología y metodos de cuantificación. *Investigaciones Geográficas*, 26, 59–80.
- Van Loon, A. F. (2013). *On the propagation of Drought*. Wageningen University, Wageningen, NL.
- Van Loon, A. F. (2015). Hydrological drought explained. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 2(4), 359–392. <https://doi.org/10.1002/wat2.1085>
- Van Loon, A. F., Gleeson, T., Clark, J., J M Van Dijk, A. I., Stahl, K., Hannaford, J., ... J Van Lanen, H. A. (2016). Drought in the Anthropocene. *Nature Publishing Group*, 9. <https://doi.org/10.1038/ngeo2646>
- Van Loon, A. F., Stahl, K., Di Baldassarre, G., Clark, J., Rangelcroft, S., Wanders, N., ... Van Lanen, H. A. J. (2016). Drought in a human-modified world: reframing drought definitions, understanding, and analysis approaches. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(9), 3631–3650. <https://doi.org/10.5194/hess-20-3631-2016>
- Van Loon, A. F., & Van Lanen, H. A. J. (2013). Making the distinction between water scarcity and drought using an observation-modeling framework. *Water Resources Research*, 49(3), 1483–1502. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20147>
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Habets, F., Soubeyrou, J.-M., Blanchard, M., & Baillon, M. (2010). Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-

- Modcou hydrometeorological suite. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(3), 459–478. <https://doi.org/10.5194/hess-14-459-2010>
- Wada, Y., Van Beek, L. P. H., Wanders, N., & Bierkens, M. F. P. (2013). Human water consumption intensifies hydrological drought worldwide. *Environmental Research Letters*, 8(3). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/034036>
- Wanders, N., Van Lanen, H. A. J., & Van Loon, A. F. (2010). *WATCH Technical Report No. 24: Indicators for drought characterization on a global scale*.
- Wilhite, D. A. (2000). Drought as a natural hazard: Concepts and definitions. *Drought: A Global Assessment*, 3–18.
- Wilhite, D. A. (2005). *Drought and Water Crises: Science, Technology, and Management Issues*. (D. A. Wilhite, Ed.), CRC Press (1 st editi). USA: Taylor & Francis.
- Wilhite, D. A., & Glantz, M. H. (1985). Understanding: the Drought Phenomenon: The Role of Definitions. *Water International*, 10(3), 111–120. <https://doi.org/10.1080/02508068508686328>
- WMO, & GWP. (2016). *Handbook of drought indicators and indices*.
- Woodhouse, C. A., & Overpeck, J. T. (1998). 2000 Years of Drought Variability in the Central United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(12), 2693–2714. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<2693:YODVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<2693:YODVIT>2.0.CO;2)
- Wreford, A., & Adger, W. N. (2010). Adaptation in agriculture: historic effects of heat waves and droughts on UK agriculture. *International Journal of Agricultural Sustainability*, 8(4), 278–289. <https://doi.org/10.3763/ijas.2010.0482>
- Yevjevich, V. M. (1967). An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. *Hydrology Papers* 23, (23), 25. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(69\)90110-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(69)90110-3)
- Zargar, A., Sadiq, R., Naser, B., & Khan, F. I. (2011). A review of drought indices. *Environmental Reviews*, 19(NA), 333–349. <https://doi.org/10.1139/a11-013>
- Zégre, N., Skaugset, A. E., Som, N. A., McDonnell, J. J., & Ganio, L. M. (2010). In lieu of the paired catchment approach: Hydrologic model change detection at the catchment scale. *Water Resources Research*, 46(11), 1–20. <https://doi.org/10.1029/2009WR008601>