



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE MÉXICO
INSTITUTO INTERAMERICANO DE TECNOLOGÍA Y CIENCIAS DEL AGUA

*ESTIMACIÓN DEL RENDIMIENTO HÍDRICO Y SU CONTRIBUCIÓN A LA RECARGA
POTENCIAL DEL AGUA SUBTERRÁNEA ACTUAL Y FUTURA EN EL ACUÍFERO VALLE DE
SAN JUAN DEL RÍO, QUERÉTARO*

TESIS

PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS DEL AGUA

PRESENTA:

GUILLERMO HERVIS GRANDA

TUTOR ACADÉMICO: DR. MIGUEL ÁNGEL GÓMEZ ALBORES

TUTOR ADJUNTO: DR. JOSÉ LUIS EXPÓSITO CASTILLO

Toluca, México; Mayo de 2021

RESUMEN

El conocimiento del balance hídrico en una cuenca hidrográfica es un requisito indispensable en la gestión sostenible de los recursos hídricos. Los modelos hidrológicos permiten estimar y simular la distribución espacial de los componentes de los flujos superficiales para diferentes condiciones y conocer los potenciales flujos que se aportan al agua subterránea. La presente investigación se centra en la estimación del rendimiento hídrico (RH) y su contribución a la recarga del agua subterránea en una subcuenca que se encuentra enmarcada en el Acuífero Valle de San Juan del Río, Querétaro (AVSJR), una zona de especial vulnerabilidad climática y con una alta presión en los recursos hídricos disponibles debido a que el agua subterránea es la principal fuente de abastecimiento de agua potable, permanente y segura en la región. A partir del modelo hidrológico distribuido InVEST Seasonal Water Yield se estimaron los escurrimientos medios mensuales para el período 1975-1980, 2003-2007 y 2008-2014, se estimó la contribución de la precipitación a la recarga del agua subterránea en la región. Se compararon los escurrimientos medios mensuales observados con los obtenidos por el modelo, los parámetros calibrados en el análisis estadístico permitieron concluir que el modelo es capaz de simular correctamente el RH superficial en ambos períodos de tiempo. Fue comparada la evapotranspiración real simulada por SWYM con la observada por los sensores remotos MODIS en el período 2003-2007, para evaluar el nivel de incertidumbre en las estimaciones de la recarga potencial del agua subterránea, que adicionalmente fueron validadas hidrogeológicamente. Se estimó el rendimiento hídrico y la recarga al agua subterránea considerando las proyecciones de cambio en la precipitación y temperatura de los modelos de cambio climático HADGEM2-AO, MRI-CGCM3 y CNRM-CM5 para los periodos 2041-2060 y 2061-2080 bajos dos escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero RCP4.5 y RCP8.5.

Como resultados de la investigación se comprobó que el modelo es capaz de simular el rendimiento hídrico superficial en los períodos analizados, existiendo una correlación entre los valores observados y simulados superior a 0.9 para la generalidad de las subcuencas con información hidrométrica, evaluándose cualitativamente el desempeño del modelo en función de los indicadores estadísticos NSE, PBIAS y RSR de Muy bueno a Satisfactorio. Las proyecciones promedio de los *Modelos de Circulación General* (MCG) para la región indican la precipitación medial anual en la región en el período 2041-2060 disminuirá 4.58%

y 2.30%, para el escenario RCP4.5 y 8.5 respectivamente respecto al período base. En el período 2061-2080 se proyectan reducciones regionales de 4.56% para el escenario de estabilización y 8.56% para el escenario pesimista, evidenciándose las diferencias que se presentan en la precipitación para los escenarios que asciende a un 4%. Para la región se proyecta un incremento de la temperatura promedio que asciende a 1.29°C (RCP4.5) y 1.87°C (RCP8.5) en el período 2041-2060, mientras que para finales del siglo se proyectan incrementos 1.69°C (RCP4.5) y 2.93°C (RCP8.5). De acuerdo con los resultados del modelo hidrológico SWY el rendimiento hídrico superficial en la región se verá reducido para mediados de siglo en 9.30% y 4.90% para el escenario RCP4.5 y RCP8.5 respectivamente. El impacto de recarga potencial de los escenarios de CC indican que se reducirán en la región en 23.8 hm³ (10.7%) y para el escenario RCP8.5 en 15.4 hm³ (7%). Para finales de siglo se reducirán en un 9.13% para el escenario RCP4.5 y en un 19.52% para el escenario RCP 8.5, al tiempo que la reducción de la recarga potencial ascenderá a 10.70%-21.60% respecto al período base para cada respectivo escenario.

Índice de contenido

INTRODUCCIÓN.....	1
Antecedentes del estudio del rendimiento hídrico y la recarga del acuífero VSJR	2
Justificación.....	3
Hipótesis.....	4
Objetivos	4
Objetivo general	4
Objetivos específicos	5
CAPÍTULO I: MARCO TEÓRICO.....	6
1.1. Ciclo hidrológico	6
1.2. Rendimiento hídrico	6
1.3. La cobertura del suelo y su influencia en el rendimiento hídrico.....	7
1.4. Recarga de agua subterránea	8
1.5. Métodos para la estimación de la recarga subterránea	9
1.6. Modelación hidrológica.....	11
1.7. Empleo de modelos hidrológicos para estimar la recarga de agua subterránea	12
1.8. Método del Número de la Curva para estimar los escurrimientos	13
1.9. Cambio climático y su repercusión en el rendimiento hídrico y la recarga de acuíferos	14
1.10. Modelo InVEST	15
1.11. Desarrollo teórico del modelo Seasonal Water Yield	17
Ecurrimiento superficial o flujo rápido (QF).....	18
Recarga local (L)	18
Flujo base (Bsum).....	21
1.12. Incertidumbres, limitaciones y enfoques de calibración del modelo InVEST Seasonal Water Yield.....	22
<i>Limitaciones</i>	23
<i>Incertidumbres</i>	23
<i>Enfoques de calibración y análisis de sensibilidad</i>	24
1.13. Detección de valores atípicos de series hidrológicas.....	25
1.14. Análisis estadístico de series hidrológicas.....	26
1.15. Pruebas estadísticas de homogeneidad	27
<i>Prueba Mann-Whitney</i>	27
<i>SNHT</i>	28

<i>Buishand</i>	29
<i>Pettitt</i>	30
1.16. Pruebas estadísticas de tendencia	31
<i>Mann-Kendall</i>	31
<i>Thiel-Sen's Slope</i>	32
CAPÍTULO II: CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	34
2.1. Localización.....	34
2.2. Clima	35
2.3. Geomorfología.....	36
2.4. Hidrología superficial	37
2.5. Tipo de suelo	37
2.6. Geología.....	40
2.7. Características hidrogeológicas del acuífero	43
2.8. Uso y cobertura del suelo	45
CAPÍTULO III: MATERIALES Y MÉTODOS	47
3.1. Metodología general	47
3.2. Recopilación y reestructuración de las bases de datos espaciales	47
3.3. Recopilación y reestructuración de las series hidrológicas	49
<i>Gráficos de disponibilidad de datos</i>	49
<i>Detección de valores atípicos</i>	49
3.4. Análisis estadístico de las series de datos.....	51
3.5. Estimación del rendimiento hídrico y su contribución a la recarga potencial del agua subterránea	52
3.5.1. Selección de los períodos de modelación	52
3.5.2. Generación y estructuración de los datos requeridos por el modelo InVEST Seasonal Water Yield	52
<i>Acondicionamiento del Modelo Digital de Elevaciones</i>	53
<i>Delimitación de la cuenca superficial, subcuencas y red hidrográfica</i>	53
<i>Modelo digital de elevaciones y Umbral de acumulación de flujo</i>	54
<i>Precipitación media mensual</i>	54
<i>Evapotranspiración de referencia</i>	55
<i>Evapotranspiración real observada</i>	55
<i>Uso y Cobertura del Suelo</i>	56
<i>Agrupación Hidrológica de los Suelos</i>	56

<i>Tabla de parámetros biofísicos</i>	57
<i>Eventos de lluvias</i>	58
<i>Parámetros del modelo</i>	59
3.5.3. Estimación del rendimiento hídrico actual	60
3.5.4. Calibración y validación del modelo	61
<i>Evaluación del rendimiento del modelo</i>	63
3.5.5. Validación de la recarga potencial del agua subterránea	64
3.6. Estimación del rendimiento hídrico futuro y su contribución a la recarga del agua subterránea	65
CAPÍTULO IV: RESULTADOS Y DISCUSIÓN	66
4.1. Disponibilidad de datos hidrométricos	66
<i>Información hidrométrica</i>	66
<i>Comportamiento de vasos en las presas</i>	70
4.2. Disponibilidad de datos climatológicos.....	72
<i>Precipitación</i>	72
<i>Temperatura</i>	73
1.1. Valores atípicos en las series climáticas	75
4.3. Análisis estadístico de las series de datos hidroclimáticos.....	77
4.3.1. Homogeneidad. Puntos de quiebre	77
4.3.2. Tendencias	78
<i>Escurrecimientos medios anuales</i>	78
<i>Precipitación acumulada anual</i>	80
<i>Precipitación media anual</i>	84
<i>Temperatura máxima</i>	87
<i>Temperatura mínima</i>	89
4.4. Rendimiento hídrico retrospectivo y actual.....	92
4.4.1. Período 1975-1980.....	92
4.4.2. Período 2003-2007.....	101
4.4.3. Período 2008-2014.....	109
4.5. Recarga potencial del agua subterránea.....	115
4.6. Análisis de las proyecciones de CC en las variables que influyen en el rendimiento hídrico futuro.....	121
4.7. Rendimiento hídrico futuro y su contribución a la recarga potencial del agua subterránea	128

4.8. Discusión de los resultados.....	132
<i>Disponibilidad de datos hidrométricos para la calibración</i>	132
<i>Tendencia de las series climatológicas</i>	133
<i>Calibración del rendimiento hídrico superficial</i>	134
<i>Calibración de la evapotranspiración real</i>	138
<i>Algunas consideraciones sobre el enfoque del modelo SWY</i>	142
<i>Rendimiento hídrico superficial y la recarga potencial del agua</i>	144
<i>Validación de la recarga potencial del agua subterránea</i>	150
<i>Proyecciones de cambio climático para la región</i>	153
<i>Rendimiento hídrico futuro y su contribución a la recarga del agua subterránea</i>	154
CONCLUSIONES	157
RECOMENDACIONES	159
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	160
ANEXOS	181
Anexo 1: Información de las estaciones hidrométricas y climatológicas en el área de estudio.	181
Anexo 2: Diagramas de caja en la detección de valores atípicos de las variables hidrológicas.	184
Anexo 3: Gráficas de tendencia en variables hidrológicas de acuerdo con la prueba Mann-Kendall.	190

Índice de figuras

Figura 1.1 Balance hídrico, en la escala de píxeles, empleado por el modelo <i>Seasonal Water Yield</i> para estimar las contribuciones a los procesos escurrimientos en una cuenca. 17	
Figura 1.2 Esquema de enrutamiento del método de cálculo del modelo <i>Seasonal Water Yield</i> . Se representa una ruta de flujo simplificada (1D) para ilustrar el balance hídrico simplificado calculado para cada píxel.	21
Figura 2.2 Clasificación climática del área de estudio.	35
Figura 2.3 Clasificación de los suelos en el área de estudio.....	39
Figura 2.4 Clasificación hidrológica de los suelos en el área de estudio.	40
Figura 2.5 Geología superficial en el área de estudio.....	41
Figura 2.6 Mapa de uso de suelo del área de estudio.	46
Fuente: INEGI (2016).....	46
Figura 3.1 Esquema general de las etapas metodológicas para la implementación del Método de Balance Hídrico a partir de la modelación matemático-hidrológica por subcuencas.	47
Figura 3.2 Diagrama en el Macro Modeler TerrSet para rellenar los pixeles vacíos y con valores anómalos dentro del Modelo Digital de Elevaciones.....	53

Figura 3.3 Diagrama en el Macro Modeler en el SIG TerrSet para estimar la evapotranspiración de referencia a partir de la ecuación	55
Figura 3.4 Proceso metodológico de trabajo con el modelo Seasonal Water Yield.....	60
Figura 3.5 Proceso metodológico de trabajo para la calibración del modelo.	62
Figura 4.1 Gráfico de disponibilidad de datos de caudales medios mensuales en las estaciones hidrométricas que registran caudales en ríos en el área de estudio.	66
Figura 4.2 Gráfico de disponibilidad de datos de caudales medios mensuales en las estaciones hidrométricas de la presa Derivadora Loma del Toro.	68
Figura 4.3 Mapa de las estaciones distribución de estaciones las estaciones hidrométricas y las presas que se encuentran en el área de estudio.	69
Figura 4.4 Gráfico de disponibilidad de datos del comportamiento de vasos en las presas del área de estudio.....	70
Figura 4.5 Gráfico de disponibilidad de datos del comportamiento de vasos en las presas del área de estudio.....	72
Figura 4.6 Gráfico de disponibilidad de precipitación de las estaciones climáticas en el área de estudio.	73
Figura 4.7 Gráfico de disponibilidad de datos de temperatura de las estaciones climáticas en el área de estudio.	74
Figura 4.8 Cajas de datos generales para las variables climatológicas: a) precipitación mensual, b) caudales medios mensuales, c) temperatura máxima.	75
Figura 4.9 Ejemplo de los dos tipos de comportamientos evidenciados en el análisis de los datos atípicos en la comparación con los datos registrados por sus estaciones vecinas. a) Valores se desviaban de las observaciones de las estaciones vecinas y b) valor que sigue la misma tendencia de las estaciones vecinas.	76
Figura 4.10 Gráficos de hidrogramas de escurrimientos en las estaciones hidrométricas. .	79
Figura 4.11 Mapa de distribución espacial de la tendencia del acumulado de lluvia anual, período lluvioso y período seco.	83
Figura 4.12 Mapa de distribución espacial de la tendencia de la lluvia media anual.	86
Figura 4.13 Mapa de distribución espacial de la tendencia de la temperatura máxima.	88
Figura 4.14 Mapa de distribución espacial de la tendencia de la temperatura mínima.	91
Figura 4.15 Rendimiento hídrico superficial simulado por el modelo InVEST Seasonal Water Yield en el período 1975-1979.....	93
Figura 4.16 Diferencias estacionales entre los volúmenes medios medidos y los obtenidos por el modelo Seasonal Water Yield en el período 1975-1979. a) Período húmedo, b) Período seco.	95
Figura 4.17 Correlación por subcuenca entre el rendimiento hídrico simulado y observado para el período 1975-1979.	96
Figura 4.18 Hidrogramas de escurrimientos superficiales observados y modelados por subcuencas para el período 1975-1979.	97
Figura 4.19 Evapotranspiración real simulada por el modelo InVEST Seasonal Water Yield en el período 1975-1980.	100
Figura 4.20 Rendimiento hídrico superficial simulado por el modelo InVEST Seasonal Water Yield en el período 2003-2007.....	102

Figura 4.21 Diferencias estacionales entre los volúmenes medios medidos y los obtenidos por el modelo Seasonal Water Yield en el período 2003-2007: a) Período húmedo, b) Período seco.....	104
Figura 4.22 Correlación por subcuenca entre el escurrimiento superficial simulado y observado para el período 2003-2007.....	105
Figura 4.23 Hidrogramas de escurrimientos superficiales observados y modelados por subcuencas para el período 2003-2007.....	106
Figura 4.24 a) Evapotranspiración real observada por sensores remotos y b) evapotranspiración simulada por el modelo InVEST Seasonal Water Yield.....	108
Figura 4.25 Diferencias estacionales entre los volúmenes medios medidos y los obtenidos por el modelo Seasonal Water Yield en el período 2008-2014: a) Período húmedo, b) Período seco.....	110
Figura 4.26 Correlación por subcuenca entre el escurrimiento superficial simulado y observado para el período 2008-2014.....	111
Figura 4.27 Hidrogramas de escurrimientos superficiales observados y modelados por subcuencas para el período 2008-2014.....	112
Figura 4.28 a) Evapotranspiración real observada por sensores remotos y b) evapotranspiración simulada por el modelo InVEST Seasonal Water Yield para el período 2008-2014.....	114
Figura 4.28 Recarga potencial estimada por el modelo Seasonal Water Yield para el área del acuífero del Valle de San Juan del Río en el período 1975-1979.....	117
Figura 4.29 Recarga potencial estimada por el modelo Seasonal Water Yield para el área del acuífero del Valle de San Juan del Río en el período 2003-2007.....	118
Figura 4.30 Recarga potencial estimada por el modelo Seasonal Water Yield para el área del acuífero del Valle de San Juan del Río en el período 2008-2014.....	120
Figura 4.31 Área ocupada por cada uno y cobertura del suelo en los períodos de simulación para el rendimiento hídricos retrospectivo y actual, y considerando las proyecciones para los períodos 2041-2060 y 2061-2080.....	122
Figura 4.32 Precipitación media anual proyectada por los MCG en el período 2041-2060 para los escenarios RCP4.5 y 8.5.....	124
Figura 4.33 Temperatura media anual proyectada por los MCG en el período 2041-2060 para los escenarios RCP4.5 y 8.5.....	125
Figura 4.34 Precipitación media anual proyectada por los MCG en el período 2061-2080 para los escenarios RCP4.5 y 8.5.....	127
Figura 4.35 Temperatura media anual proyectada por los MCG en el período 2061-2080 para los escenarios RCP4.5 y 8.5.....	127
Figura 4.36 Recarga potencial media anual proyectada para la región en el período 2041-2060 considerando la respuesta de los MCG para los escenarios RCP4.5 y 8.5.....	131
Figura 4.37 Recarga potencial media anual proyectada para la región en el período 2061-2080 considerando la respuesta de los MCG para los escenarios RCP4.5 y 8.5.....	131
Figura 4.38. Variación del parámetro CN para los diferentes uso y coberturas del suelo en función de la clasificación hidrológica de los suelos.....	135
Figura 4.39 Diferencia espacial del coeficiente de la Curva Número considerando los valores por defecto y los valores calibrados.....	137

Figura 4.40 Variación del valor de CN ponderado para las 14 subcuencas analizadas considerando los valores por defecto y los valores calibrados.	137
Figura 4.41. Variación del parámetro Kc para los diferentes uso y coberturas del suelo considerando la parametrización por defecto y los valores calibrados para los períodos 2003-2007 y 2008-2014.	140
Figura 4.42 Relación entre la evapotranspiración real simulada por SWYM y la precipitación media anual: a) período 1975-1979, b) período 2003-2007.	144
Figura 4.43. Variación temporal de la precipitación media mensual para los períodos de modelación seleccionados en el estudio.	145
Figura 4.44. Diferencia en la precipitación media mensual entre los períodos de simulación:	146
a) 1975-1979/2003-2007 y b) 2003-2007/2008-2014.	146
Figura 4.45. Variación temporal de la evapotranspiración de referencia media mensual para los períodos de modelación seleccionados en el estudio.	146
Figura 4.46. Diferencia en la evapotranspiración de referencia media mensual entre los períodos de simulación: a) 1975-1979/2003-2007 y b) 2003-2007/2008-2014.	147
Figura 4.47 Diferencia entre la precipitación promedio anual entre los períodos 1975-1979 y 2003-2007.	149
Figura A2.1 Diagramas de cajas para la detección de valores atípicos en la precipitación mensual por estaciones.	186
Figura A2.1 Diagramas de cajas para la detección de valores atípicos en los escurrimientos mensual por estaciones.	187
Figura A2.3 Diagramas de cajas para la detección de valores atípicos en temperatura máxima mensual por estaciones.	189
Figura A3.1 Gráficas de tendencias en la precipitación media anual por estaciones.	194

Índice de tablas

Tabla 2.1 Descripción de los climas en el área de estudio.	36
Tabla 3.1 Información espacial básica para la modelación del rendimiento hídrico, su fuente, formato y resolución.	48
Tabla 3.2 Criterios para la consideración de las clases hidrológicas del método de la curva número según su textura, potencial de escurrimiento y conductividad hidráulica saturada de los suelos.	56
Tabla 3.3 Tabla biofísica utilizada para la ejecución del modelo SWY con los valores por defecto del número de la curva para cada clasificación hidrológica de los suelos.	57
Tabla 3.4 Tabla biofísica utilizada para la ejecución del modelo SWY con los valores iniciales del coeficiente de cultivo mensual para las diferentes uso y cobertura del suelo.	58
Tabla 3.5 Tabla de eventos promedio de lluvia para los períodos de simulación en el modelo.	58
Tabla 3.6 Definición de los valores iniciales del parámetro αm considerando la estacionalidad de la precipitación.	59
Tabla 3.7 Resumen de las salidas del modelo InVEST Seasonal Water Yield.	60

Tabla 3.8 Parámetros del modelo <i>Seasonal Water Yield</i> para calibración.	62
Tabla 3.9 Interpretación cualitativa de los parámetros estadísticos para calibración y validación.	64
Tabla 4.1 Resumen de los resultados de las pruebas de homogeneidad SNTH, Buishand y Pettitt aplicada a la serie de caudales medios anuales.	77
Tabla 4.2 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen´s Slope (SS) de los escurrimientos medios anuales en las estaciones hidrométricas de la zona de estudio.	78
Tabla 4.3 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen´s Slope (SS) de los escurrimientos medios para los meses del período lluvioso.	79
Tabla 4.4 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen´s Slope (SS) de los escurrimientos medios en el período seco.	80
Tabla 4.5 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen´s Slope (SS) del acumulado de lluvia anual.	80
Tabla 4.6 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen´s Slope (SS) para el acumulado de lluvia anual en el período lluvioso y seco.	81
Tabla 4.7 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen´s Slope (SS) para la precipitación media anual en las estaciones del área de estudio.	84
Tabla 4.8 Resumen de la pendiente de la prueba Sen´s Slope (SS) para la precipitación media anual analizado por décadas.	86
Tabla 4.9 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen´s Slope (SS) para la temperatura máxima.	87
Tabla 4.10 Resumen de la pendiente de la prueba Sen´s Slope (SS) para la temperatura máxima analizado por décadas.	89
Tabla 4.11 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen´s Slope (SS) para la temperatura mínima.	90
Tabla 4.12 Resumen de la pendiente de la prueba Sen´s Slope (SS) para la temperatura mínima analizado por décadas.	92
Tabla 4.13 Comparación de los volúmenes de escurrimiento anual por subcuenca observados y modelados por <i>Seasonal Water Yield</i> en el período 1975-1979.	94
Tabla 4.14 Resumen de los indicadores estadísticos NSE, PBIAS y RSR del desempeño del modelo en las subcuencas con datos para la calibración en el período 1975-1979, indicando su evaluación cualitativa.	98
Tabla 4.15 Evapotranspiración real promedio para cada Uso y Cobertura del suelo simulada en el período 1975-1980.	100
Tabla 4.16 Comparación de los volúmenes de escurrimiento anual por subcuenca observados y modelados por <i>Seasonal Water Yield</i> en el período 2003-2007.	103
Tabla 4.17 Resumen de los indicadores estadísticos NSE, PBIAS y RSR del desempeño del modelo en las subcuencas con datos para la calibración en el período 2003-2007, indicando su evaluación cualitativa.	106
Tabla 4.18 Resumen estadístico de comparación entre la evapotranspiración real observada y simulada en el período 2003-2007.	109
Tabla 4.19 Comparación de los volúmenes de escurrimiento anual por subcuenca observados y modelados por <i>Seasonal Water Yield</i> en el período 2008-2014.	110

Tabla 4.20 Resumen de los indicadores estadísticos NSE, PBIAS y RSR del desempeño del modelo en las subcuencas con datos para la calibración en el período 2008-2014, indicando su evaluación cualitativa.	113
Tabla 4.21 Resumen estadístico de comparación entre la evapotranspiración real observada y simulada en el período 2008-2014.	115
Tabla 4.22 Resumen de la precipitación promedio, recarga potencial estimada y la relación R/Pr simulado por el modelo Seasonal Water Yield para el período 1975-1979.	116
Tabla 4.20 Resumen de la precipitación promedio, recarga potencial estimada y la relación R/Pr simulado por el modelo Seasonal Water Yield para el período 2003-2007.	119
Tabla 4.20 Resumen de la precipitación promedio, recarga potencial estimada y la relación R/Pr simulado por el modelo Seasonal Water Yield para el período 2008-2014.	121
Tabla 4.23 Resumen de la precipitación y temperatura media anual proyectada para el período 2041-2060 por los MCG para los escenarios de cambio climático RCP4.5 y 8.5.	123
Tabla 4.24 Resumen de la precipitación y temperatura media anual proyectada para el período 2061-2080 por los MCG para los escenarios de cambio climático RCP4.5 y 8.5.	126
Tabla 4.25 Resumen de la evapotranspiración real y el rendimiento hídrico superficial estimado por el modelo SWY para el período 2041-2060 por los MCG para los escenarios de cambio climático RCP4.5 y 8.5.	128
Tabla 4.26 Resumen evapotranspiración real y el rendimiento hídrico superficial estimado por el modelo SWY para el período 2061-2080 por los MCG para los escenarios de cambio climático RCP4.5 y 8.5.	129
Tabla 4.27 Resumen de la recarga potencial al agua subterránea estimada por el modelo SWY para los períodos de planeación, MCG y escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero.	130
Tabla 4.28 Resumen de los cultivos agrícolas bajo riego con mayor volumen de siembra en la región en el período 2003-2007, especificando: ciclo de cultivo, área promedio de siembra en 5 años, tiempo de cosecha y coeficiente de cultivo según FAO 56.	140
Fuente: Elaboración propia con base a la información básica <i>Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera</i> y Allen <i>et al.</i> (2006).	140
Tabla 4.22 Variación en el uso y cobertura del suelo entre el período 1975-1979 y 2003-2007.	145
Tabla 4.21 Evaluación de las diferencias entre la recarga potencial estimada para el período 1975-1979 y 2003-2007 por zona geográfica y subcuenca.	148
Tabla 4.21 Evaluación de las diferencias entre la recarga potencial estimada para el período 2003-2007 y 2008-2014 por zona geográfica y subcuenca.	150
Tabla 4.28 Resumen de la comparación entre la relación R/Pr obtenido por el modelo Seasonal Water Yield y l el método analítico de Krishna Rao para los dos períodos de simulación.	151
Tabla 4.29 Comparación entre los resultados del modelo Seasonal Water Yield con el resultado del método de vaciado del acuífero.	152
Tabla A1.1 Estaciones de hidrométricas disponibles en el área de estudio con sus características.	181
Tabla A1.2 Estaciones de climatológicas utilizadas en el estudio de la tendencia de la precipitación en el área de estudio.	182

Tabla A1.3 Estaciones de climatológicas utilizadas en el estudio de la tendencia de la temperatura máxima y mínima en el área de estudio.....	183
--	-----

Listado de acrónimos

CONAGUA	Comisión Nacional de Agua de México
UCS	Uso y Cobertura del suelo
SIG	Sistema de Información Geográfica
VSJR	Valle de San Juan del Río
AVSJR	Acuífero Valle de San Juan del Río
COTAS	Comité Técnico de Aguas Subterráneas de San Juan del Río
WYM	Annual Water Yield Model
SWYM	Seasonal Water Yield Model
MDE	Modelo Digital de Elevaciones
MODIS	Espectroradiómetro de Resolución Moderada (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)
NSE	Índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe
RSR	Desviación estándar de las observaciones
PBIAS	Sesgo o desviación relativa de las observaciones
Kc	Coefficiente de cultivo
CN	Parámetro del método de la Curva Número
AMC	Condiciones de humedad antecedentes
BANDAS	Banco Nacional de Aguas Superficiales
Clicom	Base de Datos Climatológica Nacional
AHS	Agrupación hidrológica de los suelos
Eto	Evapotranspiración de referencia
ETR	Evapotranspiración real
CONABIO	Comisión Nacional de Biología
MGC	Modelos de Circulación General de la Atmósfera
IPCC	Panel Intergubernamental del Cambio Climático
RH	Rendimiento hídrico
RHS	Rendimiento hídrico superficial
REPDA	Registro Público de Derechos del Agua

INTRODUCCIÓN

A nivel mundial, 2.2 billones de personas (31.5% de la población mundial) dependen exclusivamente de los recursos de aguas subterráneas para satisfacer sus necesidades básicas diarias de agua (Murphy *et al.*, 2017). Se estima que el 20% de los acuíferos mundiales están siendo sobreexplotados (Gleeson *et al.*, 2012; Connor, 2015) debido al incremento de la demanda, y la extracción que excede en gran medida la recarga de agua a los acuíferos (Sharma & Kujur, 2012; Maliva 2020).

Las modificaciones del ciclo hidrológico, a consecuencia del cambio climático, reducirán los recursos de agua superficial y subterránea de manera significativa en la mayoría de las regiones subtropicales secas (IPCC, 2013). El cambio en la precipitación, especialmente en las cuencas ubicadas en zonas áridas, producirá disminuciones porcentualmente aún mayores en el escurrimiento, es decir, en el agua superficial disponible (Martínez & Patiño, 2012; Amanambu *et al.*, 2020).

Considerando que la variación en la distribución espacial y temporal de la precipitación, temperatura del aire, evapotranspiración, humedad del suelo son los principales factores naturales que controlan la recarga de las aguas subterráneas. El efecto directo más importante que tiene el cambio climático sobre la disponibilidad futura está asociado con los patrones de recarga (IPCC, 2014; UNESCO, 2019). Sumado al cambio climático, la irrigación, el cambio de uso del suelo y la urbanización (Pasini *et al.*, 2012), atentan contra la disponibilidad del agua subterránea en todas las regiones del mundo, México no escapa a esta realidad.

En México, en algunas de sus principales cuencas hidrológicas, se registra ya una condición de escasez conforme a estándares internacionales, una amplia región del centro y norte del país presentaba ya en 2005 condiciones de disponibilidad de baja a muy baja (Martínez & Patiño, 2012), de ahí que en algunas regiones el agua subterránea sea la única fuente segura de abastecimiento todo el año. El 39.1% del volumen total concesionado para usos consuntivos (34,380 hm³ por año al 2017), procede de agua subterránea (CONAGUA, 2018 a). De los 653 acuíferos que reporta la *Comisión Nacional del Agua en México*, en la actualidad 105 acuíferos presentan condiciones de sobreexplotación (16%) (Hatch *et al.*, 2017; CONAGUA, 2018a). Uno de estos es el Acuífero Valle de San Juan del Río, Querétaro (AVSJR) que se encuentra en veda para el aprovechamiento del agua subterránea, desde el año de 1949. Este acuífero ha sido explotado intensivamente teniendo como resultado un

déficit de 135.4 hm³/año, en cuanto al cálculo del volumen concesionado de agua subterránea (326.09 hm³) respecto de la recarga media anual estimado (191.5 hm³), lo cual significa que se extrae del acuífero más agua de la que se recarga.

En este contexto, el proyecto de investigación pretende estimar el rendimiento hídrico de la *cuenca del Valle de San Juan del Río* y su contribución a la recarga total del agua subterránea. En este proceso se implementará el modelo hidrológico distribuido *Seasonal Water Yield* de InVEST, considerando que los resultados que se generen permitirán contar con una herramienta para apoyar la toma de decisión del Comité Técnico de Aguas Subterráneas de San Juan del Río (COTAS) y su implementación permitirá realizar análisis sistemáticos del rendimiento hídrico superficial y su contribución en la recarga potencial del agua subterránea subterráneas actual y futura del acuífero para diferentes escenarios climáticos.

Antecedentes del estudio del rendimiento hídrico y la recarga del acuífero VSJR

Referido a rendimiento hídrico del VSJR existe muy poca información, esta se limita a los estudios desarrollados por [CONAGUA \(2008a\)](#) donde se presentan el balance de aguas superficiales en la cuenca.

Por su parte, [de la Llata et al. \(2018\)](#) estimó el escurrimiento anual en el período 2004-2012 de una pequeña área en la región, utilizando tres diferentes métodos en función de la disponibilidad de datos para la calibración. En el estudio se empleó el método de la NOM-011-CONAGUA-2015 ([CONAGUA 2015](#)), el balance de agua en las presas (comportamiento de vasos) para estimar entradas de los ríos y el método del coeficiente simplificado de modelo WEAP ([Yates et al., 2005](#)). La calibración se realizó para los años 2011 y 2012, comparando los volúmenes observados y simulados por el modelo WEAP replicando la operación de las presas Consitutción de 1917 y San Idelfonso.

En lo que respecta a los estudios relacionados con la evaluación o estimación de la recarga existen diversos estudios, [Valle & Zaragoza \(2019\)](#) estudiaron la recarga del acuífero VSJR a partir del método del Balance Hídrico en el período 2012-2014, 2014-2017, aplicando dos técnicas para evaluar el cambio de almacenamiento: el promedio aritmético y el método de los polígonos de evolución piezométrica. La recarga potencial en el período 2012-2014 se estimó en 231 hm³ y 242.44 hm³ para el método del promedio aritmético y el método de los polígonos de evolución piezométrica, respectivamente; en el período 2012-2017 se estimó la

recarga al agua subterránea en 301.3 hm³ y 296.6 hm³ para cada uno de los métodos, respectivamente.

En el año 2008 la CONAGUA, estimó la recarga total del periodo 1994 al 1996 mediante la metodología del balance de aguas del subsuelo descrito en la NOM-011-CONAGUA-2015 y obtuvo un valor de recarga de 309 hm³ (CONAGUA, 2008 b). Para el año 2015, se llevó a cabo otro análisis donde se estimó la recarga al agua subterránea en 191.5 hm³. Por otra parte, Medina (2017) estimó la distribución espacial de la recarga en el acuífero a partir del método RUDO en el período 2007-2011 y 2012-2014, adicionando a los valores obtenidos la recarga inducida por el retorno de riego y las filtraciones de las presas, la cual fue validada mediante la modelación numérica del acuífero en MODFLOW. Aplicando el método descrito, se estimó una recarga 192.38 hm³ y 202.62 hm³ para cada período analizado, respectivamente.

Justificación

El acuífero Valle de San Juan del Río constituye la fuente principal para el abastecimiento de agua potable de 426,600 habitantes (DOF, 2015). En la zona los escurrimientos superficiales en general son intermitentes, con un volumen de escurrimiento medio estimado en 152 hm³/año, de los que se extraen 128.3 hm³/año lo que supone un déficit de 36.27 hm³/año (CONAGUA, 2020). Este balance implica que la única fuente de abastecimiento permanente segura sea el agua subterránea del acuífero, que presenta un déficit de 135.4 Mm³ (CONAGUA, 2018 b), por lo que, es necesario establecer acciones que garanticen a futuro la disponibilidad del agua subterránea.

La región exigirá cada vez mayor demanda de agua subterránea, en un contexto donde el efecto directo del cambio climático sobre el rendimiento hídrico y los patrones de recarga del agua subterránea afectarán de manera considerable la disponibilidad de los recursos hídricos (UNESCO, 2019).

La evaluación cuantitativa y la visualización de la distribución espacial del rendimiento hídrico son útiles para comprender las tendencias de la función de suministro de agua del ecosistema y es de gran importancia para la gestión y el uso de los recursos hídricos (Ouyang *et al.*, 2013; Lian *et al.*, 2020). El conocimiento del balance hídrico en una cuenca hidrográfica es un requisito indispensable en la gestión sostenible de los recursos (Adeogun *et al.*, 2014). El desconocimiento de los valores de recarga de agua subterránea genera incertidumbres en los encargados de gestionar los recursos hídricos, ya que desconocen la cantidad real del de

agua disponible en el acuífero, lo que limita el éxito de las medidas de prevención y protección que se deben implementar para evitar problemas a corto y largo plazo.

Los modelos hidrológicos juegan un papel importante en la evaluación del rendimiento hídrico presente y futuro, ya que pueden estimar y simular la distribución espacial de los componentes de los flujos superficiales para diferentes condiciones (Baker & Miller, 2013), ayudando a obtener información relevante sobre los aspectos hidrológicos y ambientales de las cuencas hidrográficas (Singh & Woolhiser, 2002) y, por lo tanto, contribuyen a una comprensión sistematizada de cómo funcionan los subsistemas de cuencas (Lund & Palmer, 1997), apoyando a la toma de decisión (Mirchi *et al.*, 2010).

En este contexto, el modelo hidrológico InVEST *Seasonal Water Yield* se muestra como prometedora herramienta para estimar el rendimiento hídrico y su contribución a la recarga de agua subterránea a escala regional, especialmente debido a su potencial para predecir las tasas de recarga para grandes dominios espaciales y temporales (Arnold *et al.*, 2000; Sanford, 2002). Su implementación en el AVSJR, con la calibración por primera vez de las componentes del flujo superficial y la evapotranspiración real, permitirá contar con una herramienta de modelación hidrológica para evaluar el balance hídrico regional actual y bajo escenarios climáticos diversos, lo que permite dinamizar el análisis del impacto de diferentes medidas en la disponibilidad natural de los recursos hídricos de la región.

Hipótesis

La tendencia exponencial del aporte de la lámina mensual de precipitación y el número de curva distribuidos espacio y temporalmente generan un ajuste satisfactorio en el balance hídrico superficial en la cuenca del Valle de San Juan del Río, permitiendo estimar el rendimiento hídrico y su contribución a la recarga del agua subterránea, a fin de contar con una herramienta de modelación para estimar el balance hídrico regional actual y bajo escenarios de cambio climático.

Objetivos

Objetivo general

Estimar el rendimiento hídrico de la cuenca del acuífero del Valle de San Juan del Río y su contribución a la recarga potencial del agua subterránea actual y bajo escenarios climáticos, mediante la aplicación del modelo hidrológico distribuido *Seasonal Water Yield* de InVEST.

Objetivos específicos

1. Recopilar, acondicionar y generar las bases de datos geoespaciales y alfanuméricas necesarias para la estimación del rendimiento hídrico y la recarga potencial al agua subterránea en la zona de estudio, para las condiciones actuales y bajo escenarios de cambio climático.
2. Validar estadísticamente la consistencia de las series de caudales medios mensuales y analizar la tendencia de las series climáticas e hidrométricas, utilizando pruebas estadísticas variadas.
3. Calibrar el modelo hidrológico distribuido *Seasonal Water Yield* de InVEST en la estimación del rendimiento hídrico observados en la región para un período de tiempo pasado y actual, de acuerdo con la disponibilidad de información de flujos superficiales.
4. Estimar la recarga potencial al agua subterránea, a partir de los resultados del modelo hidrológico calibrado, comprobando climática e hidrogeológicamente la validez y sentido físico de las estimaciones.
5. Estimar el rendimiento hídrico y la recarga al agua subterránea considerando las proyecciones de cambio en la precipitación y temperatura de modelos de cambio climático para escenarios medio y alto de emisiones de gases de efecto invernadero.

CAPÍTULO I: MARCO TEÓRICO

1.1. Ciclo hidrológico

Los recursos de agua dulce en el mundo se renuevan a través de un ciclo continuo de precipitación, evapotranspiración, infiltración y escorrentía, conocido como ciclo del agua, que determina su distribución y disponibilidad a través del tiempo y el espacio (ONU, 2016). La precipitación que cae en tierra corre por la superficie terrestre a los cursos de agua constituyendo el escurrimiento superficial y otra se infiltra en el suelo. Mucha de esta última es retenida en la zona de las raíces de las plantas y parte de ella vuelve a la atmósfera por la evapotranspiración. El excedente percola de la zona de raíces, moviéndose lateralmente o hacia abajo por la fuerza de gravedad. El agua que se mueve lateralmente genera un flujo subsuperficial o interflujo, y el flujo vertical alimenta el acuífero de agua subterránea. El agua subterránea fluye a través de los materiales porosos saturados del subsuelo y puede volver a surgir naturalmente como manantiales y caudal base de los ríos (Ordoñez, 2011).

Para fines prácticos de los análisis hidrológicos, la escorrentía superficial, la precipitación sobre los cauces y el interflujo generalmente se agrupan en un solo elemento designado como escorrentía directa o flujo rápido (Sharp *et al.*, 2018). Y la componente de agua subterránea que alimenta al flujo del río, se le denomina flujo base (Schilling & Jones, 2019).

1.2. Rendimiento hídrico

La disponibilidad de recursos hídricos regionales se puede describir bien por el rendimiento hídrico definido como la diferencia entre la precipitación recibida (P) y la evapotranspiración (ET), que es una función de muchos factores, incluidos el clima, el uso del suelo y la cobertura del suelo (UCS) (Lu *et al.*, 2013). El rendimiento hídrico representa la máxima disponibilidad de agua para los ecosistemas naturales y la sociedad humana. Debido a las interacciones entre P y ET y su alta variabilidad espacio-temporal el rendimiento hídrico es muy variable y probablemente el componente más incierto en el balance hídrico (Barontini *et al.*, 2009).

La estimación del rendimiento hídrico se puede realizar de varias formas, el método elegido depende de la disponibilidad de datos, el período de tiempo deseado y si se deben realizar promedios a largo plazo o estimaciones para un período determinado (NRCS-USDA 2009a).

A partir del rendimiento hídrico se puede expresar la escorrentía por unidad de área para cuantificar la oferta hídrica superficial en cuencas hidrográficas no instrumentadas, así mismo

estimar la contribución de la recarga potencial del agua subterránea (Sánchez *et al.*, 2010). La modelación geoespacial del rendimiento hídrico y su distribución en el territorio es una herramienta muy útil que permite definir un marco práctico y objetivo para la planificación y gestión integral del recurso hídrico (Gaspari *et al.*, 2015).

1.3. La cobertura del suelo y su influencia en el rendimiento hídrico

La cobertura vegetal influye directamente en el rendimiento hídrico a través de su estructura, por interceptación de la precipitación y transpiración (Li *et al.*, 2018). Estudios han demostrado que el cambio de UCS puede modificar el rendimiento hídrico mediante la alteración de las características hidrológicas, como la infiltración, la evapotranspiración y la capacidad de recarga del agua subterránea (DeFries & Eshleman 2004; Woldesenbet *et al.*, 2017).

En una cobertura vegetal del suelo, el agua pasa a la atmósfera mediante: a) la evaporación de agua que se encuentra en la superficie del suelo y b) la transpiración, que es el intercambio de vapor de agua desde los tejidos vegetales a través de las estomas de las hojas (Gharbia *et al.*, 2018). La evaporación y la transpiración ocurren simultáneamente y no hay una manera sencilla de distinguir entre estos dos procesos (Allen *et al.*, 2006). La combinación de estos procesos es lo que se conoce como *evapotranspiración*, esta se expresa normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo ya que relaciona la cantidad de agua perdida por una cobertura vegetal en un tiempo determinado.

Allen *et al.* (2006) recomiendan prestar especial atención a esta variable en suelos cultivados pues existe una apreciable variación en las primeras etapas del cultivo, el agua se pierde principalmente por evaporación directa del suelo, pero con el desarrollo del cultivo y finalmente cuando este cubre totalmente el suelo, la transpiración se convierte en el proceso principal.

La evapotranspiración representa el proceso hidrológico terrestre más activo. Tao *et al.* (2015) refieren que aproximadamente el 65% del agua aportada por la precipitación se evapora y transpira. Siendo un fenómeno que depende en gran medida de las condiciones atmosféricas (radiación, viento, humedad), del suelo (calor, abastecimiento de agua, exposición, etc.) y de la vegetación (raíces, extensión y morfología del área foliar) lo que convierte en la única conexión que une el balance hídrico y el balance energético de la superficie terrestre, se considera el indicador más significativo para el cambio climático y el

ciclo del agua (Tao *et al.*, 2015).

Debido a las complejas interacciones entre los factores meteorológicos y los específicos del sitio, Allen *et al.* (2006) afirman que la evapotranspiración es extremadamente difícil de cuantificar. Por otra parte Qi *et al.* (2019) indican que el efecto del cambio de uso del suelo en el rendimiento del agua es muy complicado de estimar.

1.4. Recarga de agua subterránea

En términos generales, la recarga es el volumen de agua agregado a la zona de saturación, comprendiendo los procesos involucrados en la absorción y adición de agua a la zona de saturación sin incluir el agua que queda almacenada en la zona intermedia de aireación del suelo (Gary *et al.*, 1973; Jackson, 2005). Físicamente, la recarga es el agua (lluvia, agua superficial, nieve, etc.) que se filtra en los límites inferiores de la zona vadosa, alcanza la capa freática y provoca un aumento apreciable de los niveles del agua en el subsuelo (Şimşek *et al.*, 2020).

Las fuentes de recarga a un sistema de agua subterránea incluyen fenómenos tanto naturales como los inducidos por la acción del hombre. Las fuentes naturales incluyen la recarga de precipitaciones, lagos, estanques y ríos (incluidos los flujos perennes, estacionales y efímeros) y de otros acuíferos. Las fuentes de recarga inducidas por el hombre incluyen pérdidas de riego de canales, retornos de riego y fugas de tuberías de agua, que debido a la multiplicidad de fuentes de recarga de origen humano, y la complejidad del uso del suelo y la cobertura de la superficie hacen que sea extremadamente difícil estimar la recarga en áreas urbanas (Lerner, 1990; Sophocleous & Schloss, 2000).

La recarga difusa (a veces denominada recarga directa) es la recarga a través de procesos que ocurren de manera relativamente uniforme en grandes áreas, como la precipitación y el riego (Simmers, 2017). La recarga enfocada se concentra en los mínimos topográficos, como depresiones, ríos y lagos.

Las estimaciones de la recarga de agua subterránea permiten la cuantificación de los recursos renovables de agua subterránea y se pueden usar para indicar la vulnerabilidad del acuífero a la contaminación o la sequía, evaluar la contribución del agua subterránea a las corrientes (flujo base) y humedales, e identificar las implicaciones de los cambios en el uso del suelo, la cobertura del suelo o el clima (Healy, 2010).

La recarga de aguas subterráneas muestra una variabilidad espacial y temporal significativa como consecuencia de las variaciones en las condiciones climáticas, el uso del suelo, el riego y la heterogeneidad hidrogeológica (Sophocleous, 2004; Luo & Sophocleous, 2010), por lo que es necesario validar no sólo estadísticamente sino desde el punto de vista hidrodinámico. Por lo tanto, la evaluación e incorporación de esta variabilidad en las estrategias de manejo del agua subterránea es un aspecto fundamental, principalmente en acuíferos con clima semiárido donde la influencia de las condiciones climáticas repercute de manera considerable en la disponibilidad de los recursos hídricos.

1.5. Métodos para la estimación de la recarga subterránea

Es difícil elegir una técnica de estimación adecuada debido a las limitaciones en los supuestos inherentes de cada método y la disponibilidad de los datos apropiados (Zhu *et al.*, 2020). La variación en la respuesta de los métodos se asocia a incertidumbres en los datos y métodos, suposiciones inapropiadas, diferentes escalas espacio-temporales, o el tipo de recarga que estima el método (Walker *et al.*, 2019). En la selección del método a emplear, debe considerarse las características y condiciones particulares del área de estudio, ya que un método específico puede no ser el más adecuado para el clima particular o el modelo conceptual hidrogeológico (Chung *et al.*, 2016; King *et al.*, 2017; Walker *et al.*, 2019).

Existen numerosos métodos para estimar la recarga al agua subterránea, estos pueden agrupar en: (1) Métodos hidrogeológicos, (2) Métodos hidrológicos y (3) Método de enfoque físico y de trazadores (Xu & Beekman, 2003). A lo largo del tiempo han ido evolucionado a la combinación de métodos para obtener mejores resultados o disminuir la incertidumbre en la estimación (Lee *et al.*, 2006; Jie *et al.*, 2011; Abdalla *et al.*, 2018; Tran *et al.*, 2019; Tuswa, 2019). De los métodos existentes sobresalen: la medición directa, el método de balance hídrico, el método hidráulico o darciano y el método de los trazadores (Zhu *et al.*, 2020).

Medición directa: La medición directa se realiza a partir de los lisímetros, y son instalaciones experimentales, que utilizan el suelo como aparato de medición. En estos se mide el flujo de agua que se infiltra y llega hasta el acuífero dentro de un bloque de suelo determinado, su limitación es que resulta un método puntual que no permite representar la heterogeneidad de grandes zonas (Seiler & Gat, 2007). Las mediciones directas constituyen el método de menor incertidumbre para estimar la recarga de acuíferos. Sin embargo, Sophocleous (2004) explica que su aplicación tiene un elevado costo de mantenimiento y operación. Por otra parte, donde

existe información de mediciones directas, se ha podido evaluar la calidad de las estimaciones obtenidas con métodos indirectos (Xu & Chen, 2005; Luo & Sophocleous, 2010; Duncan *et al.*, 2016).

Método del balance hídrico: Se basa en el procesamiento de datos hidrometeorológicos, el suelo, la vegetación, las características fisiográficas y las propiedades del material geológico a través del cual fluye el agua, para determinar el balance del agua del suelo o el balance hidrológico (Sophocleous, 1991). La cuantificación de la humedad del suelo es empleada para estimar la infiltración, la escorrentía, la evapotranspiración y la recarga en la zona no saturada (Sophocleous & McAllister, 1987). Para estimar la cantidad de recarga de infiltración, se deben considerar completamente las propiedades del suelo de la zona no saturada y las condiciones climáticas (Yeh *et al.*, 2007). En la aplicación de este método se emplean herramientas SIG (Graf & Przybyłek, 2014; Galvão *et al.*, 2018; Kahsay *et al.*, 2019) o modelos hidrológicos (**acápite 1.7**).

Enfoque hidráulico o darciano: La Ley de Darcy relaciona la velocidad de filtración (q) con la conductividad hidráulica (k) y el gradiente hidráulico (Wang & Anderson, 1995). Este enfoque se basa en el modelado numérico considerando los flujos transitorios y los cambios de almacenamiento y pueden incluir la variabilidad espacial de las propiedades físicas, de las cuales la conductividad hidráulica es una de las más importantes (Sophocleous, 1991; Sophocleous, 2004). El método es una solución de un problema inverso, para estimar la recarga, en función de los valores conocidos de la carga hidráulica (Scanlon *et al.*, 2002). Los requisitos de datos a menudo dificultan la aplicación enfoque (Sophocleous, 2004; Maliva, 2020), a pesar de esta relativa desventaja, el modelado numérico es ampliamente considerado como una alternativa efectiva para la estimación de recarga, especialmente debido a su potencial para predecir las tasas de recarga para grandes dominios espaciales y temporales (Sanford, 2002).

Método de los trazadores: La técnica consiste en inyectar un trazador y luego rastrearlo en un área determinada (Kendall & McDonnell, 2012). Según Hoefs (2018), la huella digital isotópica característica de la precipitación proporciona un medio eficaz para identificar posibles áreas de recarga de agua subterránea y, por lo tanto, rutas de flujo subterráneas. En general, los métodos químicos y físicos son relativamente caros y su viabilidad a menudo se

limita a escalas puntuales debido a la heterogeneidad espacial de las propiedades hidrológicas e hidrogeológicas (Sanford, 2002).

Relaciones empíricas: El uso de fórmulas empíricas muestra un gran potencial como un medio fácil de estimar la recarga, que a menudo es difícil, si no imposible, de obtener de manera confiable por otros métodos debido a la escasez de datos (Oke *et al.*, 2015). Son diversas las fórmulas empíricas que se desarrollaron para estimar la recarga potencial, entre ellas se pueden citar: *Chaturvedi* y *Krishna Rao*, que consideran la precipitación media anual y *Método de datos a nivel de pozo*, que considera los niveles del agua subterránea (Purnomo & Lo, 2020). *Krishna Rao* estableció la relación empírica en 1970 para determinar la recarga de agua subterránea en áreas climatológicas homogéneas limitadas, esta ecuación considera el volumen de precipitación anual (P) para estimar la recarga potencial (R_r).

$R_r = 0,20 (P - 400)$; para áreas con normal anual precipitación (P) entre 400 y 600 mm.

$R_r = 0,25 (P - 400)$; para áreas con P entre 600 y 1000 mm.

$R_r = 0,35 (P - 600)$; para áreas con P por encima de 2000 mm.

1.6. Modelación hidrológica

Los modelos hidrológicos son una representación matemática de una parte o de la totalidad del ciclo hidrológico. Los modelos buscan representar los complejos procesos que se dan dentro de una cuenca hidrográfica y que están directamente involucrados en la transformación de los aportes climáticos atmosféricos y energéticos (precipitación, evapotranspiración, radiación solar y el viento) en salidas hidrológicas como son los hidrogramas de escurrimientos o niveles de agua (Remesan & Mathew 2016). Un modelo siempre describe los componentes básicos y más importantes de un sistema complejo, por lo tanto, trata de representar cierta semejanza y algunas, pero no todas, las características del sistema real que simula (Pascual & Díaz-Martín, 2016).

El empleo de estas herramientas matemáticas es fundamental para la evaluación, el desarrollo y la gestión de los recursos hídricos (Singh & Woolhiser, 2002; Han, 2020; Haro *et al.*, 2020). Los modelos de cuencas hidrográficas nos ayudan a predecir los impactos futuros de la demanda de agua y las políticas de gestión, lo que a su vez contribuye a mejorar el diseño, la planificación y la operación del sistema de recursos hídricos y, por lo tanto, a una gestión más sostenible de los recursos hídricos (Mirchi *et al.*, 2010).

1.7. Empleo de modelos hidrológicos para estimar la recarga de agua subterránea

El uso de modelos hidrológicos es uno de los métodos, basados en enfoques numéricos, que se emplean para estimar la recarga de agua subterránea a escala regional (Arnold *et al.*, 2000). Estas herramientas, permiten cuantificar a partir del balance de los componentes del ciclo hidrológico, el flujo superficial en corrientes, y proporcionar una estimación directa de la recarga al agua subterránea, con mayor o menor grado de incertidumbre, en función de las simplificaciones e hipótesis de los complejos fenómenos que se desarrollan en el ciclo y la calidad de los datos con los que se alimenta el modelo. Según Bogena *et al.* (2005), los modelos permiten generar una estimación razonable del balance hídrico a largo plazo utilizando funciones empíricas que reflejan la interacción entre la cobertura del suelo y las condiciones climáticas, pedológicas, topográficas e hidrogeológicas.

Entre los referidos estudios se encuentra los realizados por Zhu *et al.* (2020) quienes evaluaron la incertidumbre en la estimación de la recarga de agua subterránea en Murrumbidgee, Australia, empleando los modelos hidrológicos: GR4J, IHACRES y SIMHYD. El modelo SWAT ha sido empleado recientemente para estimar la tasa de recarga de agua subterránea en diversas regiones del mundo (Milewski *et al.*, 2014; Behulu *et al.*, 2016; Gyamfi *et al.*, 2017; van Ramshorst, 2017; Wang *et al.*, 2020).

Algunos de los modelos citados, requieren un alto número de parámetros, que dependen de muchos datos que en ocasiones requieren investigaciones individuales para su generación, e incrementa notablemente la complejidad de la calibración (Bennett *et al.*, 2013; Hrachowitz *et al.*, 2013). Existe evidencia de que hay una buena aproximación al fenómeno estudiado en modelos con menor número de parámetros, comparado con sus análogos con mayor número de parámetros (Cong *et al.*, 2020; Hamel *et al.*, 2019), siempre y cuando el modelo preserve los principios físicos del fenómeno observado y las características particulares del área analizada.

Lo que convierte a los modelos que manejan un número reducido de parámetros en herramientas de aplicación más sencilla en cuencas con escasos datos, sin que esto comprometa la validez de los resultados que se generan (Hrachowitz *et al.*, 2013), los cuales podrán ser mejorados y fortalecidos a la par que se mejore la red de medición de las variables del ciclo hidrológico y otros parámetros más complejos.

Los modelos hidrológicos deben calibrarse con el flujo medido y los parámetros del modelo deben regionalizarse para su aplicación en cuencas no calibradas (Nandagiri, 2007), este puede ser un factor limitante para su implementación. Por ejemplo, Alrashidi & Bailey (2020) desestimaron el enfoque de aguas superficiales para estimar la recarga en la cuenca Rawdatain en Kuwait, por no disponer de los datos de flujo de corrientes superficial perennes para la calibración de modelos. Por otra parte, los procesos hidrológicos son difíciles de modelar, ya que se ven afectados por factores complejos como las condiciones climáticas, las características del suelo, el tipo de cobertura del suelo y las características topográficas, que varían espacial y temporalmente (Pereira *et al.*, 2016; Scordo *et al.*, 2018; Xue *et al.*, 2018).

La principal desventaja de los métodos hidrológicos para estimar la recarga al agua subterránea se encuentra en que los valores obtenidos representan la recarga potencial, que considera las variables que intervienen en los procesos hidrológicos superficiales y los procesos de infiltración vertical en la zona no saturada del suelo (Sophocleous, 2004; Al-Sudani, 2020; Zhu *et al.*, 2020). A partir de estos modelos no es posible la estimación directa de la recarga real, pues restaría considerar los flujos laterales y la recarga inducida (Hocking & Kelly, 2016). Esta desventaja puede ser abordada a partir del acople de modelos hidrológicos superficiales, modelos numéricos de flujo de agua subterránea y métodos que consideren la recarga difusa. Este enfoque holístico ha sido trabajado en diversas investigaciones (Bailey *et al.*, 2020; Bizhanimanzar *et al.*, 2020; Loukika *et al.*, 2020; Petpongpan *et al.*, 2020).

1.8. Método del Número de la Curva para estimar los escurrimientos

El método del Número de la Curva fue desarrollado por el Servicio de Conservación de los Suelos (SCS) del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos que introdujeron un modelo predictivo de escorrentía que usa el parámetro número de curva (*CN*) para representar una condición general de cobertura terrestre (NRCS-USDA, 2004).

El parámetro de *CN* es una función de la cobertura del suelo, el tipo de suelo y las condiciones de humedad del suelo precedentes y se utilizan cuatro grupos hidrológicos de suelos (A, B, C, D) para reflejar la variación en el potencial de escorrentía para diferentes tipos de suelos (Ling *et al.*, 2020). Este parámetro toma un valor de 0 a 100 según sea su capacidad de generar escorrentía superficial: valores cercanos a 0 representan condiciones de permeabilidad muy alta, mientras que valores cercanos a 100 representan condiciones de impermeabilidad

(NRCS-USDA, 2004). Debería usarse para derivar los valores de CN el conjunto de datos de lluvia-escorrentía (P - Q) a fin de reflejar las características de la escorrentía de la cuenca.

1.9. Cambio climático y su repercusión en el rendimiento hídrico y la recarga de acuíferos

El cambio climático está referido a la alteración del clima con respecto al historial climático mundial o regional e involucra a diversos parámetros meteorológicos (IPCC, 2007). Las afectaciones más relevantes de este fenómeno, en términos de las variables meteorológicas, se centran en las variables meteorológicas como la temperatura y la precipitación, a distintas escalas de tiempo dependiendo de la región (IPCC, 2014), ocasionando notables modificaciones en el ciclo hidrológico (Camino *et al.*, 2014).

Las actividades antropogénicas alteran el paisaje, la vegetación, el clima y la composición atmosférica, lo que genera cambios en el equilibrio hídrico terrestre y los recursos hídricos (Van der Velde *et al.*, 2014). De acuerdo con Bates *et al.* (2008), los cambios de la evapotranspiración terrestre están controlados por los cambios de la precipitación y del forzamiento radiativo. Estos, a su vez, afectarían el rendimiento hídrico en las cuencas, visto directamente como el balance hídrico de la escorrentía, la humedad del suelo, el agua embalsada y el agua subterránea.

Los efectos del cambio climático y las actividades antropogénicas en la hidrología han mostrado fuertes variaciones espaciales y temporales debido a las variabilidades en los factores climáticos como la precipitación y la heterogeneidad de las cuencas (Wang *et al.*, 2016). Considerando que la distribución espacial y temporal de la precipitación, temperatura del aire, evapotranspiración, humedad del suelo son los principales factores naturales que controlan la recarga de las aguas subterráneas, el efecto directo más importante que tiene el cambio climático sobre la disponibilidad futura está asociado con los patrones de recarga (IPCC, 2014; UNESCO, 2019).

El *Panel Intergubernamental de Cambio Climático* (IPCC, 2014) explica que la evaluación del impacto del cambio climático es esencial para los formuladores de políticas y los administradores de recursos hídricos en la preparación e implementación de medidas de mitigación y adaptación.

La evaluación del impacto del cambio climático en el rendimiento hídrico ha sido un tema abordado en varias investigaciones alrededor del mundo (Minga *et al.*, 2018; Fan *et al.*, 2019; Villamizar *et al.*, 2019; Fan *et al.*, 2020; Lian *et al.*, 2020; Ndhlovu & Woyessa, 2020), de igual forma los estudios sobre el impacto del cambio climático en las aguas subterráneas en el mundo son numerosos (Meixner *et al.*, 2016; Shrestha *et al.*, 2016; Gemitzi *et al.*, 2017; Ghazavi & Ebrahimi, 2019; Citrini *et al.*, 2020; Patil *et al.*, 2020) y en México, aunque existen pocas referencias, es un tema que se ha analizado (Calderhead *et al.*, 2012, Corona *et al.*, 2016; López *et al.*, 2017; Rodríguez *et al.*, 2020).

1.10. Modelo InVEST

El modelo InVEST es una herramienta para la valoración de los servicios de los ecosistemas, desarrollada en 2007 por la Universidad de Stanford, el Fondo Mundial para la Naturaleza (WWF) y *The Nature Conservancy* (TNC). Contiene varios módulos, incluido un modelo para estimar el rendimiento del agua. Este último modelo tiene un componente biofísico que calcula el rendimiento del agua en función de las características del paisaje (Hamel & Guswa 2015; Minga *et al.*, 2018). InVEST cuenta con dos modelos para estimar el rendimiento hídrico a escalas de tiempo anual y mensual: *Annual Water Yield Model* (WYM) y *Seasonal Water Yield Model* (SWYM), respectivamente.

Las aplicaciones de WYM para estimar el rendimiento hídrico anual son variadas. Se ha empleado para estudiar la influencia de las variables climáticas y el uso del suelo en el rendimiento hídrico (Pessacg *et al.*, 2015; Li *et al.*, 2018; Shrestha *et al.*, 2019; Li *et al.*, 2020; Lian *et al.*, 2020), en el estudio de la producción de agua de ecosistemas naturales y cuencas (Redhead *et al.*, 2016; Chacko *et al.*, 2019; Li *et al.*, 2020) incluyendo zonas con escasos datos (Yang *et al.*, 2020). El modelo es ampliamente usado en la evaluación del rendimiento hídrico bajo escenarios de cambio climático y escenarios de cambio en el uso del suelo (Lu *et al.*, 2013; Fu *et al.*, 2017; Minga *et al.*, 2018; Belete *et al.*, 2020; Lian *et al.*, 2020; Shirmohammadi *et al.*, 2020; Pérez-Cutillas, *et al.*, 2020). De su aplicación en México, solo existe referencia del trabajo de Lovera *et al.* (2019) en el estudio de los servicios ecosistémicos de rendimiento hídrico en Valle de Bravo, Estado de México.

Aunque InVEST *Annual Water Yield* proporciona una estimación del rendimiento total de agua para una cuenca (Sharp *et al.*, 2018), muchas aplicaciones requieren un conocimiento de los flujos estacionales y una mayor comprensión de los procesos hidrológicos en una cuenca,

que son simplificados por este modelo. En este sentido, complementando el análisis el modelo de escala anual *Seasonal Water Yield* proporciona una estimación de la contribución de una parcela (píxel) a los procesos de escurrimientos en una cuenca, considerando la estacionalidad del rendimiento hídrico.

Son pocas las referencias que existen de la aplicación del modelo *Seasonal Water Yield* pues es un modelo “relativamente nuevo”, aunque ha sido empleado en varios contextos de decisión. [Wang et al. \(2018\)](#) analizaron la generación de agua del ecosistema de la cuenca Fitzroy (Australia), estimando a partir del SWYM las contribuciones al escurrimiento superficial, flujo base y recarga local en la cuenca. [Scordo et al. \(2018\)](#) estimaron el rendimiento hídrico mensual en 749 cuencas de Norte América en un período de 15 años, y evaluaron la provisión de agua, mientras que [Watson \(2018\)](#) estimó en la misma región el riesgo de inundación, ocupando los valores de flujo rápido estimados por el modelo. [Yang et al. \(2018\)](#) y [Li et al. \(2019\)](#) cuantificaron la contribución relativa de los factores del paisaje a la generación de flujo base, como parte del análisis de los servicios ecosistémicos en China. [Sahle et al. \(2019\)](#) estimó el rendimiento hídrico en la cuenca del río Wabe en el Este de África, incluyendo la recarga potencial al agua subterránea, en este trabajo no consta información sobre una validación hidrodinámica de la recarga obtenida.

Recientemente, [Bagstad et al. \(2020\)](#) evaluaron el cambio en los flujos y el suministro potencial de servicios del ecosistema en una cuenca en Rwanda, África Central, estimando los cambios en los escurrimientos superficiales y en la recarga potencial del agua subterránea en 25 años. Por otra parte, [Bessah et al. \(2020\)](#) aplicó el SWYM en la cuenca del río Pra, en Ghana (África) para evaluar el cambio en el rendimiento hídrico utilizando las condiciones climáticas regionales, subregionales y locales para tres períodos con distintas coberturas y usos del suelo. Adicionalmente evaluó la variación en los flujos estacionales y anuales en la cuenca considerando escenarios de cambio climático. [Sun et al. \(2020\)](#) evaluaron los servicios ecosistémicos de seis pequeñas cuencas en Beijing (China), empleando SWYM para estimar los escurrimientos superficiales y el flujo base en las cuencas.

Un enfoque similar al que pretende este trabajo dentro de sus objetivos fue encontrado en la investigación de [Lun et al. \(2020\)](#) quienes analizaron los factores que influyen en la variación espaciotemporal del rendimiento hídrico en la cuenca del río Lhasa en la región del Tibet,

empleando SWYM estimaron las componentes del balance hídrico para periodos de 5 años desde 1900 al 2015, entre ellos la recarga local.

Hamel *et al.* (2020), Cong *et al.* (2020) y Hamel *et al.* (2019) compararon los resultados del balance hídrico obtenido por SWAT y SWYM, reportando que a pesar de las diferencias conceptuales entre los modelos presentan una buena correlación entre sus resultados. En el caso particular de Hamel *et al.* (2020) comparó los escurrimientos superficiales por subcuenca y la evapotranspiración anual para la cuenca Cañate en Perú. Para las condiciones del área de estudio, se comprobó que la esorrentía superficial estimada de SWAT fue más alta que la estimación de InVEST-SWY, existiendo relativa similitud entre la evapotranspiración estimada por ambos modelos. Concluyendo que las estimaciones de caudal base de SWAT mostraron patrones similares a InVEST en toda la cuenca, mientras que para la recarga de agua subterránea, el orden de magnitudes predicho por los dos modelos fue consistente.

1.11. Desarrollo teórico del modelo Seasonal Water Yield

El modelo se basa en un balance hídrico simplificado en la escala de píxeles (**Figura 1.1**). Considerando la hipótesis de que el rendimiento hídrico puede aproximarse a la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración potencial, teniendo en cuenta las propiedades del suelo para almacenar agua. Las variables de entrada del ciclo hidrológico se consideran con una escala temporal mensual, haciendo posible la estimación de los flujos estacionales, y la determinación de un conjunto de tres índices de flujo: el flujo rápido o esorrentía superficial (QF), el flujo base real ($Bsum$) y la recarga directa por precipitación (L) (Sharp *et al.*, 2018).

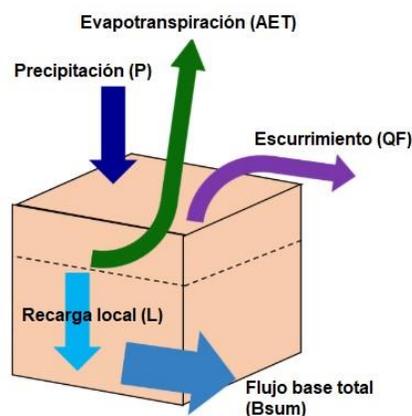


Figura 1.1 Balance hídrico, en la escala de píxeles, empleado por el modelo *Seasonal Water Yield* para estimar las contribuciones a los procesos escurrimientos en una cuenca.

Escurrimiento superficial o flujo rápido (QF)

En función de las propiedades de la cobertura del suelo y de las características del suelo, una determinada porción de la lluvia que cae se escurre rápidamente, generando un flujo rápido, que va a parar a arroyos y ríos, en lugar de infiltrarse en el suelo y producir una recarga local. La lámina de escurrimiento superficial o flujo rápido (QF), en milímetros, se calcula con un enfoque basado en el Número curva (CN) (NRCS-USDA, 2004). Para determinar la contribución de un mes m , de un píxel i a la escorrentía superficial [Ec. 1.1], se emplea la lámina media del evento de lluvia ($a_{i,m}$) asumiendo una distribución exponencial de la aportación de las láminas diarias de lluvia. En el caso de los píxeles localizados en la corriente el modelo establece que el escurrimiento superficial es igual a la precipitación, lo que asume que no hay infiltración, solo escorrentía.

$$QF_{i,m} = n_{i,m} * \left((a_{i,m} - S_i) \exp\left(-\frac{0.2S_i}{a_{i,m}}\right) + \frac{S_i^2}{a_{i,m}} \exp\left(\frac{0.8S_i}{a_{i,m}}\right) E_1\left(\frac{S_i}{a_{i,m}}\right) \right) * 25.4 \quad [\text{Ec. 1.1}]$$

$a_{i,m}$ es la lámina media del evento de lluvia en un día con lluvia en el píxel i en el mes m [in] [Ec. 1.2], S_i es un parámetro que expresa la capacidad potencial de lluvia que puede retener y depende el número de la curva [in] [Ec. 1.3], E_1 es la función integral exponencial función del tiempo t .

$$a_{i,m} = \frac{n_{i,m}}{P_{i,m}} * 25.4 \quad [\text{Ec. 1.2}]$$

$$S_i = \frac{1000}{CN_i} \quad [\text{Ec. 1.3}]$$

$n_{i,m}$ es el número de eventos de lluvia en el píxel i en el mes m , $P_{i,m}$ es la lámina de precipitación mensual para el píxel i en el mes m [mm], CN_i es el número de curva para el píxel i [in^{-1}], tabulado como una función del UCS local y el tipo de suelo (NRCS-USDA, 2004).

Recarga local (L)

La precipitación que no escurre superficialmente, y no son evapotranspiradas por la vegetación en un píxel, pueden infiltrarse en el suelo para convertirse en una recarga local. La contribución potencial de cada píxel a la Recarga local (L) [Ec. 1.4], se calcula a partir del balance hídrico local en una escala de tiempo anual, pero se utiliza los valores derivados de la disponibilidad de agua mensual.

$$L_i = P_i - QF_i - ATE_i \quad [\text{Ec. 1.4}]$$

P_i es la precipitación anual, QF_i es el escurrimiento superficial y ATE_i es la evapotranspiración real; en todos los casos del píxel i [mm].

La recarga local puede ser negativa si un píxel no recibe suficiente lluvia para satisfacer los requisitos de la vegetación (**Figura 1.2**, ver ejemplo del *píxel 3*). La demanda climática de la vegetación vista como la evapotranspiración mensual ($AET_{i,m}$) determinada por la Ec. 1.5, como el valor mínimo entre la evapotranspiración potencial y el balance en el píxel, que considera el agua generada en el píxel pendiente arriba, denominándose técnicamente en el análisis como subsidio por la pendiente.

$$AET_{i,m} = \min (PET_{i,m}; P_{i,m} - QF_{i,m} + \alpha_m \beta_i L_{sum.avail,i}) \quad [\text{Ec. 1.5}]$$

$$PET_{i,m} = Kc_{i,m} * ET_{o_{i,m}} \quad [\text{Ec. 1.6}]$$

$PET_{i,m}$ [Ec. 1.6] es la evapotranspiración potencial en el píxel i en el mes m , $L_{sum.avail,i}$ es la contribución desde el área pendiente arriba, α_m es la fracción de recarga anual media, pendiente arriba, que está disponible para el mes m y β_i es la fracción de subsidio. $Kc_{i,m}$ es el coeficiente de cultivo mensual para los usos y cobertura del suelo del píxel i para el mes m , $ET_{o_{i,m}}$ es la evapotranspiración de referencia del píxel i para el mes m [mm].

La contribución desde el área arriba pendiente arriba ($L_{sum.avail,i}$) se determina por la Ec. 1.7, siendo $p_{ij} \in [0,1]$ la proporción del flujo que se drena del píxel i a j . $L_{avail,j}$ es la recarga disponible a un píxel, la cual es L_i siempre que L_i es negativo, y una proporción γ de L_i siempre que es positivo [Ec. 1.8].

$$L_{sum.avail,i} = \sum_{j \in [\text{píxel vecino que drena al píxel } i]} p_{ij} * (L_{avail,j} + L_{sum.avail,j}) \quad [\text{Ec. 1.7}]$$

$$L_{avail,j} = \min (\gamma L_i, L_i) \quad [\text{Ec. 1.8}]$$

$L_{sum.avail,i}$ es cero en el primer píxel pues no existe área pendiente arriba. En el caso del píxel 2, que tiene subsidio del píxel 1 pendiente arriba $L_{avail,j}$ es una porción de L_i , al ser L_i un valor positivo (**Figura 1.2**, ver ejemplo del *píxel 1* y *2*).

El parámetro β_i , caracteriza el flujo subsuperficial, es decir, para definir el porcentaje de subsidio agua arriba disponible para un píxel dado para evapotranspiración (Hamel *et al.*, 2019; Sharp *et al.*, 2018). Representa un parámetro de disponibilidad espacial que oscila entre 0 y 1, y a partir de su ajuste se reduce el agua disponible según la topografía local y la posición geológica (por ejemplo, una posición cóncava en el paisaje versus una posición convexa) (Hamel *et al.*, 2020). Anota (Hamel *et al.*, 2020), que el parámetro β_i es un análogo al parámetro K_u en el modelo conceptual de Thompson *et al.* (2011a) y Thompson *et al.* (2011b), que considera a K_u como la combinación de la pendiente topográfica local y las propiedades del suelo.

El parámetro α_m , varía entre 1 y 12, para representar el desfase temporal entre la evapotranspiración y el subsidio (ya que no todos los subsidios anuales pueden estar disponibles en el mes m) (Hamel *et al.*, 2020). El parámetro γ , varía entre 0 y 1, determina la fracción de recarga en un punto dado que está disponible pendiente abajo (es decir, no se pierde por el almacenamiento de agua subterránea profunda) (Sharp *et al.*, 2018; Hamel *et al.*, 2020).

Sobre el método para determinar la recarga local [Ec. 1.4], Hamel *et al.* (2020) anota que el balance hídrico simplificado ignora el riego, que puede suceder en los píxeles, situación que pudiera corregirse en la entrada de precipitación.

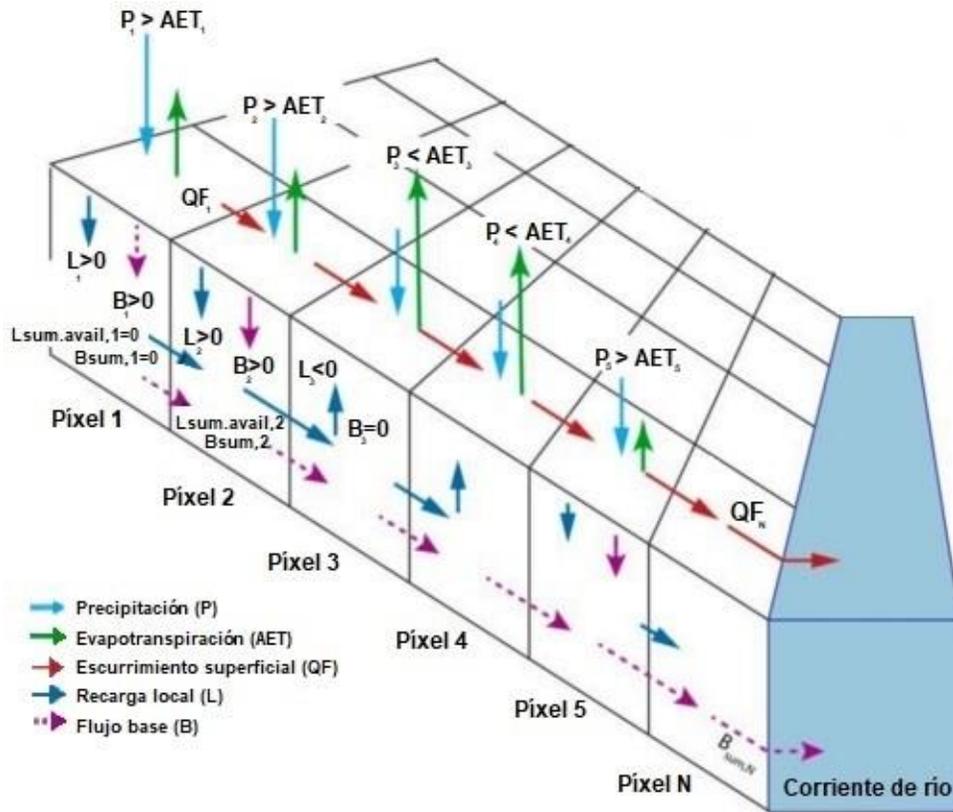


Figura 1.2 Esquema de enrutamiento del método de cálculo del modelo Seasonal Water Yield. Se representa una ruta de flujo simplificada (1D) para ilustrar el balance hídrico simplificado calculado para cada píxel.

Fuente: Editado con base al original de Hamel *et al.* (2020).

La recarga total (Q_b) se estima como el promedio de las recargas contribuyentes locales (recarga de cada píxel) en la cuenca o subcuenca, considerando tanto valores positivos como negativos [Ec. 1.9], la contribución relativa de cada píxel a la recarga total se define como $V_{R,i}$ [Ec. 1.10].

$$Q_b = \frac{\sum_{k \in [\text{píxeles en la cuenca o sub.}] } L_k}{n_{\text{píxeles en la cuenca o sub.}}} \quad [\text{Ec. 1.9}]$$

$$V_{R,i} = \frac{L_i}{Q_b * n_{\text{píxeles en la cuenca o sub.}}} \quad [\text{Ec. 1.10}]$$

Flujo base (Bsum)

El índice de flujo base representa la contribución real de un píxel al flujo base [Ec. 1.11]. Si la recarga local es negativa, entonces el píxel no contribuyó al flujo, por lo que B se establece como cero. Si el píxel contribuyó a la recarga de agua subterránea, entonces B es una función de la cantidad de flujo que sale del píxel y de la contribución relativa a la recarga de este píxel (**Figura 1.2**, véase ejemplo del *píxel 1, 2 y 3*).

$$B_{sum,i} = L_{sum,i} * \sum_{j \in [\text{píxeles a las que vierte el píxel } i]} [p_{ij} * \left(1 - \frac{L_{avail,j}}{L_{sum,avail,j}}\right) * \frac{B_{sum,j}}{L_{sum,j} - L_j}] \quad [\text{Ec. 1.11}]$$

Si j es un píxel sobre la corriente se empleará íntegramente la Ec. 1.11 se reduce a la Ec. 1.12. En la salida de la cuenca o subcuenca, así como en cualquier píxel adyacente a la corriente, la suma de la generación del flujo base $B_{sum,i}$ sobre todos los píxeles pendiente arriba es igual a la suma de la generación local sobre los mismos píxeles. En estos píxeles no hay oportunidad para que el flujo lento se consuma antes de llegar a la corriente [Ec. 1.13].

$$B_{sum,i} = L_{sum,i} * \sum_{j \in [\text{píxeles a las que vierte el píxel } i]} [p_{ij}] \quad [\text{Ec. 1.12}]$$

$$B_{sum,outlet} = L_{sum,outlet} \quad [\text{Ec. 1.13}]$$

La recarga acumulativa corriente arriba ($L_{sum,i}$) es definida por la Ec. 1.14. Y el flujo base del píxel i (B_i), puede derivarse directamente de la proporción con del flujo base acumulativo que sale del píxel i , con respecto a la recarga disponible para la recarga acumulativa corriente arriba [Ec. 1.15].

$$L_{sum,i} = L_i + \sum_{j, \text{ todos los píxeles que drenan al píxel } i} L_{sum,j} * p_{ij} \quad [\text{Ec. 1.14}]$$

$$B_i = \max\left(B_{sum,i} * \frac{L_i}{L_{sum,i}}, 0\right) \quad [\text{Ec. 1.15}]$$

1.12. Incertidumbres, limitaciones y enfoques de calibración del modelo InVEST Seasonal Water Yield

En la revisión de la literatura sobre los antecedentes de uso del modelo, sin considerar las apreciaciones de sus desarrolladores, solo se encontraron referencias claras sobre sus limitaciones y eficiencia de modelación en la investigación de [Hamel et al. \(2020\)](#), [Bagstad et al. \(2020\)](#), [Scordo et al. \(2018\)](#) y [Wang et al. \(2018\)](#). Las consideraciones de los resultados en las investigaciones citadas sirven como guía para afrontar la aplicación de la herramienta para las condiciones de México.

Limitaciones

Sobre las limitaciones [Sharp et al. \(2018\)](#), en el desarrollo teórico del modelo, indican que el enfoque simplificado para estimar el balance hídrico no incluye muchas de las complejidades que se dan cuando el agua se mueve sobre el terreno. Para el flujo base, sugieren no utilizar los valores como absolutos, pues las ecuaciones extremadamente simplificadas para su análisis hacen que aumenten significativamente las incertidumbres sobre los números absolutos producidos.

[Hamel et al. \(2020\)](#) afirman que InVEST SWY no produce directamente valores de caudal (sino que separa los resultados en dos componentes, QF y B), recomendando estimar el caudal mensual en cada estación como la suma del escurrimiento mensual, QF y caudal base mensual B de los píxeles agua arriba.

Incertidumbres

En la discusión de los resultados de la investigación, [Hamel et al. \(2020\)](#) sobre la influencia de la variabilidad interanual y de la elección de los parámetros del número de curvas o en los valores del coeficiente de cultivo (ambos asociados con el uso del suelo y cobertura de la tierra) en la predicción de los escurrimientos medios.

[Scordo et al. \(2018\)](#) a partir de una Análisis de Componentes Principales (PCA) y un Análisis de Agrupamiento Jerárquico (HCA), los autores, evaluaron cómo los resultados del modelo fueron influenciados por el clima (temperatura mínima y máxima, precipitación, presión de vapor, radiación solar y días bajo cero) y variables geográficas (elevación media, máxima y mínima) para cada cuenca analizada. De los resultados de los análisis realizados [Scordo et al. \(2018\)](#) reflexionan que:

1. La evapotranspiración en ciertas regiones ambientales podría ser abordada de manera inadecuada por el modelo.
2. El modelo es más sensible a la incertidumbre en el forzamiento climático, como la precipitación, sobre todo si se emplean productos globales de información climática, por lo que, recomiendan que debiera investigarse si el origen de los datos puede estar asociado al mal desempeño del modelo.
3. Para regiones ambientales de Montaña Boreal Subhúmeda, Subhúmeda boreal de baja elevación y elevación media templada hiperhúmeda, el análisis sugiere que variables

como las características del suelo y la cobertura del suelo pudieran estar afectando el desempeño del modelo.

Por otra parte, [Wang et al. \(2018\)](#) comparando los valores de distribución espacial y escala de captación de flujo rápido, flujo base y recarga local para analizar el efecto de la incertidumbre en los servicios de suministro de agua. Consideraron seis escenarios de incertidumbre que incluyen: fuentes de datos espaciales, escalas de modelado (temporales y espaciales) y parametrización y selección de modelos. Entre los resultados obtenidos del análisis los autores concluyen que:

1. La escala temporal de datos climáticos y la cobertura y uso del suelo, y otras incertidumbres asociadas con la precipitación, la evapotranspiración, afectan los resultados del modelado.
2. La parametrización basada en la literatura, por ejemplo, del coeficiente de cultivo, puede generar resultados de modelado muy diferentes a las mediciones directas.

Enfoques de calibración y análisis de sensibilidad

Sobre el enfoque de calibración, los desarrolladores del modelo recomiendan que la comparación de los resultados con las variables medidas en la zona, sugiriendo que alternativamente sean comparados los resultados con modelos espacialmente explícitos diferentes, si estos se encuentran disponibles. Por otra parte, para abordar la incertidumbre en torno a los valores de los parámetros, se sugiere verificar la evapotranspiración real con las observaciones por ejemplo de *MODIS* considerando la variación de parámetros en función de la diferencia entre *ETR* modelada y observada ([Sharp et al., 2018](#)). Este enfoque será abordado a profundidad en la calibración del modelo.

[Hamel et al. \(2020\)](#) realizaron un análisis de sensibilidad temporal de los parámetros β_i y α_m , obteniendo como conclusión que valores más altos de los parámetros indicaban la posibilidad de que disminuyera la recarga potencial por la acción de la evapotranspiración y, consecuentemente, se reduce el flujo base. Con el ajuste de parámetros, lograron una buena estimación del modelo en la comparación del caudal modelado y observado para todos los meses con valores de NSE entre 0.58-0.8. Adicionalmente, examinado el efecto de las condiciones de humedad antecedentes (AMC), que capturan el efecto de saturación del suelo, sobre el escurrimiento superficial.

En su estudio [Scordo et al. \(2018\)](#) encontrando que la correlación entre los flujos modelados y reales fue muy dispersa y relativamente pobre, con un 92% de los valores de r^2 menores que 0.5 y 42% menores que 0.1, aclarando sobre estos resultados que, aunque parecieran indicar que el *InVEST SWYM* funciona mal, debería quedar claro que los análisis no fueron diseñados para abordar esta cuestión. Debe considerarse, que en los trabajos de [Scordo et al. \(2018\)](#) y [Wang et al. \(2018\)](#) no se optimizaron los parámetros de ejecución del modelo para ninguna de las cuencas hidrográficas estudiadas y se empleó únicamente el modelo con todos sus ajustes predeterminados, pues no fue objetivo la evaluación explícita del rendimiento del modelo.

[Bagstad et al. \(2020\)](#) evaluaron el cambio en los flujos y el suministro potencial de servicios del ecosistema en una cuenca en Rwanda, África Central. A partir del SWYM estimaron para 25 años los cambios en los escurrimientos superficiales y en la recarga potencial del agua subterránea. En la calibración del modelo ajustaron los parámetros β y γ hasta su máximo valor, y ajustaron los valores mensuales del coeficiente de cultivo (Kc) para reproducir los resultados de evapotranspiración reales comparables al modelo de rendimiento de agua anual calibrado. Este trabajo constituye la única referencia encontrada sobre el enfoque detallado de la calibración del modelo.

[Hamel et al. \(2019\)](#) empleó *SWYM* para evaluar el flujo base en los diferentes escenarios en Perú. Comparando las estimaciones del flujo base del modelo con las estimaciones de un modelo hidrológico calibrado ([Francesconi et al., 2018](#)), concluyeron que el modelo *InVEST* explicaba satisfactoriamente la variación en el flujo base en la escala de la subcuenca.

1.13. Detección de valores atípicos de series hidrológicas

Los valores atípicos, son aquellos datos que se desvían significativamente y que parece ser inconsistente con el resto de ese conjunto de datos de la mayoría de las observaciones ([Gupta et al., 2014](#)). Una serie temporal contaminada por valores atípicos resulta ser una fuente de incertidumbres, ya que a menudo conduce a una mala interpretación y a una especificación incorrecta del fenómeno que se mide ([Plazas-Nossa et al., 2017](#)).

La información hidrológica, obtenida teleméricamente incluye valores atípicos inevitables causados por el mal funcionamiento del instrumento, errores relacionados con el ser humano y/o errores de adquisición de señales, además de errores aleatorios ([Zhao & Yang, 2019](#)). Para ayudar a compensar este aspecto de la recopilación de datos, el procesamiento previo de datos

es un requisito previo necesario para monitorear el procesamiento de datos (Liu *et al.*, 2004; Rousseeuw & Hubert, 2011).

Nesa *et al.* (2018) indica que en la verificación de los valores atípicos se debe tener en cuenta que los errores causados por fallas del sensor o por errores en las anotaciones, se consideran no relacionados espacialmente, mientras que los eventos causados por fenómenos reales tienen más probabilidades de estar correlacionados espacialmente (Ord, 1996).

Una de las herramientas no paramétricas más utilizadas para detectar valores atípicos para un conjunto de datos univariados se basa en el concepto de diagrama de caja (*BoxPlot*, en inglés) (Zhao & Yang, 2019). Sun & Genton (2011) propuso esta herramienta exploratoria informativa, para visualizar datos funcionales hidrológicos y detectar posibles valores atípicos. En este tipo de diagrama, explica Helsel & Hirsch (2002) que la marca central indica la mediana, y los bordes inferior y superior del cuadro indican los percentiles 25 y 75, respectivamente; los bigotes se extienden a los puntos de datos más extremos que no se consideran valores atípicos, y los valores atípicos se trazan individualmente utilizando un símbolo.

1.14. Análisis estadístico de series hidrológicas

Las series de tiempo hidrológico se analizan por varias razones. La principal razón reportada en la literatura es detectar una tendencia debido a otra variable hidrológica aleatoria. Además se pueden analizar series de tiempo para desarrollar y calibrar un modelo que describa las características dependientes del tiempo que se pueden utilizar para predecir valores futuros de una variable dependiente del tiempo (Machiwal & Jha, 2012).

El análisis de tendencias en una serie de tiempo hidroclimática, que puede ser abrupta (un cambio) o gradual (una tendencia) o sus combinaciones, puede proporcionar algunas ideas significativas sobre la estacionalidad del ciclo hidrológico en una cuenca (Wester *et al.*, 2019). Los cambios abruptos en las series de tiempo hidrológicas podrían deberse al cambio en el régimen climático, inducido por cambios en el medio ambiente local, la influencia de desastres naturales o intervenciones humanas (Mallakpour & Villarini, 2016).

La detección de puntos de cambio en datos de series temporales es un área activa de investigación en estadística y un área de gran interés en hidrología porque los puntos de cambio tienen implicaciones estadísticas para los análisis hidrológicos (Ryberg *et al.*, 2020).

Esas irregularidades pueden deberse a factores climáticos o pueden estar relacionadas con hechos que ocurrieron durante el proceso de recopilación o registro de datos climáticos (Ribeiro *et al.*, 2016).

La homogeneidad o consistencia implica que todos los datos de series de tiempo hidrológicas recopilados pertenecen a la misma población estadística con una media invariante en el tiempo. Por tanto, las pruebas para comprobar la homogeneidad o consistencia de series de datos se basan en evaluar la significación de cambios en el valor medio (Machiwal & Jha, 2012). Se pueden distinguir tres tipos principales de inhomogeneidades: errores puntuales (procedentes de la observación a la transmisión y procesos de mecanización); puntos de ruptura correspondientes a puntos de cambio o cambios en la media (cambios de ubicación, instrumentación, prácticas de observación o uso del suelo del entorno); y tendencias (descalibración del sensor o crecimiento urbano) (Guijarro, 2006).

Se pueden utilizar numerosas pruebas de homogeneidad absoluta y relativa para detectar la inhomogeneidad artificial y natural de las propiedades estadísticas de series de tiempo de variables hidrológicas y climáticas, como cambios abruptos o tendencias graduales en promedios a largo plazo (Aguilar *et al.*, 2003; Pandžić *et al.*, 2020).

1.15. Pruebas estadísticas de homogeneidad

Prueba Mann-Whitney

Esta prueba no paramétrica se aplica a series hidrológicas anuales x_t ($t = 1, 2, \dots, n$) se divide en dos subseries x_1, x_2, \dots, x_{n_1} y $x_{n_1+1}, x_{n_1+2}, \dots, x_n$ de tamaños n_1 y n_2 , respectivamente tales que $n_1 + n_2 = n$. Una nueva serie, z_t ($t = 1, 2, \dots, n$) se define ordenando los datos originales (x_t) en orden creciente de magnitud (Wester *et al.*, 2019).

La hipótesis nula H_0 de la prueba refiere que la media de las dos subseries no difiere significativamente entre sí (es homogénea), se rechaza si, el estadígrafo de la prueba $u_c > p_{value}$ obtenido de las tablas de la distribución normal de probabilidad para un nivel de significación del 5% (Mann & Whitney, 1947; Yue & Wang, 2002). De manera secuencial para que se puedan encontrar múltiples puntos de cambio en una serie, pues la división en dos submuestras evalúa todas las formas posibles de dividir la serie de manera secuencial (Ross, 2015).

$$u_c = \frac{\sum_{t=1}^{n_1} R(x_t) - n_1(n_1 + n_2 + 1)/2}{[n_1 * n_2(n_1 + n_2 + 1)/12]^{1/2}} \quad [1.16]$$

donde $R(x_t)$ es el orden de la observación x_t en la serie ordenada z_t , siendo R_1 es la suma de los rangos para el grupo 1 (los valores a la izquierda del punto de cambio en la serie) y R_2 es la suma de los rangos para el grupo 2 (los valores a la derecha del punto de cambio en la serie) (Higgins, 2004).

Esta prueba fue propuesta por Machiwal & Jha (2012) como un estándar para evaluar homogeneidad en series de tiempo hidrológicas, así figura su aplicación en la evaluación de la homogeneidad en series de precipitación (Haktanir & Citakoglu, 2014; Quadros *et al.*, 2019) y series de caudales (Coelho *et al.*, 2019; Ryberg *et al.*, 2020). Además ha sido aplicada para la evaluación de la significación de los puntos de cambio detectados en series hidrológicas (Machiwal & Jha 2017).

SNHT

La prueba *Standard Normal Homogeneity Test* (SHHT) es una prueba no paramétrica, y se aplica para detectar posibles discontinuidades en las series hidrológicas anuales, para cada año $k = 1, \dots, n$, siendo n la longitud de la serie de tiempo $Y_i, i = 1, \dots, n$.

La hipótesis nula H_0 de la prueba refiere que la serie de datos no muestran cambio en el valor medio, mientras que la hipótesis alternativa H_1 refiere que en algún momento desconocido el valor medio cambia abruptamente (Hanssen-Bauer & Førland, 1994; Alexandersson & Moberg, 1997).

$$T(k) = k\bar{z}_1^2 + (n - k)\bar{z}_2^2 \quad [1.17]$$

$$\bar{z}_1 = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \frac{(Y_i - \bar{Y})}{S} \quad [1.18]$$

$$\bar{z}_2 = \frac{1}{n - k} \sum_{i=k+1}^n \frac{(Y_i - \bar{Y})}{S} \quad [1.19]$$

$$T_o = \max_{1 \leq k \leq n-1} [T(k)] \quad [1.20]$$

donde \bar{Y} y S denotan la media y la desviación estándar, respectivamente, durante todo el período de tiempo. Este cálculo compara la media estandarizada de los primeros k años (\bar{z}_1)

con la de los siguientes $n - k$ años (\bar{z}_2). Las grandes diferencias entre los dos valores medios, que indican un cambio de la media en k , conducen a valores altos de $T(k)$.

Se rechaza la hipótesis nula si $T_o > p_{value}$, obtenido de las tablas de la distribución normal de probabilidad para un nivel de significación del 5%. El valor de k , correspondiente a este máximo, es entonces el año más probable para la ruptura, o más precisamente el último año de \bar{z}_1 (Alexandersson & Moberg, 1997).

De acuerdo con Toreti *et al.* (2011) que la prueba SNHT detecta roturas más fácilmente al principio y al final de la serie, lo que hace decaiga su rendimiento, incluso llegando a detectar puntos de cambio falsos. En el caso de series de temperatura, Aguilar *et al.* (2003) recomienda solo debe aplicarse a una serie de diferencias estandarizadas.

Según Brinckmann *et al.* (2014) para detectar múltiples interrupciones en la serie de tiempo, el procedimiento de prueba antes mencionado debe ampliarse, cuando el SNHT detecta un punto de ruptura en una serie de tiempo, las dos subseries (antes y después de la ruptura) se ajustan a una media de cero, entonces la serie de tiempo corregida se vuelve a probar posteriormente.

La prueba de SNHT es ampliamente empleada en la evaluación de caudales (Vazifekhah & Kahya, 2019; Gruss *et al.*, 2020; Pandžić *et al.*, 2020), de precipitación (Ahmed *et al.*, 2018; Myronidis *et al.*, 2018).

Buishand

Las pruebas de Buishand se aplica detectar posibles discontinuidades en las series hidrológicas anuales, para cada año $k = 1, \dots, n$, siendo n la longitud de la serie de tiempo $x_i, i = 1, \dots, n$. Se considera que x proviene de una distribución normal con un promedio μ y una varianza conocida σ^2 , además que son independiente y aleatorios. Las pruebas suponen que hay un salto en la media de los datos desde el momento k en adelante (Buishand, 1982).

La hipótesis nula H_0 asegura que las variables siguen una o más distribuciones que tienen la misma media, mientras que la hipótesis alternativa asegura que existe un tiempo k a partir del cual las variables presentan cambios de media.

$$D_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{x}) \quad [1.21]$$

$$S_b = \frac{\max_k D_k - \min_k D_k}{\delta \sqrt{n}} \quad [1.22]$$

$$S_u = \frac{1}{n(n+1)} \sum_{k=1}^{n-1} \left[\frac{D_k}{\sqrt{n^{-1} \sum_{j=1}^n (x_j - \bar{x})^2}} \right] \quad [1.23]$$

donde \bar{x} es la media de los valores x y δ es la desviación estándar de la muestra.

Para una serie homogénea, el valor de D_k fluctúa alrededor de cero, ya que no aparecerán desviaciones sistemáticas de los valores de x_i con respecto a su media. Cuando un punto de ruptura está presente en la serie, el valor D_k alcanza un valor máximo (desplazamiento negativo) o un valor mínimo (desplazamiento positivo) cerca del año $k = K$ (Patakamuri et al., 2020).

La significación se prueba con el "rango ajustado reescalado" denotado como S_b , que es la diferencia entre el máximo y el mínimo de los valores D_k escalados por la desviación estándar de la muestra (Patakamuri et al., 2020).

El valor S_b / \sqrt{n} se compara con los valores críticos de Buishand (1982) para probar la significancia. Si un valor calculado es menor que el valor crítico, se acepta la hipótesis nula; de lo contrario, la hipótesis nula debe rechazarse. Los valores críticos de la prueba son dados por Wijngaard et al. (2003).

La prueba de Buishand ha sido ampliamente empleada en el análisis de series de precipitación (Akinsanola & Ogunjobi, 2017; Arikan & Kahya, 2019; Sobral et al., 2020) y en series caudales (Kazemzadeh & Malekian, 2018; Drissia et al., 2019).

Pettitt

La prueba de Pettitt es una no paramétrica basada en la prueba de dos muestras de Mann-Whitney. El método de detección de puntos de cambio básicamente busca un tiempo posible k ($1 < k < n$) tal que $F_1 \neq F_2$ donde F_1 y F_2 son las distribuciones de $x_{1:k} = \{x_1, \dots, x_k\}$ y $x_{k+1:n} = \{x_{k+1}, \dots, x_n\}$ respectivamente (Pettitt, 1979; Militino et al., 2020).

La hipótesis nula H_0 afirma que la distribución de x no cambia con el tiempo ($F_1 = F_2$), mientras que la alternativa hipótesis H_1 supone que hay un cambio en la distribución de x en

el tiempo k ($F1 \neq F2$) (Rybski & Neumann, 2011). El valor de S_p se compara con los valores críticos dados Pettitt (1979) para probar la significación estadística.

$$S_p = \max \left| \sum_{i=1}^k \sum_{j=i+1}^n \operatorname{sgn}(x_i - x_j) \right| \quad [1.24]$$

$$\operatorname{sgn}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & \text{si } (x_i - x_j) > 0 \\ 0 & \text{si } (x_i - x_j) = 0 \\ -1 & \text{si } (x_i - x_j) < 0 \end{cases} \quad [1.25]$$

$$p_p = 2 \exp \left\{ \frac{-6S_p^2}{n^2 + n^3} \right\} \quad [1.26]$$

donde $\operatorname{sgn}(x_i - x_j)$ es el signo de la resta de los subconjuntos, p_p es la probabilidad asociada con el valor de S_p . Si los valores de S_p no superan los valores críticos, se acepta la hipótesis H_0 ; es decir, es homogéneo. Los valores críticos de la prueba son dados por Wijngaard *et al.* (2003).

La prueba de Pettitt es ampliamente empleada en el análisis de series hidrológicas, así constan los análisis de puntos de cambio en los escurrimientos medios anuales por Luan *et al.* (2020) y en series de temperatura por Gadedjisso-Tossougan *et al.* (2020) y en series de precipitación por Sobral *et al.* (2020).

1.16. Pruebas estadísticas de tendencia

Mann-Kendall

La prueba de Mann-Kendall es una prueba no paramétrica que se emplea para identificar tendencias y cambios en la media de las series de tiempo con n valores, que incluye dos subconjuntos de datos denominados T_i y T_j . Donde $i = 1, 2, 3, \dots, n - 1$ y el término $j = i + 1, i + 2, i + 3, \dots, n$ siendo ($j > i$) (Mann, 1945; Kendall, 1948). Es un método no paramétrico recomendado para uso general por la Organización Meteorológica Mundial

La hipótesis nula H_0 de la prueba refiere que se asumen que no existe tendencia en la serie de datos y estos se encuentran ordenados independientemente, mientras que la hipótesis alternativa H_1 supone que existe una tendencia en la serie de datos.

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \operatorname{sgn}(T_j - T_i) \quad [1.27]$$

$$\text{sgn}(T_j - T_i) = \begin{cases} 1 & \text{si } (T_j - T_i) > 0 \\ 0 & \text{si } (T_j - T_i) = 0 \\ -1 & \text{si } (T_j - T_i) < 0 \end{cases} \quad [1.28]$$

$$\text{Var}(S) = n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n t_i i(i-1)(2i+5)/18 \quad [1.29]$$

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & x < 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & x > 0 \end{cases} \quad [1.30]$$

donde $\text{sgn}(T_j - T_i)$ es el signo de la resta de los subconjuntos T_i y T_j y $\text{Var}(S)$ es la varianza de la muestra de datos.

Se rechaza la hipótesis nula si $Z_{MK} > Z_{1-\alpha/2}$ por lo que se asegura que existe una tendencia significativa en la serie de tiempo. $Z_{1-\alpha/2}$ se obtiene de las tablas de la distribución normal de probabilidad para un nivel de significación del 5%. Los valores positivos de Z_{MK} indican tendencias crecientes mientras que los valores Z_{MK} negativos muestran tendencias decrecientes (Machiwal & Jha, 2012).

La prueba estadística de Mann-Kendall se ha utilizado con frecuencia para cuantificar la importancia de las tendencias en las series de tiempo hidrometeorológicas (Prabhakar *et al.*, 2019; Gadedjisso-Tossou *et al.*, 2020; Militino *et al.*, 2020; Norouzi, 2020; Shaukat *et al.*, 2020).

Thiel-Sen's Slope

Sen (1968) dio un procedimiento no paramétrico para una tendencia lineal en series de tiempo en términos de pendientes. Las estimaciones de pendiente (Q_i) de m pares de datos se calculan utilizando la siguiente expresión como:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \quad [1.31]$$

$$\beta = \begin{cases} \frac{Q(n+1)}{2} & n \text{ es impar} \\ \frac{1}{2} \left(\frac{Qn}{2} \right) + \frac{Q(n+2)}{2} & n \text{ es par} \end{cases} \quad [1.32]$$

Los resultados se comparan con niveles de umbral al 5%, y los valores de β por encima de $\pm 1,96$ son tendencias significativas (crecientes / decrecientes).

El estimador es utilizado con frecuencia para estimar la pendiente lineal de cambio en variables hidrológicas ([Prabhakar *et al.*, 2019](#); [Gadedjisso-Tossou *et al.*, 2020](#)).

CAPÍTULO II: CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1. Localización

El acuífero Valle de San Juan del Río (clave 2203), se localiza en la porción sur del Estado de Querétaro (**Figura 2.1**), comprende una superficie de 2,031.38 kilómetros cuadrados y abarca en su totalidad a los municipios de San Juan del Río, Pedro Escobedo y parcialmente a los municipios de Tequisquiapan, Colón, El Marqués, Amealco de Bonfil, Huimilpan, todos ellos en el Estado de Querétaro. Administrativamente, corresponde a la Región Hidrológico-Administrativa Golfo-Norte ([CONAGUA, 2018](#); [DOF, 2015](#)).

El Valle de San Juan del Río está dividido por el parteaguas continental en su porción occidental, lo cruza con una dirección Norte-Sur estando en la región Hidrológica No. 26 Cuenca del Pánuco la mayor superficie. La Zona Geohidrológica de San Juan del Río se ubica dentro de la cuenca del Río San Juan, el principal colector es el Río San Juan, que recibe este nombre después de la unión del Río Arroyo Zarco con el Río Prieto, sus principales afluentes se encuentran por la margen izquierda, los ríos Galindo, Amealco y la H los cuales confluyen al colector principal mediante el dren El Caracol ([CONAGUA, 2018](#)).

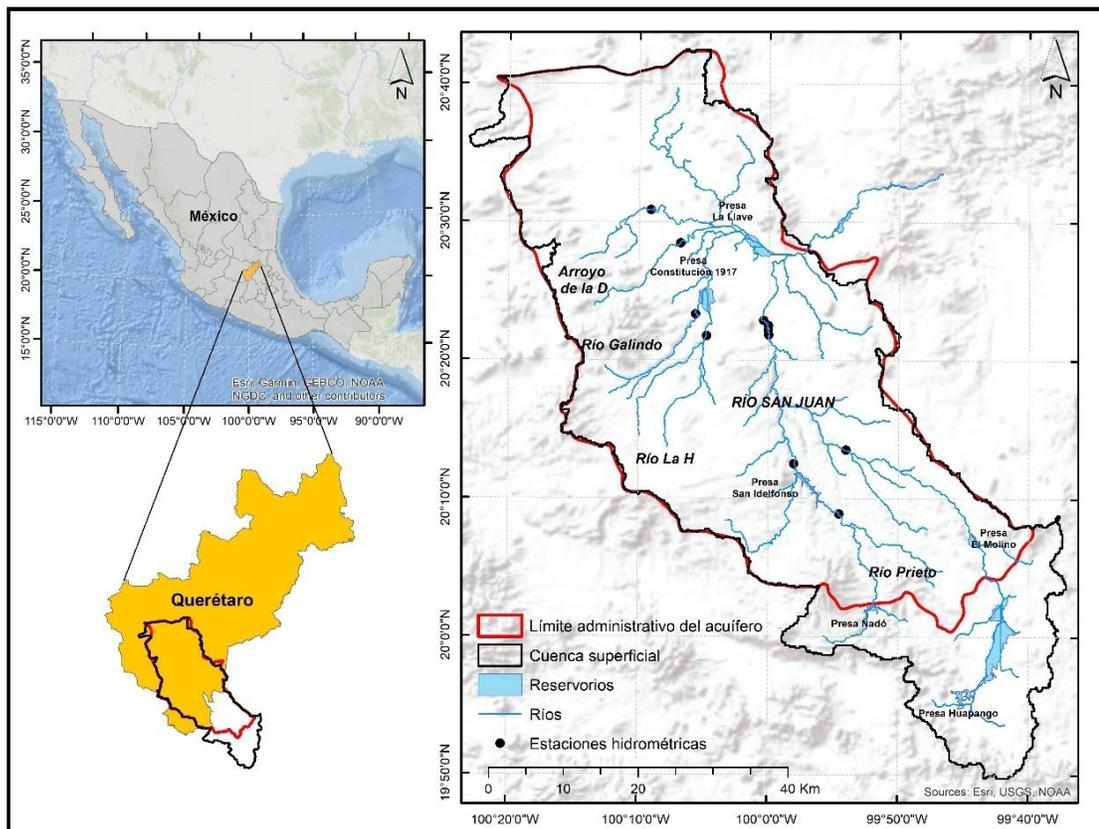


Figura 2.1 Localización de la región de estudio. Valle de San Juan del Río

2.2. Clima

El clima predominante en la zona, según la clasificación de Köppen, modificada por Enriqueta García (Figura 2.2), es semiseco templado y templado subhúmedo, siendo el de mayor importancia el semiseco templado (BS, K), localizado en la parte norte y centro de municipio donde existen llanuras y lomeríos, con precipitación de 485 a 700 mm, es decir el equivalente a 485 a 700 litros por metro cuadrado al año, y una temperatura de 12° a 18° centígrados con altitudes que van de los 1920 a 2200 msnm (Jouliá, 2012). En la **Tabla 2.1** se presentan más características de los tipos de clima en el área de estudio.

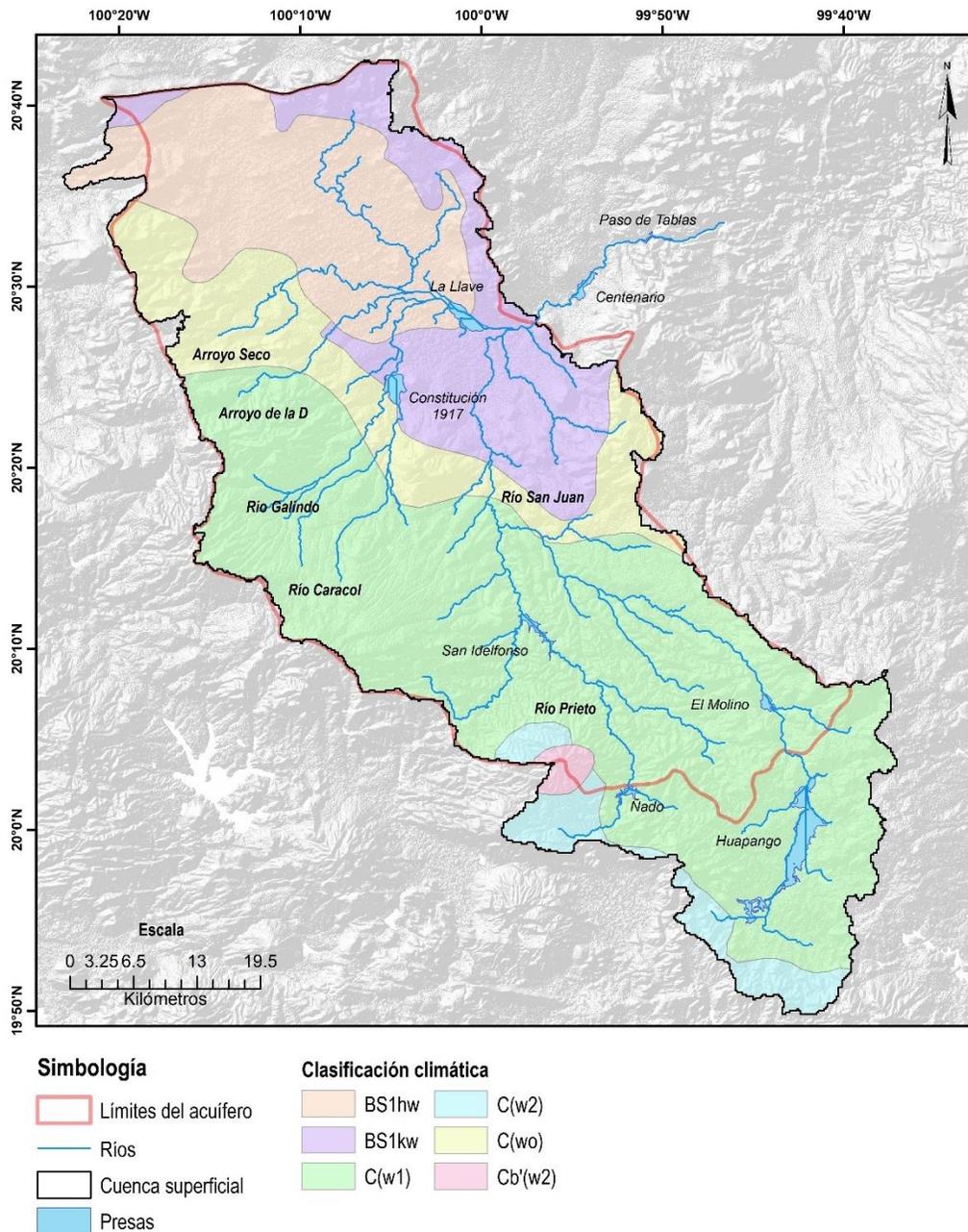


Figura 2.2 Clasificación climática del área de estudio.

Fuente: Manzano *et al.* (2018)

Tabla 2.1 Descripción de los climas en el área de estudio.

Clima	Descripción
BS1hw	Semiárido, semicálido, 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.
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(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(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'(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.

El clima templado subhúmedo, se localiza en la parte montañosa y en la parte sur y centro del municipio donde existen altitudes que van de los 1800 a 2000msnm. En febrero sólo alcanza 5.7 mm. Vientos dominantes del noreste en otoño y del este el resto del año (Joulia, 2012).

2.3. Geomorfología

El Acuífero del Valle de San Juan del Río, fisiográficamente pertenece a la provincia del Eje Neovolcánico Transversal, en la subprovincia Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo, por otro lado, se encuentra en presencia de un Valle de 808.6 km² de superficie, cuya pendiente es suave. De acuerdo con Medina (2017) la morfología del lugar está determinada por rasgos litológicos de edades distintas, así como por su comportamiento estructural. Debido a su ubicación geográfica, el acuífero Valle de San Juan del Río se localiza dentro de la provincia hidrogeológica número ocho “*Faja Volcánica Transmexicana*”, en la Subprovincia Llanuras y Sierras de Querétaro e Hidalgo Llanos. El valle del acuífero, cuya elevación es 1,920 msnm, se caracteriza con una pendiente suave en la que se encuentran lomeríos cuya dirección es NE-SW con pendientes moderadas. Las mesetas de pendientes suaves y poca extensión están

determinadas por rocas básicas y hacia el oriente se encuentran formaciones compuestas por rocas andesíticas cuyas pendientes son abruptas.

2.4. Hidrología superficial

El acuífero del Valle de San Juan del Río pertenece a la Región Hidrológica No. 26, Río Pánuco, en la subdivisión Alto Pánuco.

Asimismo, se ubica dentro de la cuenca del río San Juan, afluente del río Moctezuma, a su vez tributario del río Pánuco y que finalmente desemboca en el Golfo de México (Antares, 2008). De acuerdo con Antares (2008), la corriente principal es el río San Juan que nace en el Estado de México y atraviesa los municipios de San Juan del Río y Tequisquiapan en Querétaro, en éste su extensión es de 2,840 km² además de que llega al río Tula para desembocar y formar el río Moctezuma.

Los principales cuerpos de agua localizados dentro de la subcuenca superficial a la que pertenece el acuífero Valle de San Juan del Río que tienen importantes pérdidas por infiltración son: la Presa el Tepozán con una capacidad de almacenamiento de 52.3 Mm³, localizada en el límite sureste con el acuífero Polotitlán. Al este, se encuentra la Presa La llave, con una capacidad de almacenamiento de 9.3 Mm³; mientras que en la zona central del área se ubica la Presa Constitución de 1917, con una capacidad aproximada de 65 Mm³ (Antares, 2008).

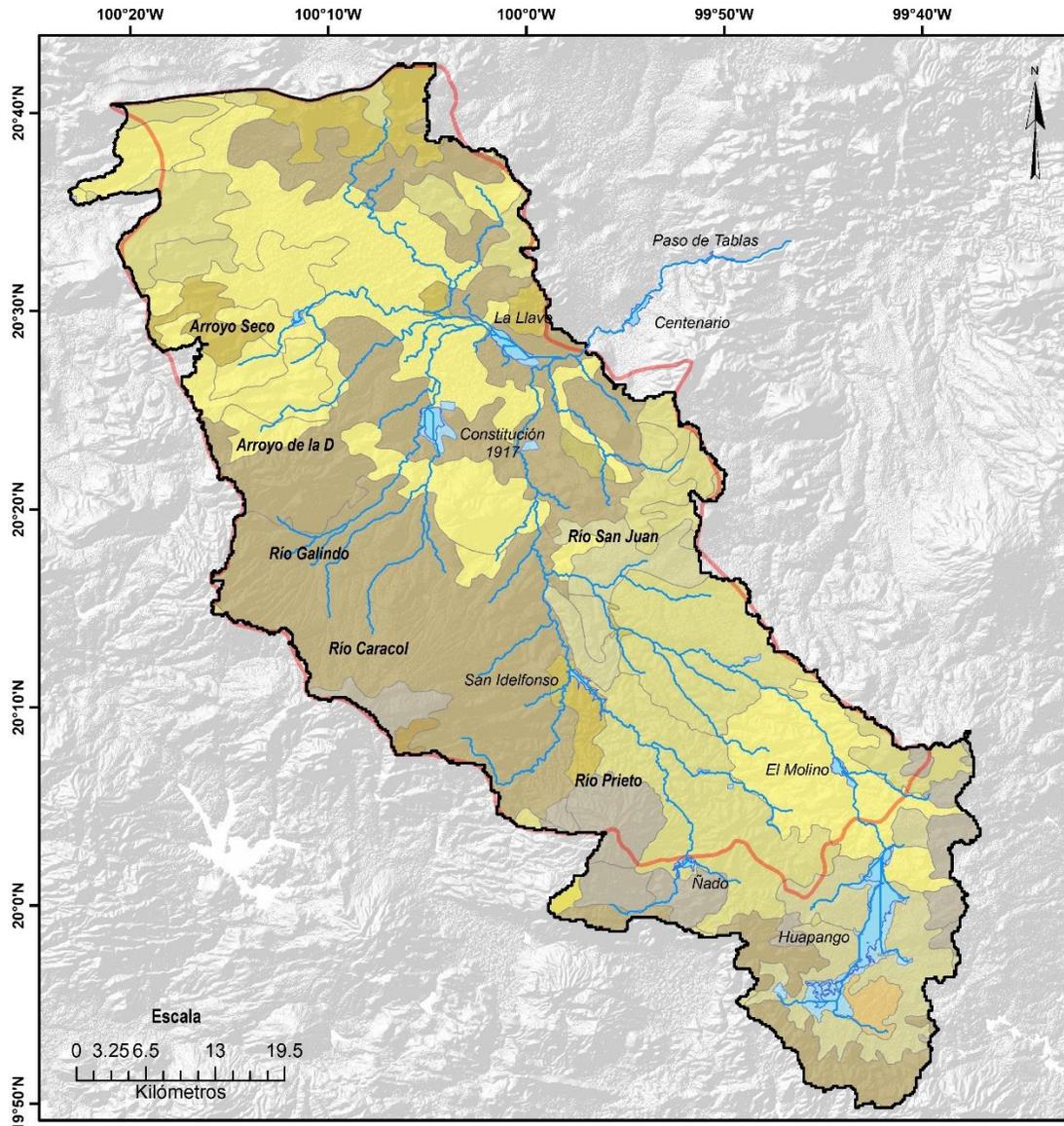
2.5. Tipo de suelo

La zona de estudio está caracterizada por una gran variedad de suelos originados por las condiciones propias del lugar, presentándose suelos de tipo *Andosol*, *Cambisol*, *Feozem*, *Leptosol*, *Luvisol*, *Planosol*, *Regosol* y *Vertisol* (Figura. 2.3). Las características principales de estos suelos son descritas a continuación con base en lo publicado por la FAO (2014).

- a) *Andosol mólico*: Son suelos de textura media, con propiedades favorables para la retención de humedad derivados de materiales volcánicos (principalmente cenizas, pero también toba, piedra pómez, escoria y otros). Los andosoles mólicos se localizan en una pequeña porción en la subcuenca del río Prieto, en el extremo sur-oeste de la región.
- b) *Cambisoles*: Este tipo de suelo se caracteriza por la ausencia de una capa de acumulación de arcilla y humus. Son suelos con evidentes cambios en su estructura, color, contenido de arcilla o contenido de carbonato; están constituidos por material de textura fina

derivados de una amplia gama de rocas. Los cambisoles, se localizan en poca proporción en las zonas montañosas del suroeste.

- c) *Feozem*: El Feozem, se caracteriza por una capa superficial rica en materia orgánica y nutriente. Son suelos con textura media, generalmente profundos, situados en superficies planas. Este tipo de suelo se encuentra distribuido en gran proporción de la zona sur y suroeste, así como en las zonas centro-sur y periferias del Valle.
- d) *Leptosoles*: Los Leptosoles son suelos pedregosos extremadamente jóvenes y delgados, limitados en profundidad por una roca continua dura como el tepetate o caliche dentro de los 10 cm de profundidad y se presentan en donde la erosión natural impide que el suelo alcance un cierto espesor (zonas abruptas de las montañas).
- e) *Luvisoles*: Estos suelos, están constituidos por un mayor contenido arcilla en el subsuelo que en la superficie debido a proceso podogénéticos, cuentan con un alto contenido de nutrientes y buen drenaje, técnicamente son caracterizados por una acumulación de humus, proviene de un material materno de gran variedad tanto de materiales no consolidados como depósitos aluviales y eólicos. Los Luvisoles, cuentan con una textura fina, localizándose en la zona suroeste del área de estudio.
- f) *Planosol*: Suelos generalmente desarrollados en relieves planos, con fenómenos de inundación. Estos suelos, están constituidos de material proveniente de depósitos aluviales o coluviales arcillosos, son medianamente profundos en su mayoría, entre 50 y 100 cm, con un alto contenido de arcilla en el subsuelo, lo que dificulta la percolación del agua.
- g) *Regosoles*: Los regosoles son suelos jóvenes y poco evolucionados caracterizados por su poca profundidad, cuentan con una textura fina y son originados por material parental no consolidado principalmente de origen aluvial, caracterizados por la ausencia de horizonte. La distribución de este suelo en la zona de estudio se presenta de forma insignificante en la porción este.



Simbología		Tipo de suelo			
	Cuenca superficial		Andosol mólico		Luvisol crómico
	Límites del acuífero		Cambisol mólico		Planosol eutrico
	Ríos		Feozem háplico		Planosol mólico
	Presas		Feozem Lúvico		Rendzina
			Litosol		Vertisol pélico

Figura 2.3 Clasificación de los suelos en el área de estudio.

Fuente: INIFAP & CONABIO (1995)

De acuerdo con la clasificación hidrológica de los suelos por el método de la Curva Número, en función de las características texturales del suelo. En la región predominan los suelos con alto potencial de escurrimiento con características texturales de más de 40% de arcilla y menos de 50% de arena, estos suelos se ubican fundamentalmente en norte y el sur y sueste del área de estudio. Sobre la región centro predominan los suelos con potencial de escurrimiento

moderadamente alto, solo pequeñas áreas de suelo presentan potencial de escurrimiento de moderadamente bajo a bajo.

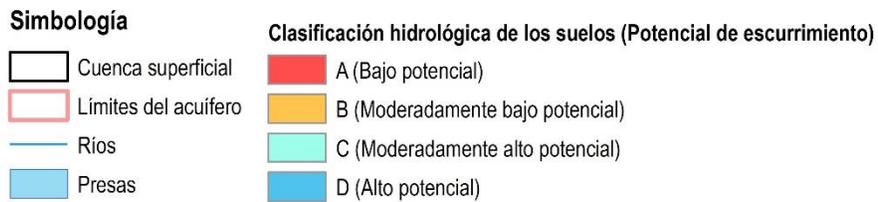
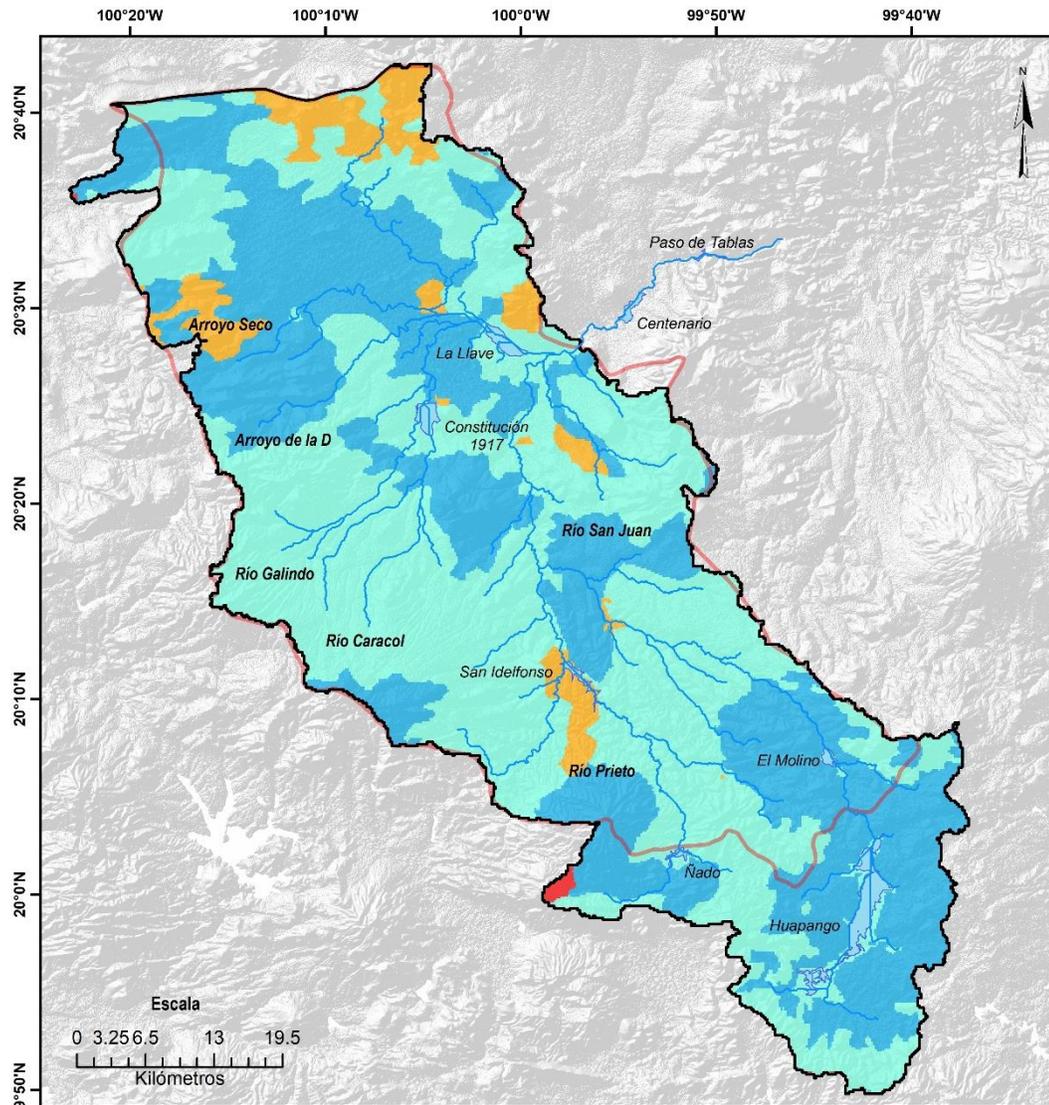


Figura 2.4 Clasificación hidrológica de los suelos en el área de estudio.

Fuente: Elaboración propia a partir de [INIFAP & CONABIO \(1995\)](#)

2.6. Geología

El acuífero se encuentra conformado por rocas ígneas y sedimentarias del Terciario medio (Oligoceno), hacia el Noroeste las rocas volcánicas del Terciario Superior conforman amplias coladas basálticas se encuentran fracturadas, mientras hacia el Este del acuífero la constituyen

tobas y brechas volcánicas. Hacia el Sureste y Suroeste del acuífero se destacan depósitos piroclásticos productos de la Caldera de Amealco, aunque en menor proporción y de edad más reciente los derrames y tobas (CONAGUA, 2020; SGM, 2010).

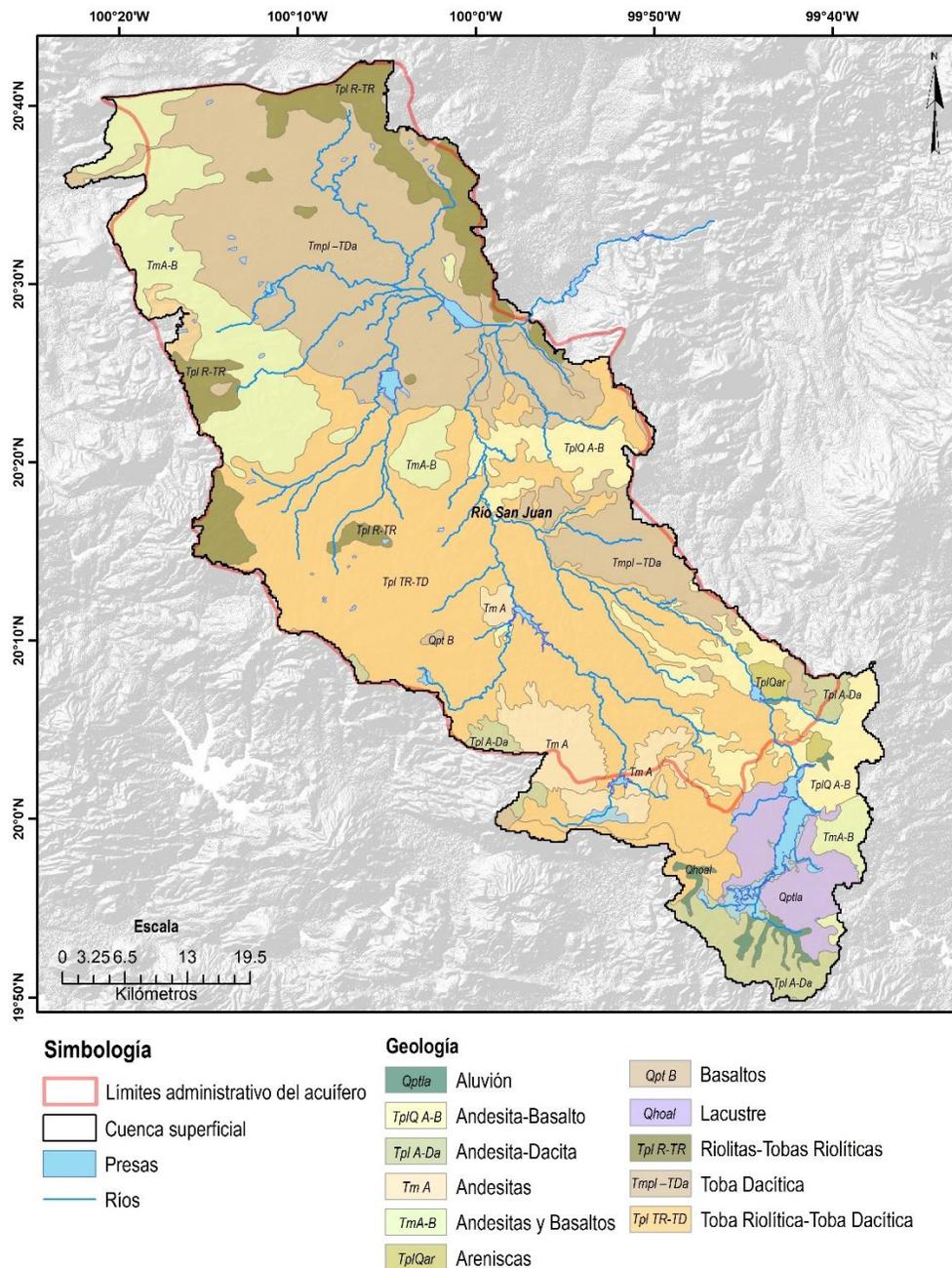


Figura 2.5 Geología superficial en el área de estudio.

Fuente: SGM (2010).

El Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2010) describe las características litológicas de las unidades que se encuentran en el acuífero:

- a) *Riolitas y Tobas Riolíticas del Oligoceno (ToR-TR)*: Es la unidad de mayor edad que aflora en la zona de estudio, se trata de una unidad de composición ácida, localizada principalmente al noreste del acuífero. El fracturamiento de manera vertical que se produce en estas rocas es un factor favorable para la infiltración de agua.
- b) *Andesitas del Mioceno (Tm A)* Se trata de la unidad que sobreyace a las riolitas descritas en el apartado anterior, sus principales afloramientos se localizan en el extremo sureste del acuífero.
- c) *Andesitas y Basaltos del Mioceno (TmA-B)*: En esta unidad se engloban rocas de composición andesítica y basáltica, la unidad se localiza al norte de la zona de estudio, principalmente al noreste de la Ciudad de Querétaro, presentando fracturamiento intenso.
- d) *Toba Dacítica (Tmpl -TDa)*: Compuesta por depósitos de caída libre y flujos piroclásticos, de composición Dacítica-Riolítica, la parte superior de este depósito está compuesto por capas de lapilli, que varían de fino a grueso, intercalados con capas horizontales y lentes de pómez.
- e) *Andesita-Dacita del Plioceno (Tpl A-Da)*: Esta unidad se encuentra al sur de la zona de estudio, en su mayoría fuera de la poligonal que enmarca al Acuífero Valle de San Juan del Río, la cual está constituida por material piroclástico de composición andesítico-basáltico, producto de la Caldera de Amealco.
- f) *Riolita-Toba Riolítica del Plioceno (Tpl R-TR)*: La unidad Riolita-Toba Riolítica, consiste en un depósito de riolitas e ignimbritas de color rosa claro al fresco y de color amarillento al intemperismo, con textura fluidal en algunas partes se observa ondulada, presenta fracturamiento pero este se encuentra relleno, por lo cual, su permeabilidad es baja. La distribución de esta unidad se concentra principalmente en la zona suroeste del acuífero.
- g) *Toba Riolítica y Toba Dacítica del Plioceno (Tpl TR-TD)* Dentro de esta nomenclatura se engloban distintas unidades, la principal, por su amplia distribución, es la Toba Amealco, tratándose de una secuencia piroclástica que incluye tres unidades de ignimbritas consolidadas de una amplia distribución en la zona de estudio, intercaladas con depósitos de lapilli de caída libre, que están compuestas principalmente por ceniza o de lapilli pumicítico, flujos de lodo y depósitos lacustres.

- h) *Andesita-Basalto (TplQ A-B)* Se asigna esta nomenclatura a la unidad de andesita-basaltos que se localizan al oriente y sur de la zona de estudio, presenta textura vesicular rellenas de calcedonia. Se encuentra fracturada, lo que permite la infiltración de agua, la distribución de esta unidad en la zona de estudio se concentra principalmente al oriente y sur de San Juan del Río.
- i) *Areniscas del Plioceno-Cuaternario (TplQar)* Es una unidad compuesta principalmente por depósitos vulcano-sedimentarios, en este caso clastos angulosos de toba riolítica con diversos tamaños, además de vidrio volcánico soportados por una matriz de arena y en menor proporción limos.
- j) *Basaltos Cuaternarios (Qpt B)* Unidad compuesta por basaltos de color negro, en algunas zonas predomina la presencia de brechas, su textura es vesicular, mientras que su distribución en la zona de estudio se observa formando pequeños afloramientos. Esta unidad, está fuertemente fracturada por lo tanto, permite infiltración de agua al subsuelo.
- k) *Aluvión (Qhoal)* Material de depósito reciente, se encuentra principalmente en los cauces de los arroyos, ríos, así como parte del material de azolve para algunas presas. Está constituido principalmente por materiales de cantos rodados, arenas, limos arcillas producto de la denudación de las rocas preexistentes.
- l) *Lacustre (Qpila)* una secuencia de tobas y rocas clásticas semi-consolidadas que incluyen conglomerados, areniscas y limolitas todas estas acompañadas por material aluvial.

2.7. Características hidrogeológicas del acuífero

Según [Medina \(2017\)](#) el acuífero del Valle de San Juan del Río, cuenta con características de alta complejidad hidrogeológica debido al tipo de geometría que presenta y a la alta heterogeneidad del medio es un acuífero de carácter libre, donde el agua circula por dos medios principales, uno integrado por material volcánico (tobas) de caída libre, y otro por rocas fracturadas.

La recarga principal del acuífero proviene de la infiltración de una parte del agua que se precipita en la región del Valle y por entradas subterráneas horizontales provenientes de las sierras que lo circundan en la porción este, oeste y sur. Además de las anteriores, existe un

volumen importante de recarga inducida, atribuida los volúmenes generados por el retorno de riego y la infiltración de las presas Constitución, la Llave y San Idelfonso (Medina, 2017).

En la región se pueden diferenciar cuatro unidades hidrogeológicas (modificado de SGM, 2010):

- *Unidad Fracturada con Permeabilidad Alta:* conformada por las unidades geológicas, andesitas y basaltos del Plioceno-Cuaternario (*Tpl QA-B*) y basaltos del Pleistoceno (*Qpt B*). En todos los casos, adquieren permeabilidad alta por su intenso fracturamiento, operando como unidades de recarga al sistema acuífero y a profundidad como una unidad hidrogeológica atractiva para la extracción de agua subterránea. La distribución geográfica de la unidad se concentra principalmente al extremo sureste del acuífero, específicamente al sur y suroeste de la Ciudad de San Juan del Río, de igual forma, se presentan afloramientos aislados, al sur y oriente del acuífero.
- *Unidad Fracturada con Permeabilidad Media:* Se trata de una unidad que en promedio posee características de permeabilidad media, sin embargo, de manera local se observan afloramientos con variaciones de permeabilidad de media-alta a media-baja. La unidad, está formada por tres conjuntos litológicos diferentes, por un lado material ácido del Oligoceno (*To R-TR*), tratándose de tobas riolíticas y riolitas con intensidad de fracturamiento, permitiendo la infiltración y tránsito de agua subterránea. Se encuentra distribuida en los flancos del Valle de San Juan del Río, en la zona norte y noreste predomina el material ácido (riolitas y tobas riolíticas), cuya permeabilidad varía de media a baja, mientras que al noroeste y sureste predomina el material básico (andesitas y basaltos), con permeabilidad que varía de media a alta en zonas puntuales.
- *Unidad Fracturada con Permeabilidad Baja:* Comprende las siguientes unidades: riolitas del Mioceno (*Tm R*), tobas dacíticas del Mioceno-Plioceno (*Tmpl TDA*), andesitas y dacitas del Plioceno (*Tpl A-Da*), así como tobas riolíticas y dacíticas también del Plioceno (*Tpl Tr-TD*). En esta unidad, predomina el material arcilloso como matriz, por lo cual su permeabilidad es baja, aunque en zonas puntuales su matriz es arenosa, incrementando su permeabilidad. La distribución de esta unidad cubre prácticamente toda la zona del Valle, con excepción de la zona norte y sur de la Ciudad

de San Juan del Río. Esta unidad, también se encuentra distribuida en gran proporción en la zona sur del área de estudio.

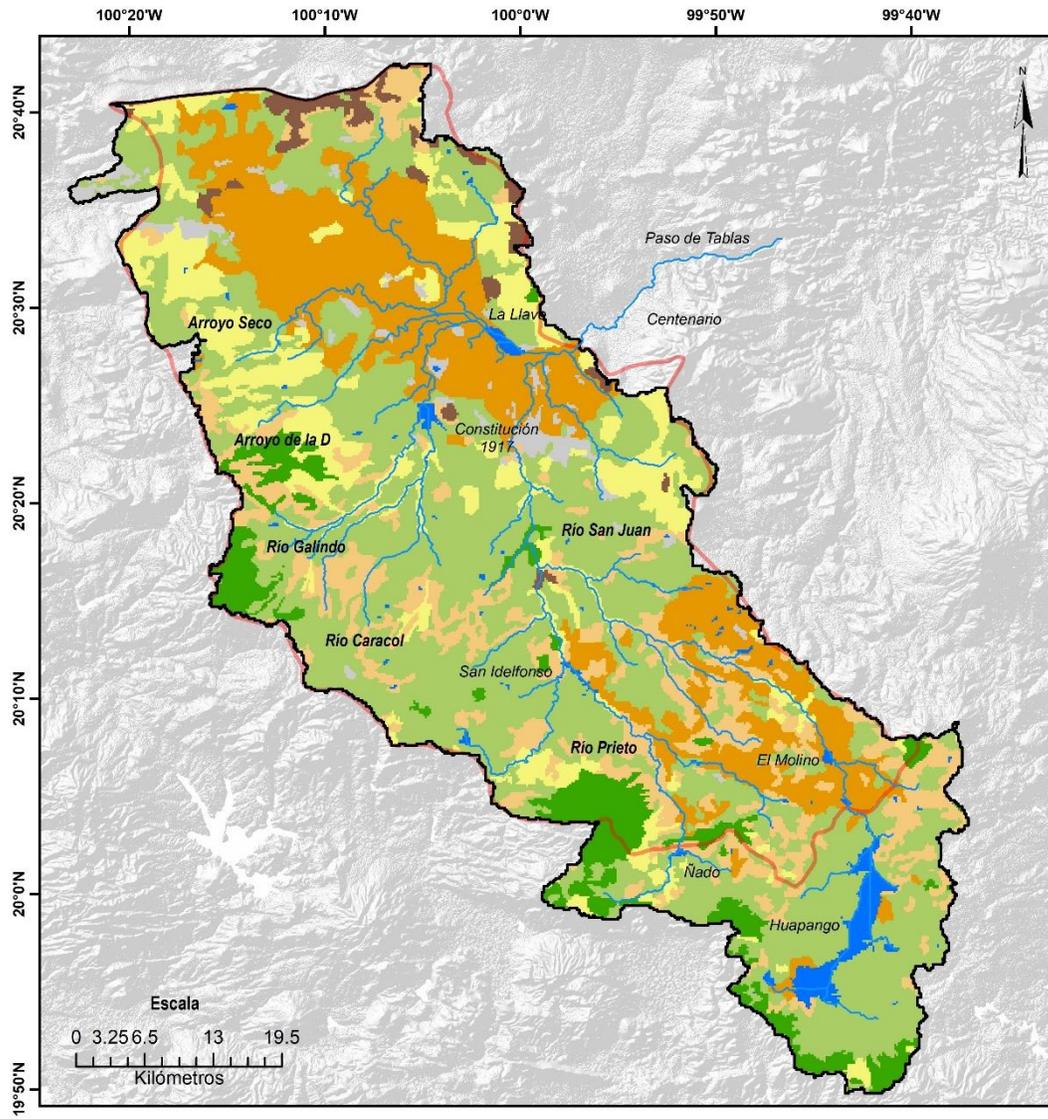
- *Unidad Granular con Permeabilidad Alta*: representa la escasa presencia de material sedimentario en la zona, constituido por depósitos recientes con espesores poco profundos, observándose únicamente al norte de la Ciudad San Juan del Río.

2.8. Uso y cobertura del suelo

Una gran extensión de la cuenca (más del 63.5 %) está dedicada a la agricultura, particularmente de temporal (43.68 %), que se distribuye por todo el territorio salvo en las zonas serranas de mayores pendientes, donde quedan áreas con vegetación natural (Joulia, 2012; INEGI, 2016). En el área más llana del Valle, donde domina la agricultura de riego (19.81 %), se ubica la mayoría de las localidades urbanas.

El tipo de vegetación natural o silvestre está representada por la flora nativa, misma que se divide en vegetación arbórea y de pradera nativas del municipio: Encinos, Maguey, Mezquites, Nopales Tuneros, Palo Blanco, Palo Bobo o Cazahuate, Pirules, Sábilas, Sauces, Xoconoztle, entre otros. Las praderas naturales se componen en su mayoría por algunas especies de pastos (Joulia, 2012).

El bosque de pino y encino se encuentran distribuidos en poca proporción, localizándose principalmente en la zona suroeste y sur, con un área total de 201.63 km² y un porcentaje de superficie de 6.20%.



Simbología		UCS			
	Cuenca superficial		Vegetación arbustiva		Bosques
	Límites del acuífero		Pastizal inducido		Asentamientos urbanos
	Ríos		Matorral crasicuale		Agricultura de temporal
			Cuerpos de Agua		Agricultura de riego

Figura 2.6 Mapa de uso de suelo del área de estudio.
Fuente: INEGI (2016)

CAPÍTULO III: MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Metodología general

Para lograr el cumplimiento de los objetivos planteados en la investigación, el desarrollo metodológico se dividió en etapas secuencialmente lógicas (**Figura 3.1**) que permitirán estimar el rendimiento hídrico de la cuenca del Valle de San Juan del Río y su contribución a la recarga del agua subterránea actual y bajo escenarios climáticos, mediante la aplicación del modelo hidrológico distribuido *Seasonal Water Yield* de InVEST.

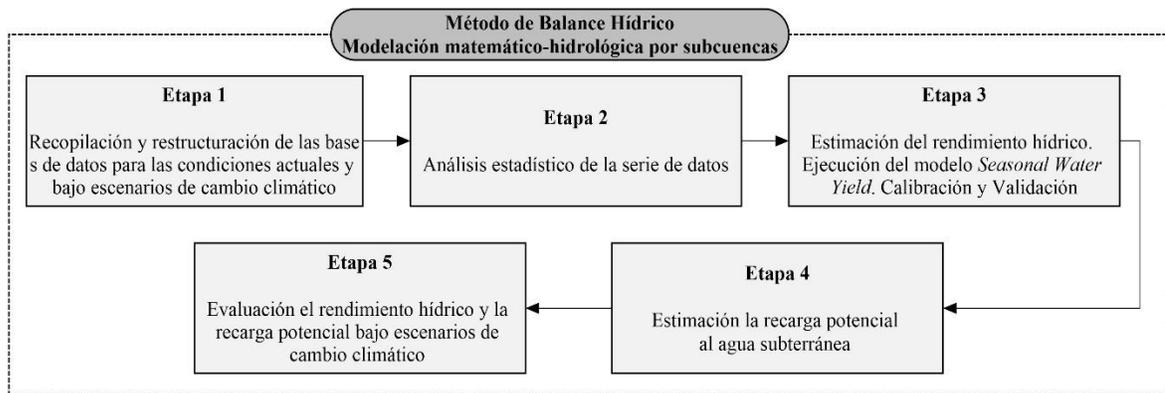


Figura 3.1 Esquema general de las etapas metodológicas para la implementación del Método de Balance Hídrico a partir de la modelación matemático-hidrológica por subcuencas.

3.2. Recopilación y restructuración de las bases de datos espaciales

La información espacial requerida para el estudio se presenta en la **Tabla 3.1**, destacando su fuente, formato y resolución, además del uso que se dará a la misma.

En el caso de las imágenes Raster, fueron recortadas para la delimitación del área de estudio empleando la herramienta *Reformat/Project* del SIG TerrSet, indicando los parámetros de referencia para la homogeneización de las imágenes en cuanto a su tamaño y resolución espacial. Fue establecida una resolución espacial de 1 km, de acuerdo con las imágenes de precipitación y temperatura disponibles.

Tabla 3.1 Información espacial básica para la modelación del rendimiento hídrico, su fuente, formato y resolución.

Entradas	Fuente	Enlace de descarga	Referencia	Resolución espacial y formato	Uso
Modelo digital de elevaciones (MDE)	Consultative Group on International Agricultural Research – Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI)	http://srtm.csi.cgiar.org/srtmdat/	Jarvis <i>et al.</i> (2008)	GeoTiff (.tif) 3 y 9 segundos de arco (~30 y 90 m)	Delimitación de la cuenca hidrográfica
Ubicación de estaciones hidrométricas	Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO)	http://www.conagua.gob.mx/	CONABIO (2002)	Shapefile. Formato vectorial de puntos. WGS84	Delimitación de subcuencas. Establecimiento de puntos de calibración del modelo
Ubicación de las presas y cuerpos de agua	Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) y Sistema de Seguridad de Presas de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA)	https://www.inegi.org.mx/ https://presas.conagua.gob.mx/	Arreguín <i>et al.</i> (2013)	Shapefile Formato vectorial	rendimiento hídrico
Precipitación mensual (Prc)	Centro de Recursos Idrisi-México	http://idrиси.uae.mex.mx/	Cuervo <i>et al.</i> (2014)	Formato raster (.rst) Idrisi - TerrSet 30 arcos de segundos (~1 km)	Estimación del rendimiento hídrico
Temperatura máxima y mínima (Tmax y Tmin)		https://daac.ornl.gov/cgi-bin/			
Radiación solar extraterrestre (Ra)	Global climate and weather data (WorldClim)	http://biogeo.ucdavis.edu/	Fick & Hijmans (2017)	GeoTiff (.tif) 30 arcos de segundos (~1 km)	Estimación de la Evapotranspiración de referencia (ET _o)
Uso del suelo / cobertura del suelo (UCS)	Instituto Nacional de Ecología (INE)	http://www.conabio.gob.mx/	INEGI (2016)	Shapefile. Formato vectorial. Escala 1:250000	
Edafología	Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO)		INIFAP & CONABIO (1995)	Shapefile. Formato vectorial. Escala 1:250000	
Agrupación hidrológica de suelos según método de la Curva Número	US National Aeronautic and Space Administration (NASA)	https://daac.ornl.gov/SOILS/	Ross <i>et al.</i> (2018)	GeoTiff (.tif) 250 m	Estimación del rendimiento hídrico
Zonas climáticas	Centro de Recursos Idrisi-México	http://idrиси.uae.mex.mx/	Manzano <i>et al.</i> (2018)	Formato raster (.rst) Idrisi - TerrSet 30 arcos de segundos (~1 km)	
Evapotranspiración real observada	MODIS The Application for Extracting and Exploring Analysis Ready Samples	https://lpdaacsv.c.cr.usgs.gov/appears		Formato raster (.rst) Idrisi - TerrSet 30 arcos de segundos (~1 km)	

Proyecciones de precipitación, temperatura media, mínima y máxima a nivel global bajo escenarios de cambio climático	Climatologies at high resolution for the earth land surface areas (Chelsa)	http://chelsa-climate.org/downloads/	Karger <i>et al.</i> (2017) y Karger <i>et al.</i> (2017 b)	GeoTiff (.tif) 30 arcos de segundos (~1 km)	Estimación del rendimiento hídrico futuro
---	--	---	---	---	---

3.3. Recopilación y reestructuración de las series hidrológicas

Las series hidrológicas necesarias para el desarrollo de la investigación son: serie de escurrimientos medios mensuales, funcionamiento de vasos de las presas, y series de precipitación, temperatura máxima y mínima.

En el caso de los escurrimientos medios mensuales en ríos y el funcionamiento de vasos de las presas, fueron extraídos del Banco Nacional de Aguas Superficiales (*BANDAS*) (IMTA, 2018). Mientras que la serie de precipitación, temperatura máxima y mínima fue obtenida de la Base de Datos Climatológica Nacional (*Clicom*).

Las estaciones climatológicas para evaluar en los procesos de análisis de la información hidrológica fueron definidas a partir de la aplicación del método de los polígonos de Thiessen, a fin de identificar que estaciones tenían influencia en el área de estudio, incluyendo adicionalmente en este análisis a las estaciones que se encontraban aledañas al límite de la cuenca.

Gráficos de disponibilidad de datos

Para evaluar la disponibilidad de datos hidrológicos se realizó un proceso de filtrado de las fechas de inicio y fin de los registros para cada variable por estación de medición, buscando continuidad en los datos, completando con las siglas *NaN* los datos faltantes. Para la graficación de los resultados de la disponibilidad de datos, por variable y estación, se empleó el *software R* que posee librerías y rutinas que permiten la elaboración de este tipo de gráficos.

Las estaciones consideradas finalmente con base en el periodo de análisis establecido fueron rellenadas a partir de la información de las estaciones vecinas y considerando las imágenes de superficie de precipitación, temperatura máxima y mínima.

Detección de valores atípicos

Para la detección de valores atípicos en las series de precipitación, caudales diarios, temperatura máxima y mínima se aplicó la técnica de Diagramas de caja a los valores

mensuales de las variables hidrológicas para cada una de las estaciones de medición de las variables del ciclo hidrológico en la región.

Considerando la variabilidad natural de las variables analizadas, se estableció en la configuración de la ejecución de los diagramas de caja, un valor límite de 1.5 veces el rango intercuartílico (*RIC*) para las variables de temperatura; mientras que para precipitación y los caudales medios mensuales se fijó un límite de 3 veces el *RIC*. Los valores atípicos detectados por el diagrama de cajas, para cada estación estudiada, se presentan como un círculo de color azul. Los diagramas pueden consultarse en el **Anexo 2**.

Para la corrección de los datos atípicos en las variables climáticas se realizaron varios procesos:

1. Identificación de los valores atípicos detectados por el diagrama de cajas para su localización (mes, año) dentro su correspondiente serie. Este proceso se realiza a partir del análisis exploratorio de datos, identificando rápidamente estos valores con un análisis de extremales.
2. Identificación de las estaciones cercanas, comparando el valor señalado como atípico con los valores detectados por estas estaciones para mes “x”. Si se presentan valores similares se conserva el dato, de lo contrario se sustituye por el promedio ponderado de los valores de las estaciones vecinas

Los valores atípicos de los registros de caudales se detectaron a partir del análisis de los diagramas de caja de los escurrimientos medios mensuales de las distintas estaciones hidrométricas. Considerando que se está modelando el rendimiento hídrico natural de la cuenca y que las estaciones hidrométricas según su ubicación en la cuenca registran flujos naturales (generalmente las ubicadas en nacimientos de ríos) y flujos alterados (estaciones ubicadas aguas debajo de presas o bordos) la información básica extraída de las bases de datos de *BANDAS* requirió de una reestructuración para conservar únicamente la componente natural de los flujos en los ríos. Para este proceso se restaron los vertimientos declarados por las presas aguas arriba a los flujos totales registrados en los ríos, para analizar únicamente el caudal natural que se produce en la subcuenca.

Para validar los valores atípicos encontrados en las series de caudales se realizaron varios procesos:

1. Identificación de los valores atípicos detectados por el diagrama de cajas para su localización (mes, año) dentro su correspondiente serie.
2. Revisión de los registros diarios de precipitación, localizando la precipitación asociada al evento de escurrimiento detectado como atípico.
3. Validación de los registros evaluando si el valor señalado como atípico corresponde a la respuesta del escurrimiento ante un evento de precipitación que supera la media de los valores en la región. Los caudales asociados a eventos de lluvia que superan en 0.5 veces la desviación estándar son eliminados de la serie de datos, en caso contrario se conservan.
4. Se recalcula los caudales medios mensuales, sin considerar los valores atípicos con validación negativa, pues estos distorsionan la información hidrométrica que se ocupará posteriormente en la calibración.

3.4. Análisis estadístico de las series de datos

El análisis estadístico se realizó a las series de promedios anuales de caudales, precipitación acumulada anual y media anual y las series de temperatura máxima y mínima.

En el caso de las series de precipitación y temperatura máxima y mínima solo se evaluó la tendencia con la prueba de *Mann-Kendall* (Mann, 1945; Kendall, 1948) y la pendiente de cambio con la prueba *Sen's slope* Sen (1968).

El análisis de tendencia de la serie de caudales mensuales se realizó únicamente a las estaciones hidrométricas que registran caudales en río, que son las que contienen información de los caudales naturales que se producen hasta el cierre que forman. De estas estaciones se evaluó: homogeneidad, tendencia e independencia. Las pruebas de homogeneidad realizadas a la serie de datos fueron: *Pettitt*, *SNHT* y *Buishand*. Se revisó los puntos de cambios obtenidos por las pruebas estadísticas. Para evaluar los resultados de estas cuatro pruebas, se hizo una clasificación basada en el número de pruebas que rechazan H_0 , (Wijngaard *et al.*, 2003; Schönwiese & Rapp, 2013; Arévalo, 2019; Gadedjisso-Tossou *et al.*, 2020; Patakamuri *et al.*, 2020).

1. Clase A, que significa “Útil”, cuando ninguna o solo una de las pruebas rechaza H_0 .
2. Clase B, que representa “Dudoso”, cuando dos de las pruebas rechazan H_0 .
3. Clase C, que es “Sospechoso”, cuando todas las pruebas rechazan H_0 .

Para evaluar la tendencia se realizaron las pruebas de *Mann-Kendall*, para identificar cambios con tendencia lineal monótonica, la prueba *Sen's slope* se empleó para determinar el cambio por unidad de tiempo en la serie.

Para analizar la componente estacional la serie de caudales medios mensuales y de precipitación media mensual se dividió en dos periodos: seco (noviembre-abril) y húmedo (mayo-octubre), por estación de medición, la tendencia estacional a partir de la prueba de *Mann-Kendall* y determinando el cambio por unidad de tiempo a partir de la prueba *Sen's Slope*.

3.5. Estimación del rendimiento hídrico y su contribución a la recarga potencial del agua subterránea

3.5.1. Selección de los períodos de modelación

Como parte de los objetivos se analizó el rendimiento hídrico en diferentes períodos de tiempo, planteando como intervalo de tiempo para su estimación periodos de 5 años para evaluar el cambio de la producción de agua en la cuenca, asociada al cambio de uso del suelo y de las condiciones climáticas.

Para la selección de los períodos de modelación se consideró que fueran dos períodos: uno pasado y uno actual, que permita un análisis retrospectivo. Estos períodos deberían tener una buena cobertura de información hidrométrica para la calibración: caudales medios mensuales en ríos y presas, y que la información disponible pasara los filtros de calidad de la serie de datos.

3.5.2. Generación y estructuración de los datos requeridos por el modelo InVEST Seasonal Water Yield

Para la estimación del rendimiento hídrico del área de estudio es necesaria información espacial y alfanumérica. En el grupo de información espacial se entrarán 12 capas Ráster de Precipitación media mensual y de Evapotranspiración de referencia, Modelo Digital de Elevaciones (MDE), capa Raster de Uso y Cobertura del Suelo (UCS), capa Raster de Agrupación Hidrológica de los Suelos (AHS) y la capa Vectorial de Cuenca y Subcuencas. Todas las capas espaciales tienen que estar proyectadas en unidades lineales métricas (UTM) y recortadas para la zona de estudio, sin valores fuera del área de estudio en el caso de las imágenes Ráster. La información alfanumérica es demanda por el modelo en forma de tablas biofísicas con parámetros biofísicos, eventos de lluvia y parámetros del modelo. A

continuación, se detalla el proceso seguido para la generación y estructuración de las bases de datos requeridas por el modelo.

Acondicionamiento del Modelo Digital de Elevaciones

El modelo digital de elevaciones es un insumo del modelo de rendimiento hídrico estacional, y debe revisarse que no tenga errores y píxeles sin información. Se requiere que esté en formato Geotiff (.tif) y en unidades métricas, y como todas las capas debe estar cortado para el área de estudio tratando de evitar valores de fondo por fuera del límite.

Las imágenes Raster del Modelos Digitales de Elevación (MDE) se descargó del sitio web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) a una resolución de 3 segundos de arco. Para cubrir el área de estudio se requirieron 4 imágenes, que abarcan el estado de Querétaro (*strm16_08*, *strm16_09*, *strm17_08* y *strm16_09*). Las cuatro imágenes fueron unidas o concatenadas empleando la herramienta *Concart*, la imagen general del MDE fue reestructura en cuento a proyección y ajustada al área de estudio. El MDE presenta zonas sin datos, que deben ser rellenadas para poder desarrollar el proceso de delimitación de cuencas.

Para rellenar el MDE se empleó la herramienta *Filter*, mediante el uso del *Macro Modeler* (**Figura 3.2**). Se definió para el relleno el método de *Adaptative Box*, recomendado por [Eliason & Mcewen \(1990\)](#) pues permite remplazar los píxeles faltantes con el promedio de las elevaciones de los píxeles aledaños que se encuentran en un espacio de caja de 7x7 píxeles. Se establecieron valores máximos y mínimos, para definir cuáles son los píxeles con valores anómalos o faltantes, en este caso se establece como valor máximo la mayor altitud y como valor mínimo cero. El método se ejecutó de forma iterativa hasta completar el relleno de todos los espacios vacíos en la imagen.

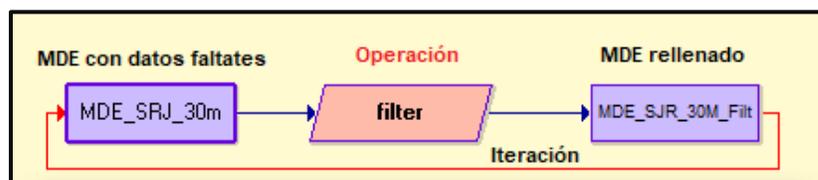


Figura 3.2 Diagrama en el Macro Modeler TerrSet para rellenar los píxeles vacíos y con valores anómalos dentro del Modelo Digital de Elevaciones.

Delimitación de la cuenca superficial, subcuencas y red hidrográfica

Para la delimitación de la cuenca superficial se empleó el módulo *Generación de cuencas* de la herramienta *Water Cycle* ([Franco-Plata, 2007](#)), con el *método de delimitación acumulativo*

y dos puntos: uno que coincide con el límite de la delimitación del acuífero y otro punto de cierre de la cuenca. El proceso para la delimitación de subcuencas fue desarrollado de manera similar y estableciendo como puntos de cierre las estaciones hidrométricas y las presas que se encuentran dentro del área de estudio. De esta forma se obtuvo la delimitación de la cuenca superficial general y la cuenca superficial que coincide con los límites administrativos del acuífero, y sus respectivas subcuencas.

La red hidrográfica se generó con la herramienta *Runoff* considerando el Modelo Digital de Elevaciones. La imagen raster obtenida, fue reclasificada con la herramienta *Reclass*, para obtener una densidad de río determinada y posteriormente fue convertida a vector tipo línea obteniendo así la red hidrográfica en formato vectorial. La red de flujo generada por un Sistema de Información Geográfica será esencial para definir el parámetro del umbral de acumulación de flujos.

El modelo requiere la capa de cuenca o subcuencas, según el análisis que quiera hacerse en formato Shapefile (.shp) y se agregó a la tabla de atributos de la capa vectorial la columna *ws_id* que contiene un valor entero único para cada polígono.

Modelo digital de elevaciones y Umbral de acumulación de flujo

El umbral de acumulación de flujo es un parámetro inicial del modelo, y se encuentra separado de los parámetros que intervienen directamente en el cálculo del rendimiento hídrico pues este solo se ocupa para generar la red de ríos que empleará el modelo. Considerando que según [Sharp et al. \(2018\)](#) su valor define la cantidad de celdas en sentido ascendente que deben fluir en una celda antes de que se considere parte de una secuencia, y que los valores más pequeños crean más afluentes, los valores más grandes crean menos afluentes. Como un proceso iterativo, se varió el valor inicial del parámetro (UAF = 1000) hasta alcanzar una aproximación a la imagen de *Runoff* obtenida de TerrSet que permite al modelo crear una capa de flujo lo más cerca posible de la red de flujos que se presenta en la realidad en la cuenca hidrográfica.

Precipitación media mensual

La precipitación media mensual para cada período de modelación se generó a partir del promedio de las imágenes raster mensuales de una serie de tiempo de 5 años. ([Cuervo et al., 2014](#)).

De este proceso, se generaron 12 imágenes ráster de precipitación para cada período y se exportaron a formato Geotiff (.tif) incluyendo solo en la carpeta de proyecto la imagen sin sus archivos complementarios como demanda el modelo y agregando al final del nombre de los archivos ráster el número del mes.

Evapotranspiración de referencia

La evapotranspiración de referencia mensual (ETo) se estimó a partir de la ecuación de Hargreaves modificada [Ec. 3.1]. El desarrollo de la ecuación se realizó en el software TerrSet, mediante el uso del *Macro Modeler* (**Figura 3.3**). A partir de este proceso se generó las capas Raster de evapotranspiración de referencia mensual.

$$Eto = 023 * \left(\frac{T_{máx} + T_{mín}}{2} + 17.83 \right) * Ro * (T_{máx} - T_{mín})^{0.5} \quad [\text{Ec. 3.1}]$$

ETo es la Evapotranspiración de referencia [mm/mes], $T_{máx}$ es la Temperatura máxima [°C], $T_{mín}$ es la Temperatura mínima [°C] y Ro es la Radiación extraterrestre [mm/mes].

Se obtuvo el comportamiento medio de la evapotranspiración de referencia mensual, como el promedio de las imágenes para cada mes en función del período de años analizado, generando así 12 imágenes de evapotranspiración. Finalmente las imágenes raster de la Eto se exportaron a formato Geotiff (.tif).

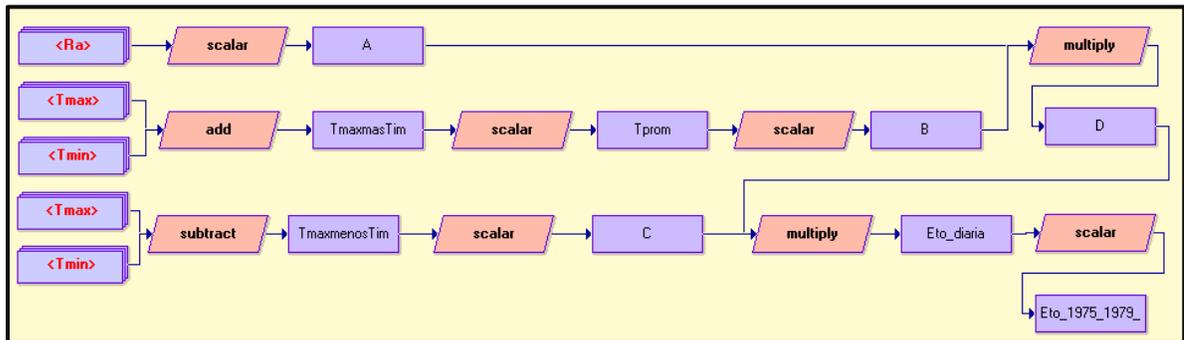


Figura 3.3 Diagrama en el Macro Modeler en el SIG TerrSet para estimar la evapotranspiración de referencia a partir de la ecuación Hargreaves modificada.

Evapotranspiración real observada

La evapotranspiración real observada para el período 2003-2007 fue obtenida de los datos del sensor remoto MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectrometer*) montado a bordo del satélite Terra (EOS AM-1). Las imágenes fueron descargadas de la plataforma de la Agencia Espacial de Estados Unidos (NASA- <https://lpdaacsvc.cr.usgs.gov/appears>)

Fueron descargas las 12 imágenes ráster correspondientes a las mediciones mensuales de la evapotranspiración real de MODIS para cada año del período, con una resolución espacial de 1km, la evapotranspiración real media del período se obtuvo a partir del álgebra de mapas.

Uso y Cobertura del Suelo

El uso y cobertura del suelo fue extraído del Geoportal de la CONABIO (Serie II: febrero 1993 - julio 1997 y Serie IV: 2009) en formato vectorial (.shp) y convertidos a formato Geotiff (.tif) donde cada píxel está vinculado por su ID a un UCS.

Agrupación Hidrológica de los Suelos

La agrupación de los suelos en clases hidrológicas para la aplicación del método de la Curva Número se generó a partir de la información edafológica oficial (INIFAP & CONABIO, 1995), considerando la clasificación de FAO (2014) en función de las características texturales del suelo. La división en clases de los suelos, según su potencial de escurrimiento se realizó considerando la conductividad hidráulica saturada de los suelos y sus profundidades (Tabla 3.2).

Se recortó la imagen Raster para el área de estudio y se acondicionó considerando que el modelo requiere un ráster entero donde los valores se ingresan como números 1, 2, 3 y 4, correspondientes a los grupos de suelo A, B, C y D, respectivamente.

Tabla 3.2 Criterios para la consideración de las clases hidrológicas del método de la curva número según su textura, potencial de escurrimiento y conductividad hidráulica saturada de los suelos.

Fuentes: NRCS-USDA (2009) y Sharp *et al.* (2018).

Clase	Textura	Potencial de escurrimiento	Conductividad hidráulica saturada ($\mu\text{m/s}$)	
			Capa de suelo menos transmisiva con capa impermeable a una profundidad 50-100cm	Capa de suelo menos transmisiva con capa impermeable a una profundidad mayor de 100cm
A	Más de 90% de arena y menos de 10% de arcilla	Bajo potencial	>40	>10
B	Entre 10-20% de arcilla y 50 a 90% de arena	Moderadamente bajo potencial	[40;10]	[4;10]
C	Entre 20-40% de arcilla y menos de 50% de arena	Moderadamente alto potencial	[10;1]	[0.4;4]
D	Más de 40% de arcilla y menos de 50% de arena	Alto potencial	<1	<0.4

Tabla de parámetros biofísicos

La tabla de parámetros biofísicos contiene la información correspondiente a cada una de las clases de uso del suelo en el ráster *UCS*. Todas las clases *UCS* en el ráster tienen un valor correspondiente en esta tabla, donde cada fila es una clase de uso del suelo/cobertura del suelo. Las columnas se nombran y definen como: descripción, código de la capa raster *UCS* y los valores del Número de Curva (*CN*) para cada clasificación hidrológica de los suelos en función de la clasificación hidrológica de los suelos y los valores del coeficiente de cultivo mensual (*Kc*) para las diferentes uso y cobertura del suelo. Se debe generar un archivo *.csv* delimitado por comas, como lo requiere el modelo. Se revisó que todos los presentes en el raster de Uso y Cobertura del suelo tuvieran sus entradas correspondientes en la tabla biofísica.

Tabla 3.3 Tabla biofísica utilizada para la ejecución del modelo SWY con los valores por defecto del número de la curva para cada clasificación hidrológica de los suelos.

Descripción	Código	Número de Curva (<i>CN</i>)			
		A	B	C	D
Agricultura de riego	1	67	78	85	89
Agricultura de temporal	2	67	78	85	89
Asentamientos humanos	3	91	91	91	91
Bosques	4	30	30	41	48
Cuerpos de agua	5	98	98	98	98
Matorral	6	49	69	79	84
Pastizal inducido	7	49	69	79	84
Vegetación arbustiva	8	49	69	79	84

Los valores del Número de Curva para cada UCS fueron establecidos considerando la información disponible en la literatura base del método hidrológico (**Tabla 3.3**) (Rawls *et al.*, 1981; NRCS-USDA, 2004). Los valores mensuales de los coeficientes de cultivo (*Kc*) para cada UCS (**Tabla 3.4**) se establecieron a partir de la información referencia en esta temática presentada por Allen *et al.* (2006), además se consideraron los parámetros definidos en otros estudios para abordar la asignación del parámetro como punto de partida. Estos valores son considerados para la ejecución inicial del modelo, pues entran entre los parámetros a considerar en la calibración del modelo.

Tabla 3.4 Tabla biofísica utilizada para la ejecución del modelo SWY con los valores iniciales del coeficiente de cultivo mensual para las diferentes uso y cobertura del suelo.

Descripción	Código	Coeficiente de cultivo (K_c)											
		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Agricultura de riego	1	0.51	0.302	0.253	0.4	1.149	1.16	0.418	0.393	0.761	1.018	0.895	0.842
Agricultura de temporal	2	0.6	0.6	0.6	1.1	1.2	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Asentamientos humanos*	3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Bosques	4	0.15	0.15	0.15	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.15	0.15
Cuerpos de agua	5	1.25	1.25	1.25	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	1.25	1.25	1.25
Matorral	6	0.11	0.11	0.11	0.11	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.12	0.12	0.12
Pastizal inducido	7	0.36	0.36	0.6	0.6	0.76	0.76	0.76	0.76	0.6	0.6	0.36	0.36
Vegetación arbustiva	8	0.19	0.19	0.19	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.2	0.2	0.2

* Coeficiente de corrección para asentamientos humanos

Eventos de lluvias

La tabla de eventos de lluvia es una entrada del modelo en CSV (valores separados por comas, (.csv)). Requiere 12 valores de eventos de lluvia, uno por mes. Junto con el campo de mes se requiere una columna adicional llamada *alfa* con los valores del parámetro α_m que se explica en el siguiente acápite. En función del período analizado, fueron revisados los registros diarios de precipitación por mes, en tres estaciones ubicadas en diferentes regiones para abarcar diferentes altitudes y condiciones climáticas. En los registros diarios extraídos de las bases de datos de *Clicom* se buscó el número medio de eventos de lluvias ocurridos (precipitación mayor a 0.1 mm) (**Tabla 3.5**).

Tabla 3.5 Tabla de eventos promedio de lluvia para los períodos de simulación en el modelo.

Mes	1995-1997				2003-2007			
	20022*	15187	15190	Eventos promedio	20022	15187	15190	Eventos promedio
Ene	1.2	1.8	1.4	1	3.2	3.8	3.4	3
Feb	2.4	2.8	2.6	3	1.4	1.4	1.4	1
Mar	2	2	2.8	2	3.6	3.6	3.4	4
Abr	5.2	4.4	5.2	5	4	5	3.2	4
May	9.4	10.2	10.4	10	7.6	9.4	8.8	9
Jun	11.4	11.8	14	12	7.8	12.8	11.2	11
Jul	13.8	16	17.2	16	10.2	16.4	15.8	14
Ago	9.6	13.4	13.6	12	12	16.2	15.8	15
Sep	10	12.2	11.4	11	9	15.8	13.4	13
Oct	6.2	5.8	7.8	7	7.4	11.8	10.4	10
Nov	1.4	2.6	2.2	2	1.8	4	2.4	3
Dic	2	2.4	2.6	2	0.8	1.4	0	1

*Los números 20022, 15187, 15190 corresponden a los ID de las estaciones climatológicas consideradas en la determinación de los eventos promedio de lluvia.

Parámetros del modelo

El valor del parámetro α_m fue establecido de acuerdo con las consideraciones de [Sharp et al. \(2018\)](#). En la parametrización predeterminada, su valor se establece en 1/12, asumiendo que el suelo amortigua la liberación de agua y que la contribución mensual es exactamente una doceava parte de la contribución anual. Sin embargo, en climas estacionales se recomienda establecer el valor del parámetro como la porción de la precipitación mensual respecto al valor anual.

Para definir los valores iniciales del parámetro se estimó el promedio de la precipitación regional a partir de las imágenes de precipitación disponibles, y se dividió entre el acumulado, distribuyendo así esta porción por cada uno de los meses como se muestra en la **Tabla 3.6**. En la etapa de calibración, este parámetro puede ser modificado, por lo que los valores mostrados suponen solo un punto de partida para establecer valores del parámetro más cercano al comportamiento real de la estacionalidad de la precipitación que el valor por defecto. Los parámetros β_i y γ se establecieron con su valor por defecto.

$$\alpha_m = \frac{\bar{P}}{P_{tot}} = \frac{\frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n}}{\sum_{i=1}^n P_i} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n \sum_{i=1}^n P_i} = \frac{1}{n}$$

Tabla 3.6 Definición de los valores iniciales del parámetro α_m considerando la estacionalidad de la precipitación.

	Precipitación promedio regional (mm)		Distribución del valor de α_m (adm)	
	1975-1979	2003-2007	1975-1979	2003-2007
Ene	11.34	12.40	0.015	0.017
Feb	7.66	12.54	0.010	0.017
Mar	12.34	12.33	0.017	0.017
Abr	16.4	20.98	0.022	0.028
May	46.09	55.35	0.063	0.075
Jun	109.36	133.88	0.149	0.182
Jul	152.67	162.47	0.208	0.220
Ago	156.9	127.17	0.213	0.172
Sep	133.51	137.58	0.182	0.187
Oct	70.59	39.80	0.096	0.054
Nov	15.33	7.97	0.021	0.011
Dic	2.99	14.81	0.004	0.020
Suma	735.18	737.29	1	

3.5.3. Estimación del rendimiento hídrico actual

Para la estimación del rendimiento hídrico se realizaron las corridas del modelo *InVEST Seasonal Water Yield* siguiendo las etapas metodológicas que se describen en la **Figura 3.4**. En una primera etapa se realizaron las corridas del modelo para el período comprendido entre los años 1975-1979 y 2003-2007. Posteriormente se analizaron las variables de salida del modelo (**Tabla 3.7**), principalmente el comportamiento de los caudales medios mensuales.

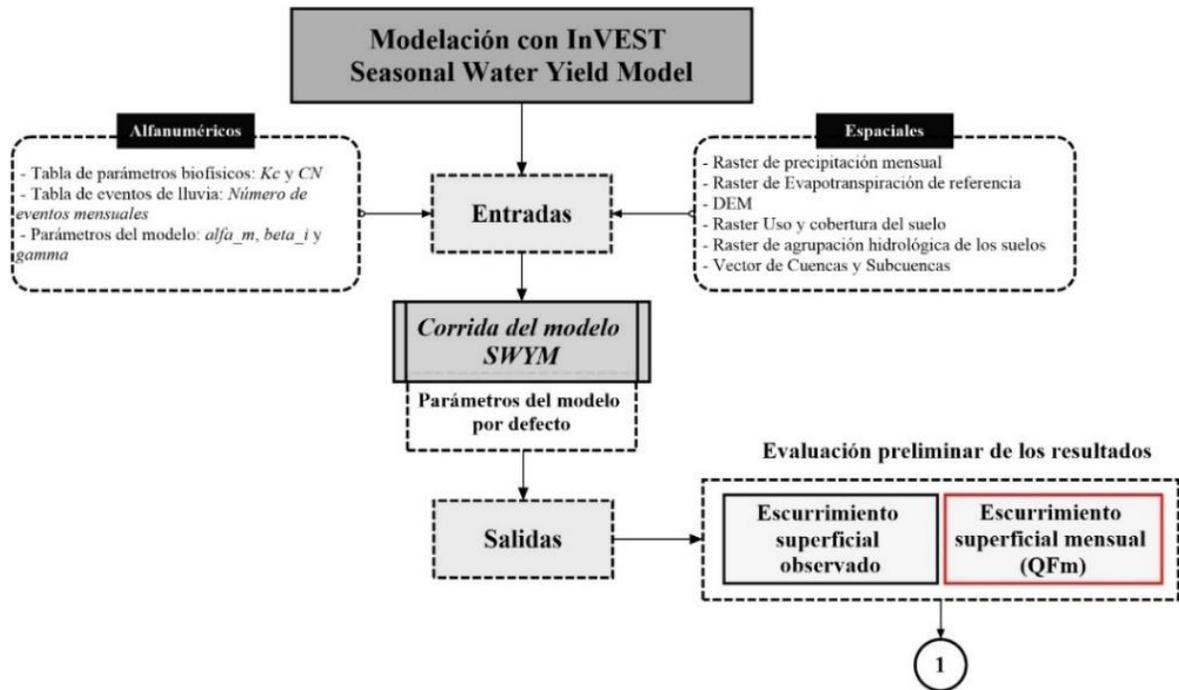


Figura 3.4 Proceso metodológico de trabajo con el modelo Seasonal Water Yield.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 3.7 Resumen de las salidas del modelo InVEST Seasonal Water Yield.

Salida	Descripción	Formato y unidades	Identificador
Mapa de valores del flujo base	Contribución de un píxel a la libración del flujo base, vista como el agua que no se ha evapotranspirado antes de llegar a la corriente		B
Mapa de valores de la curva número	Valores de la curva número espacialmente distribuidos en función del uso y cobertura del suelo	Geotiff (.tif) [mm]	CN
Mapa de recarga local	Valores de recarga por píxel		L
Mapa de valores de escurrimiento superficial	Ecurrimiento superficial anual por píxel		QF

Mapa de evapotranspiración real	Evapotranspiración real anual por píxel	Geotiff (.tif) [mm]	eat
Mapas de escurrimiento mensual	Escurrecimiento de cada píxel, 12 archivos correspondiente a cada mes		qf_Número
Red de flujo	Red de flujo generada desde la entrada del MDE y el umbral de acumulación de flujo, donde los valores positivos indican presencia de una corriente	Geotiff (.tif) [booleano]	stream
Resultados agregados por cuenca o subcuenca	El archivo contiene la información agregada de la recarga y la contribución relativa de cada unidad	Shape File (.shp)	aggregated_results

3.5.4. Calibración y validación del modelo

La calibración y validación del modelo se desarrolló en un proceso iterativo dividido en dos etapas (**Figura 3.5**). La primera etapa comienza después de la evaluación preliminar de los resultados de los escurrimientos superficiales observados y modelado, ajustando iterativamente los parámetros que intervienen este proceso hasta lograr un ajuste del modelo. Una vez ajustado los parámetros se realiza el resumen del análisis de sensibilidad de la respuesta del modelo a los escurrimientos superficiales. En la segunda etapa se calibran los parámetros que condicionan la evapotranspiración real, si existe información en el periodo analizado, hasta lograr un buen ajuste entre los valores observados y simulados.

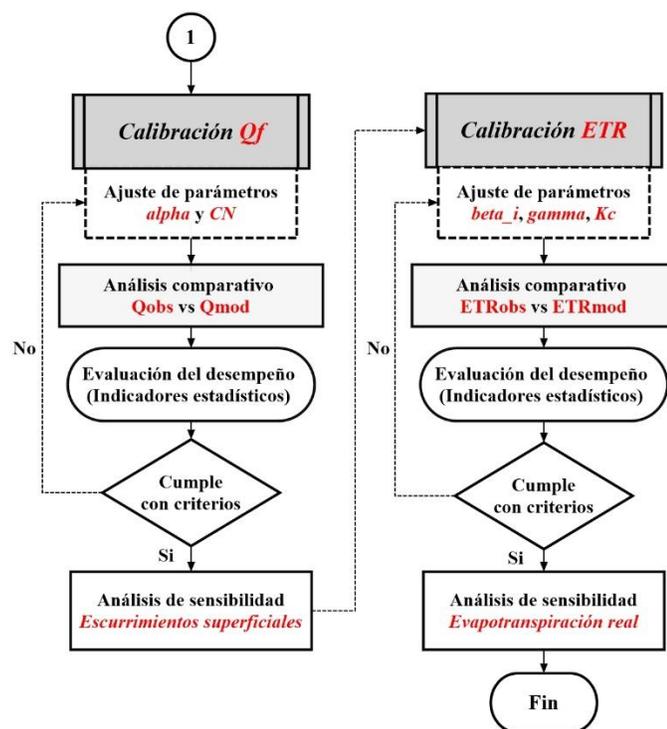


Figura 3.5 Proceso metodológico de trabajo para la calibración del modelo.

Fuente: Elaboración propia.

Ajuste de parámetros

La calibración del modelo se realizó a partir de la variación de los parámetros de modelo hidrológico (Tabla 3.8), considerando la propuesta metodológica realizada por Sharp *et al.* (2018). En el ajuste de parámetros se consideró el rango de valores de los parámetros y su interpretación en términos físicos.

Tabla 3.8 Parámetros del modelo Seasonal Water Yield para calibración.

Parámetro	Descripción	Valor por defecto	Rango de valores	Referencia
α_m	Fracción de recarga anual media	1/12	$\sum \alpha_m = 1$	
β_i	Porcentaje de subsidio agua arriba disponible para un píxel dado para evapotranspiración, caracteriza el flujo subsuperficial	1	0-1	Sharp <i>et al.</i> (2018)
γ	Fracción de la recarga del píxel que está disponible para los píxeles pendiente abajo	1	0-1	
CN	Número de curva	-	0-100	NRCS-USDA (2009)
Kc	Coefficiente de cultivo mensual para los usos y cobertura del suelo	-	0-1	Allen <i>et al.</i> (2006)

Se compararon el escurrimiento superficial mensual simulado con los valores observados hasta las alturas de las estaciones hidrométricas de los ríos, considerando únicamente los parámetros α_m y CN . Las unidades de los datos observados son en metros cúbicos por segundo (m^3/s), y los datos estimados en milímetros por mes (mm/mes), por lo que, los datos observados fueron transformados a mm/mes y hm^3/mes para su correcta comparación.

Para el ajuste de los parámetros β_i , γ y Kc se evaluó la evapotranspiración real observada (ET_{obs}) obtenida por el sensor remoto *MODIS* con la evapotranspiración real estimada por el modelo en la escala de tiempo anual (ET_{mod}) siguiendo los criterios de ajuste definidos por [Sharp et al. \(2018\)](#):

- $ET_{mod} > ET_{obs}$ (diferencia positiva): Significa que el modelo sobrestima la evapotranspiración lo cual se puede corregir reduciendo los valores de Kc o reduciendo los valores de γ y/o los valores de β_i (de modo que haya menos agua disponible para la evapotranspiración en cada píxel).
- $ET_{mod} < ET_{obs}$ (diferencia negativa): Significa que el modelo subestima la evapotranspiración, la cual se puede corregir aumentando los valores de Kc o aumentando los valores de γ y/o los valores de β_i si estos no se encuentran en su límite.

Evaluación del rendimiento del modelo

Para evaluar el grado de similitud entre el rendimiento hídrico simulado y observado en el período de calibración, se evaluaron los índices de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE), sesgo o desviación relativa ($PBIAS$) y desviación estándar (RSR), descritos por las ecuaciones 8, 9 y 10, respectivamente.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Vsi - Voi)^2}{\sum_{i=1}^n (Voi - \overline{Vo})^2} \quad [\text{Ec. 3.1}]$$

$$Sesgo = 100 * [(\overline{Vs} - \overline{Vo})/\overline{Vo}] \quad [\text{Ec. 3.2}]$$

$$RSR = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Voi - Vsi)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Voi - \overline{Vo})^2}} \quad [\text{Ec. 3.3}]$$

Vsi es el Volumen de escurrimiento simulado para cada paso de tiempo i [m^3], Voi es el Volumen de escurrimiento observado para cada paso de tiempo i [m^3], \overline{Vs} : Volumen de

escurrimiento medio simulado [m^3], \overline{Vo} : Volumen medio observados [m^3] y n es el número de pares de valores.

El índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (*NSE*) es un medidor estadístico de la magnitud de la varianza residual en comparación con la varianza observada, definido por Nash & Sutcliffe (1970), puede interpretarse que un valor más cercano a la unidad representa una mayor correspondencia entre los datos observados y simulados. El sesgo (*PBIAS*), definido por Gupta et al. (1999) representa la desviación relativa a la media expresado en porcentaje, el valor óptimo es cero, un sesgo positivo indica sobreestimación y un sesgo negativo indica subestimación. Y la desviación estándar de las observaciones (*RSR*), definido por Singh et al. (2005), se calcula como el cociente entre el error medio cuadrático (*RMSE*) y la desviación estándar de los datos observados. El valor óptimo del estadígrafo es cero, considerando una simulación perfecta, por tanto, mientras más pequeño el valor de *RSR* mejor representación del proceso real por el modelo de simulación.

Para evaluar cualitativamente el desempeño del modelo hidrológico se siguieron los criterios establecidos por Moriasi et al. (2007) presentados en la **Tabla 3.9**.

Tabla 3.9 Interpretación cualitativa de los parámetros estadísticos para calibración y validación.
Fuente: Moriasi et al. (2007)

PBIAS	NSE	RSR	Interpretación cualitativa
$PBIAS < \pm 10$	$0,75 < NSE < 1,0$	$0,00 < RSR < 0,50$	Muy Bueno
$\pm 10 < PBIAS < \pm 15$	$0,65 < NSE < 0,75$	$0,50 < RSR < 0,60$	Bueno
$\pm 15 < PBIAS < \pm 25$	$0,50 < NSE < 0,65$	$0,60 < RSR < 0,70$	Satisfactorio
$PBIAS > \pm 25$	$NSE < 0,50$	$RSR > 0,70$	No satisfactorio

3.5.5. Validación de la recarga potencial del agua subterránea

Para validar los resultados de la recarga potencial del agua subterránea estimada por modelo Seasonal Water Yield se buscó la demostración física de la consistencia de las estimaciones, para esto se comparó la relación R/Pr (Recarga/Precipitación media anual) con los resultados de la fórmula empírica de Krishna Rao (Kumar, 2009) desarrollada para el cálculo de la recarga natural del agua subterránea a partir de la lluvia en áreas con limitaciones y climatología homogénea. Además se compararon los resultados con otras investigaciones desarrolladas en zonas semiáridas del mundo.

Para la validación hidrogeológica de los resultados, se comparó la recarga total considerando la recarga potencial estimada por el modelo *SWY* con la recarga total estimada por el método de vaciado del acuífero en función de los niveles promedio del agua subterránea observadas en la región.

3.6. Estimación del rendimiento hídrico futuro y su contribución a la recarga del agua subterránea

Para la estimación del rendimiento hídrico futuro y su contribución a la recarga del agua subterránea se utilizó la climatología de alta resolución que contiene las proyecciones de precipitación, temperatura media, mínima y máxima a nivel global producto de las corridas de los Modelos de Circulación General del proyecto *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) (Karger *et al.*, 2017; Karger *et al.*, 2017 b). Los *MCG* utilizados fueron HADGEM2-AO, MRI-CGCM3 y CNRM-CM5 para los periodos 2041-2060 y 2061-2080 bajos dos escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero: RCP4.5 (estabilización) y RCP8.5 (pesimista).

A partir de los datos de temperatura para cada *MCG* y escenarios en los dos períodos de planeación analizados, se estimó la evapotranspiración de referencia por la ecuación de *Hargreaves modificada* (Sección 3.5.2).

Fueron estructurados, para cada *MCG* y escenarios en los dos períodos de planeación analizados, los datos de precipitación y evapotranspiración de referencia para su entrada en el modelo *Seasonal Water Yield*.

Los parámetros biofísicos y de lluvias para las proyecciones de cambio climático fueron establecidos acorde a los resultados del último período de modelación de rendimiento hídrico, manteniendo así el coeficiente de cultivo, el valor del número de la curva y el resto de los parámetros inalterados para la modelación futura.

Se realizó la proyección del uso y cobertura del suelo para la región, empleando el módulo *Land Change Modeler* de *TerrSet*, empleando las clasificaciones de la serie 2 y 4 ocupadas para la modelación de los períodos 1975-1979 y 2003-2007/2008-2014, respectivamente; y se proyectó para los años 2030 y 2050.

CAPÍTULO IV: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Disponibilidad de datos hidrométricos

Información hidrométrica

El caudal en ríos y arroyos es una de las variables con más baja disponibilidad de datos en toda la región. La **Figura 4.1** muestra la disponibilidad de datos hidrométricos en las 8 estaciones de la región que miden caudales en los ríos. La leyenda de colores indica el nivel de completamiento de las series mensuales, el color azul intenso indica completamiento total disminuyendo la paleta de colores hasta el color gris que indica la ausencia de datos en los años señalados.

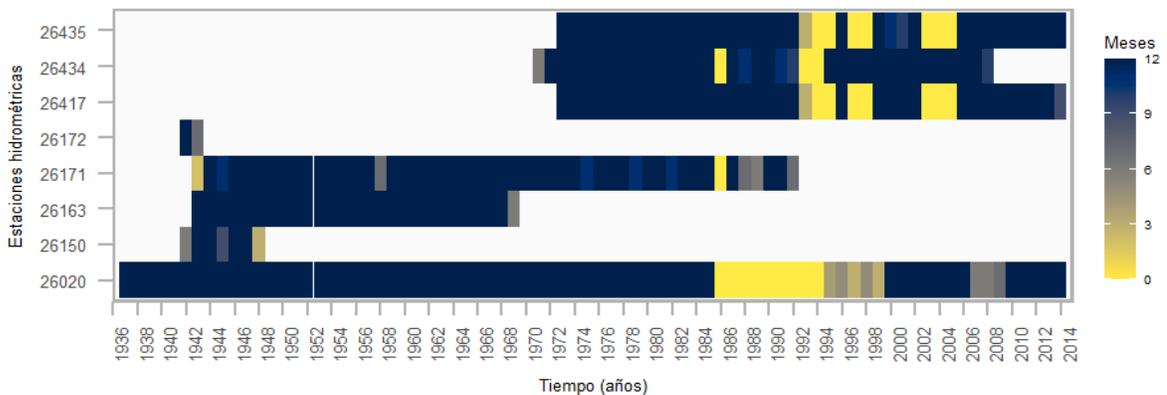


Figura 4.1 Gráfico de disponibilidad de datos de caudales medios mensuales en las estaciones hidrométricas que registran caudales en ríos en el área de estudio.

Puede observarse que existen datos hidrométricos desde el año 1936, variando el completamiento de estos de una estación a otra. La estación *Taxie* (26020), ubicada aguas debajo de la *Presa Huapango*, tiene la mayor cobertura de caudales mensuales en toda la región, con datos continuos durante los años 1936-1985 y después su completamiento varía entre los años 1994-2014. Esta estación mide el volumen escurrido por el arroyo producto de los excedentes de las presas *El Molino* y *Huapango* situadas a 20 y 30 kilómetros respectivamente aguas arriba y las aportaciones de la subcuenca. Su nivel de completamiento permitirá la calibración de las subcuencas que se encuentran en el extremo sureste del área de estudio (173.3 km² de superficie).

Las estaciones *La H II* (ID 26435) y *Galindo II* (ID 26417) tienen registros completos entre los años 1973 a 1991, variando la disponibilidad de datos entre los años 1992 a 2005, volviendo a ser continuos entre los años 2005-2014. Ambas estaciones están ubicadas aguas arriba de la *Presa Constitución de 1917*, por lo que registran los regímenes del escurrimiento

de sus respectivas corrientes permitiendo conocer su aportación al vaso de la presa. Sus datos permitirán calibrar la subcuenca en el nacimiento del *río Caracoles*, uno de los afluentes que llega al vaso de la presa (196.6 km² de superficie) y del nacimiento del *río Galindo* en el extremo oeste (161.4 km² de superficie). La estación La H II (ID 26163), presenta datos continuos desde 1942 hasta 1968, cuando fue retirada de su ubicación original y sustituida por la estación ID 26435, ambas sobre el mismo afluente de río. En este sentido, podría haciendo las correcciones pertinentes disponer de una serie de más extensa.

Por otra parte, la estación *La Concepción* (ID 26434) tiene una serie de datos de 36 años con una disponibilidad de datos relativamente buena, por su ubicación aguas arriba de la *Presa San Idelfonso* registra los flujos que llegan al vaso de la presa. Su información es esencial para la calibración de la subcuenca del nacimiento del *río Prieto* en el suroeste de la cuenca (307.5 km² de superficie).

Las estaciones *Pedro Escobedo* (ID 26172) y *El Sauz* (ID 26150) tienen solamente 2 y 7 años con datos de caudales mensuales, respectivamente, y su nivel de completamiento es deficiente. Ambas estaciones se encuentran ubicadas aguas arriba de la *presa La Llave*, en los afluentes *arroyo Seco* y *arroyo de la D*, cubriendo un área de aporte de 130.5 y 80.5 km². Su bajo número de datos no posibilita su empleo para la calibración en estas subcuencas, pero pueden servir de base para la aplicación de otros métodos o de conjunto con la información disponible en la presa *La Llave* permitir un acercamiento al balance de agua.

La estación *San Idelfonso extracciones* (ID 26171) tiene 18 años con registros mensuales continuos (1957-1974) como serie más larga, extendiéndose hasta 1991 con una disponibilidad de datos que varía entre 9 y 3 meses de datos disponibles en 18 años de registro. En esta estación se miden las filtraciones, extracciones y derrames de esa obra hidráulica, de la presa *San Idelfonso*, sirviendo su información como apoyo para la calibración de las subcuencas del *río Prieto* junto con la estación ID 26434. La coincidencia temporal de los datos con las estaciones descritas arriba se produce en los años donde existe un menor completamiento de la serie de caudales mensuales, lo que supone un reto para la calibración de estas subcuencas que será abordada a profundidad en acápite posteriores.

Al centro-este de la región se encuentra la presa *Derivadora Lomo de Toro*, una obra hidráulica que entrega las aguas del río San Juan que llegan a su cierre en tres puntos:

- Estación 26201 (KM. 0+700): Registra los volúmenes derivados para el canal de la margen derecha, que conduce agua para regar terrenos comprendidos entre el río *San Juan* y la presa de *Constitución 1917*.
- Estación 26101 (*Loma de Toro*): Registra los volúmenes derivados por el canal de la margen derecha de la presa *Derivadora Loma de Toro*, que salió de funcionamiento desde 1978.
- Estación 26262 (*San José*): Registra los volúmenes derivados por el canal que entrega agua a la presa *Constitución 1917* por el río *Caracol*.

Los volúmenes excedentes vertidos por la presa *Derivadora Loma de Toro* son registrados por la Estación *San Juan* (ID 26180) ubicadas aguas debajo de los puntos referidos anteriormente. Como puede observarse en la **Figura 4.2** que muestra la disponibilidad de datos hidrométricos de las estaciones sobre la derivadora, existe información hidrométrica desde el año 1936. Los datos de las estaciones coinciden temporalmente a partir del año 1968 excepto la estación ID 26101, que concluye sus datos en 1978 con el fin de la derivación al canal de la margen derecha debido a que el crecimiento de la zona urbana del San Juan del Río ocupó las zonas agrícolas a donde este canal entregaba agua.

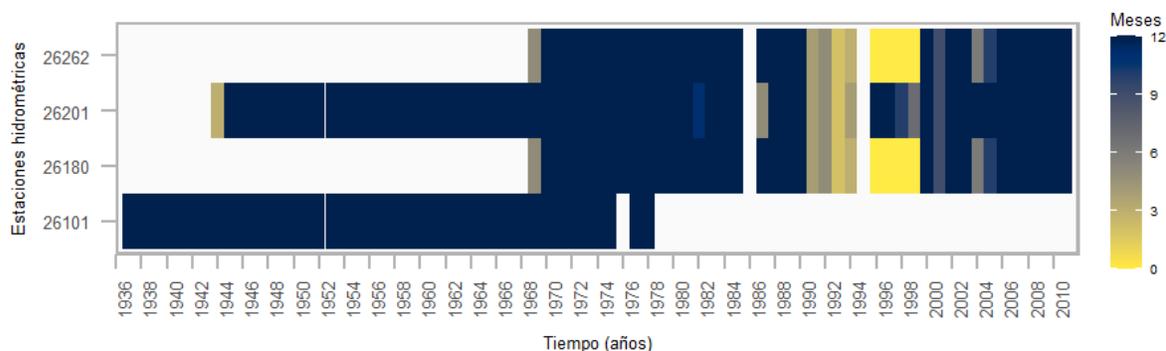


Figura 4.2 Gráfico de disponibilidad de datos de caudales medios mensuales en las estaciones hidrométricas de la presa Derivadora Loma del Toro.

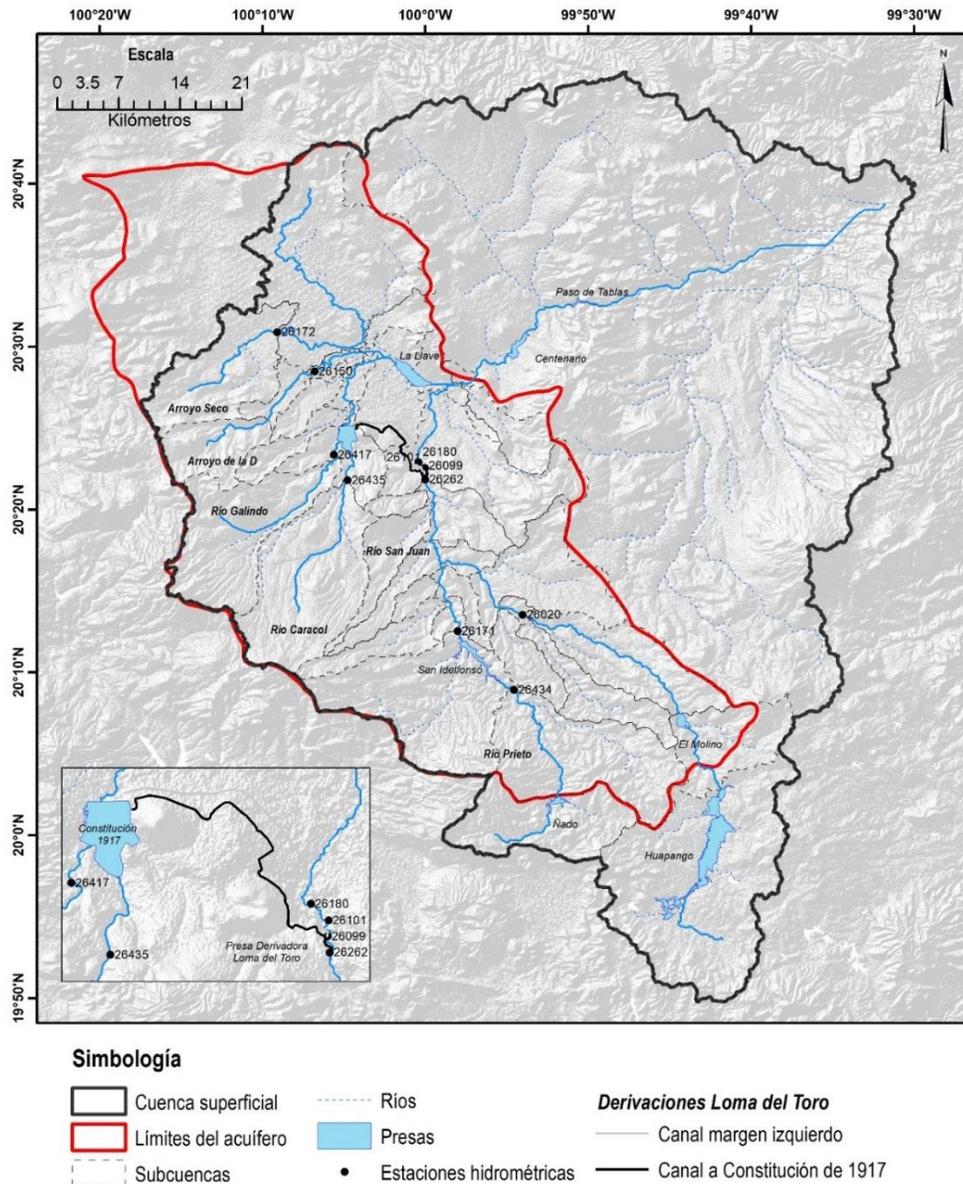


Figura 4.3 Mapa de las estaciones distribución de estaciones las estaciones hidrométricas y las presas que se encuentran en el área de estudio.

La información hidrométrica disponible en esta obra hidráulica permite a partir de un balance de entregas, compuesto por la información las estaciones ID 26201-26101-26262 y de los excedentes del agua registrados por la estación ID 26180, obtener los escurrimientos que llegan al cierre de la Derivadora procedentes de las subcuencas altas del río San Juan (577.91 km²). Esta información es esencial para calibrar las subcuencas que se encuentran aguas debajo de las estaciones ID 26171 y 26020.

En resumen, de las 8 estaciones hidrométricas que miden caudales en ríos, solamente 5 tienen información útil para la investigación, mientras que la totalidad de las estaciones que registran datos hidrométricos en obras de regulación tienen datos suficientes para ser consideradas.

Comportamiento de vasos en las presas

La **Figura 4.4** muestra la disponibilidad de datos del comportamiento de vasos en las presas del área de estudio. La leyenda de colores indica el nivel de completamiento de las series, el color azul intenso indica completamiento total disminuyendo la paleta de colores hasta el color gris que indica la ausencia de datos en los años señalados.

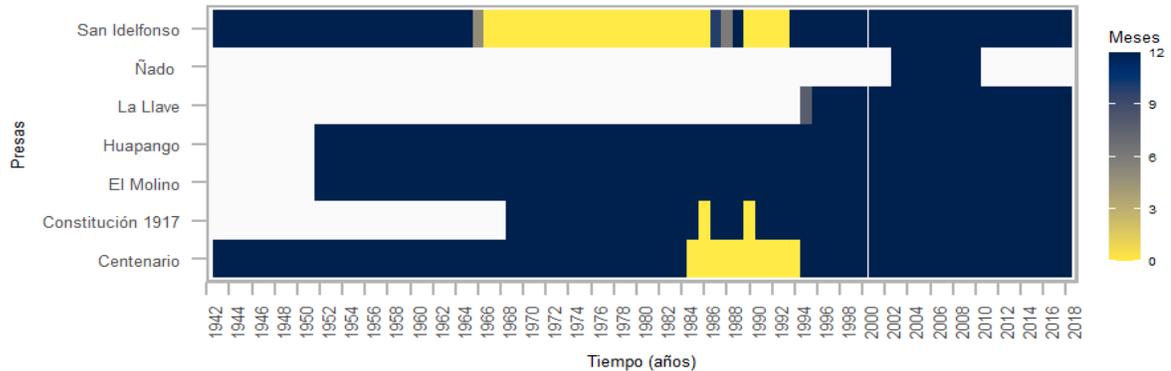


Figura 4.4 Gráfico de disponibilidad de datos del comportamiento de vasos en las presas del área de estudio.

El vacío más grande de información se observa en las presas *Ñado* y *La Llave*, que presentan 7 y 24 años de registros, respectivamente, aunque se debe resaltar que existe total cobertura de datos en los años señalados. La información disponible en la presa *La Llave* abre la posibilidad a la calibración de las subcuencas de los ríos *Arroyo Seco* y *Arroyo de la D*, pues aunque la información hidrométrica disponible en estos afluentes es escasa, es posible estimar los escurrimientos que provienen de 612 km², a partir del balance de las aguas en la presa, teniendo en cuenta que uno de los afluentes que aportan agua al vaso se encuentra con una buena cobertura de datos hidrométricos (conjunto: *río Galindo*, *río La H* y presa *Constitución de 1917*).

Las presas *El Molino* y *Huapango* presentan una cobertura total de datos del balance sus aguas en un período de 68 años. La presa *Huapango*, por estar en el nacimiento del *río San Juan* (*arroyo Zarco*), en el extremo sur de la cuenca sin que exista información hidrométrica aguas arriba, tiene un papel importante en la calibración de esta región pues a partir de balance es posible estimar los flujos que están llegando al cierre. Por su parte, la presa *El Molino* por encontrarse en el intermedio de la presa *Huapango* y la estación hidrométrica *Taxie* (ID 26020) es útil para reforzar la disponibilidad de datos para la futura calibración del modelo de rendimiento hídrico en estas subcuencas. La información de las presas puede aportar

información para cubrir 359 km² de la subcuenca de la presa Huapango y 93 km² de la presa El Molino.

La presa *San Idelfonso*, tiene datos continuos desde 1942 a 1966 (25 años) y 1995 a 2018 (24 años), existiendo un vacío de datos de 28 años (1967-1994). Aunque existen años sin registros, se cuenta con la información disponible se completa el conjunto de las dos estaciones hidrométricas que registran la regulación del embalse (estación ID 26171 y 26434), aportando información de 205 km².

En la presa *Centenario* se tienen una serie de 78 años (1942-1962 y 1994-2018) con una interrupción de 31 años (1963-1993). Aunque esta presa se encuentra fuera de los límites del área de estudio, ha sido considerada en el estudio por su amplia disponibilidad de datos. Por su ubicación, al vaso de la presa llegan las aguas excedentes de las presas *Derivadora Loma del Toro* y *La Llave*, además de los escurrimientos que se generan en las subcuencas comprendidas entre ellas. A partir del análisis del balance de agua en la presa, es posible generar la información necesaria para calibrar las subcuencas ubicadas en el extremo norte y las intermedias entre la presa *Constitución de 1917*, aportando información de 222.3 km². Por su parte, la presa *Constitución de 1917* dispone de datos en el periodo de 1969 a 2018, con 2 años sin registros dentro del período señalado, el balance en este embalse complementado con la información de las estaciones hidrométricas aguas arriba asegura información de 52.7 km².

En sentido general, se evidencia que la disponibilidad de datos del comportamiento de vasos en las presas en área de estudio presenta una situación más favorable que la descrita para los caudales medios mensuales. La inclusión de los balances de aguas en las presas permite complementar la información hidrométrica disponible, mientras que la extensión de ese balance a nivel regional permite la generación de información en algunas subcuencas sin datos hidrométricos.

Considerando de manera global los datos disponibles en estaciones hidrométricas y el comportamiento de vasos de las presas (**Figura 4.5**), se observan dos períodos donde existe información suficiente para abarcar un porcentaje alto del área de estudio: 1971-1983 (13 años) y 1991-2007 (9 años). Considerando la disponibilidad de datos hidrométricos para la calibración y la información disponible de uso del suelo, fueron seleccionados los períodos 1975-1979 y 2003-2007, que permitirán abarcar el comportamiento antecedente y actual del

rendimiento hídrico y su contribución a la recarga potencial del agua subterránea, y su proyección para los escenarios de cambio climático.

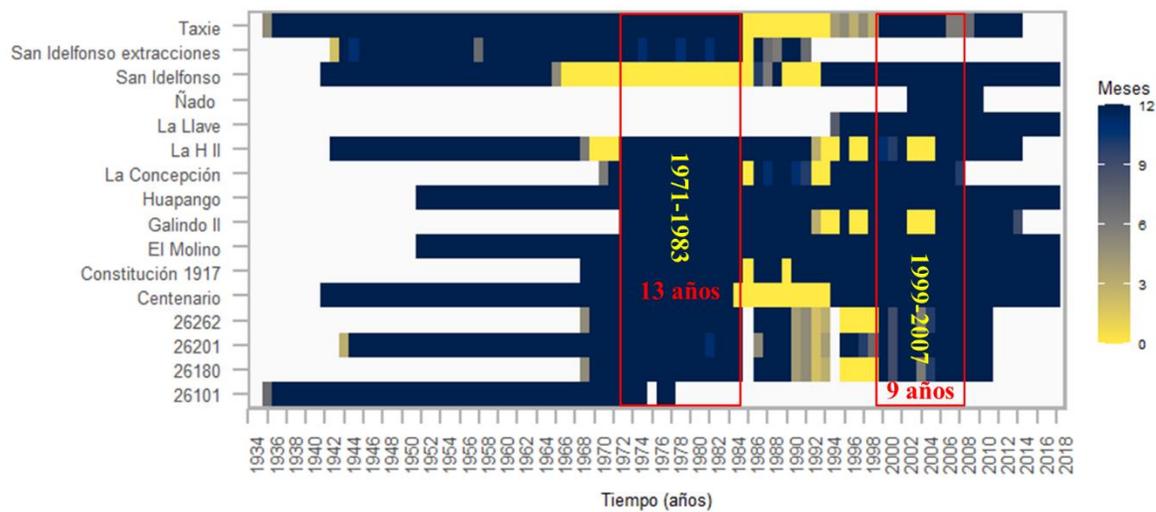


Figura 4.5 Gráfico de disponibilidad de datos del comportamiento de vasos en las presas del área de estudio.

4.2. Disponibilidad de datos climatológicos

Precipitación

La disponibilidad de datos de precipitación en las estaciones climatológicas del área de estudio varía en su estado de completamiento (**Figura 4.6**). La variable se registra desde 1936 hasta 2018, puede observarse por estación la disponibilidad de datos donde la leyenda de colores indica el nivel de completamiento de las series: el color azul intenso indica completamiento total disminuyendo la paleta de colores hasta el color amarillo, y el color gris que indica la ausencia de datos.

La mayor densidad de datos de lluvias se encuentra a partir del año 1960, situación que varía en algunas estaciones aisladas que tienen datos de más de 70 años de registro. De las 62 estaciones disponibles solamente se consideraron en el estudio 37, tomando como criterio una disponibilidad de datos superior a 20 años de registros en el período de 1960 a 2010. De las estaciones consideradas, como promedio tienen más de 40 años de datos variando su escala temporal, con datos faltantes que oscilan entre 2 y 163 valores mensuales.

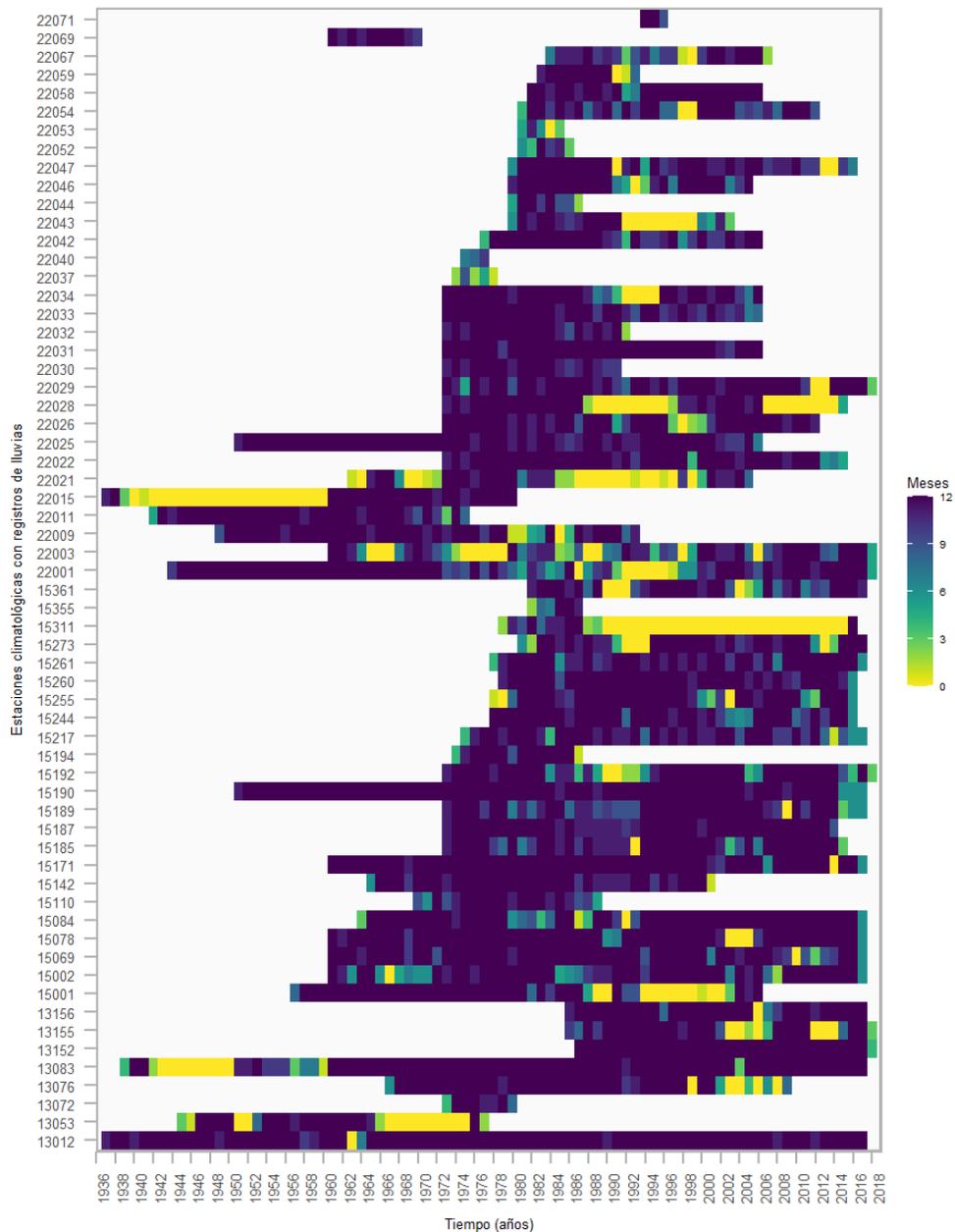


Figura 4.6 Gráfico de disponibilidad de precipitación de las estaciones climáticas en el área de estudio.

Temperatura

La disponibilidad de datos de temperatura en las estaciones climatológicas del área de estudio se presenta en la **Figura 4.7**. La variable se registra desde 1926 hasta 2018, puede observarse por estación la disponibilidad de datos donde la leyenda de colores indica el nivel de completamiento de las series: el color negro indica completamiento total disminuyendo la paleta de colores hasta el color crema, y el color gris que indica la ausencia de datos.

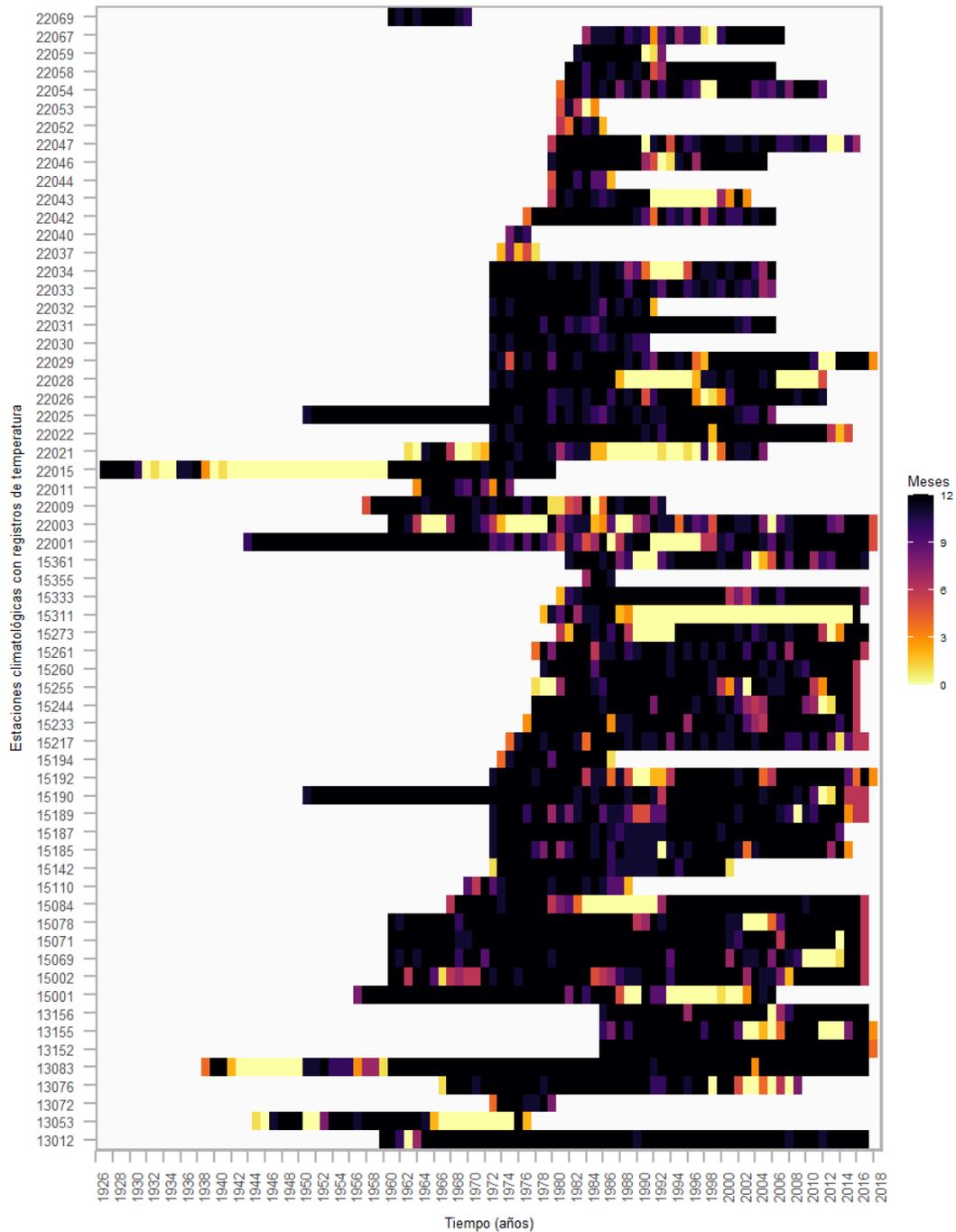


Figura 4.7 Gráfico de disponibilidad de datos de temperatura de las estaciones climáticas en el área de estudio. La mayor densidad de datos de temperatura se concentra entre los años 2060 y 2018, tomando como criterio una disponibilidad de datos superior a 20 años de registros, fueron consideradas 27 de las 62 estaciones disponibles en el área de estudio. Las estaciones consideradas, tienen como promedio más de 40 años de datos variando su escala temporal, con datos faltantes que oscilan entre 2 y 158 valores mensuales.

En el **Anexo 1, Tabla A1.3 y A1.4** se presenta la tabla resumen de la localización de las estaciones consideradas en el estudio.

4.3. Valores atípicos en las series climáticas

Fueron encontrados valores atípicos en las series precipitación, caudales y temperatura máxima y temperatura mínima. En la **Figura 4.8** se presentan las cajas de datos de las variables climáticas. A partir del análisis exploratorio de datos se desarrolló la revisión total de las series de datos buscando valores atípicos queda pendiente cuantificar los datos correspondientes corrección, validación o eliminación.

En los registros de precipitación, la mayor parte de los valores atípicos detectados por el método de la caja de datos se concentran en los meses del período seco (**Figura 4.8a**), donde la mediana de los datos es cercana a cero, en congruencia con las condiciones climática de esta área de estudio y los regímenes de precipitación en el período seco, lo que hace que cualquier evento de precipitación significativo supere los percentiles 25 y 75.

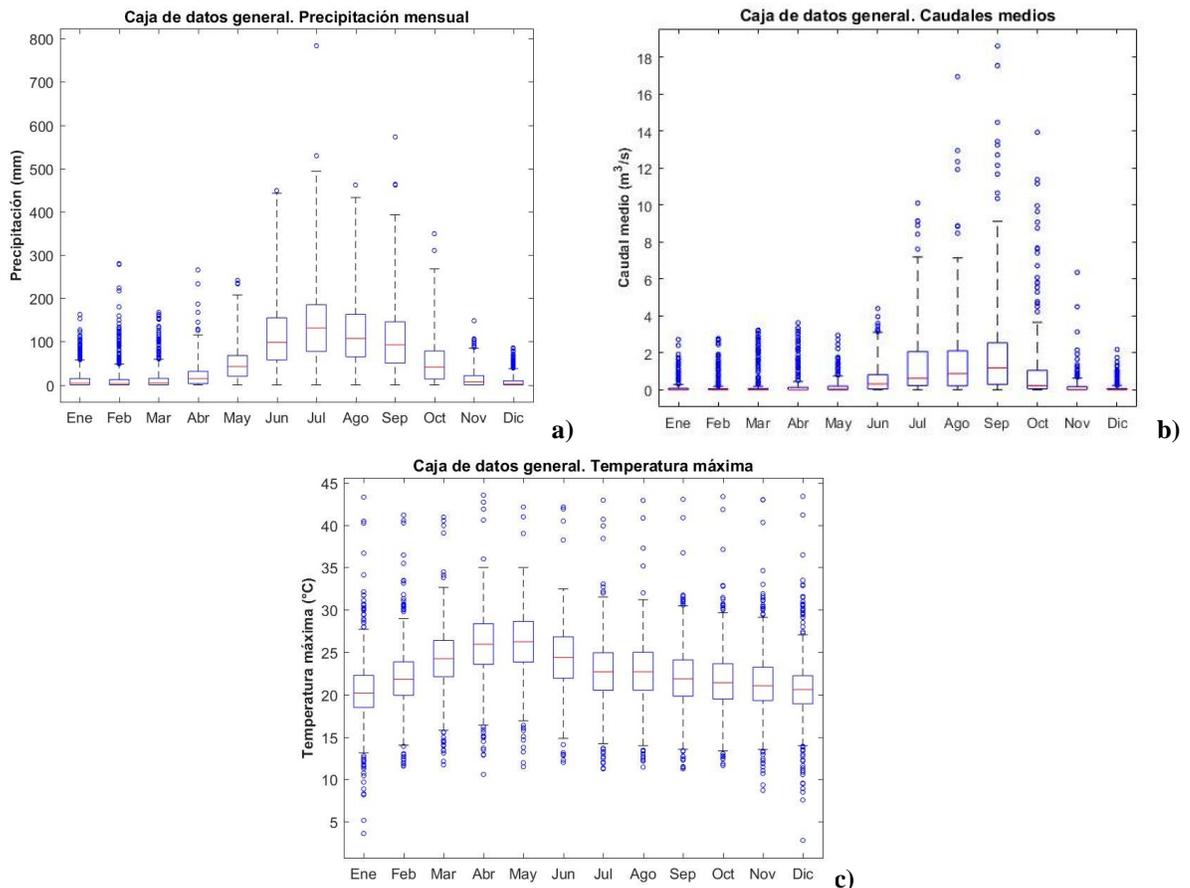


Figura 4.8 Cajas de datos generales para las variables climatológicas: **a)** precipitación mensual, **b)** caudales medios mensuales, **c)** temperatura máxima.

En el caso de los caudales medios mensuales (**Figura 4.8a**), los datos atípicos se presentan generalmente en los meses lluviosos y se encuentran bastante alejados de los valores ordinarios de la muestra de datos. Se comprobó que estos datos están asociados a la incorrecta consideración de valores de escurrimientos que responden a eventos extremos de precipitación, eliminando del análisis los valores que son superiores a 0.5 veces la desviación estándar de la muestra.

Los registros de temperatura máxima y mínima presentan un elevado número de valores atípicos, que se presentan en su mayor parte en los meses de invierno. Por ejemplo, evidenciando valores de temperatura máxima que a simple vista resultan contradictorios para una región con un clima semiárido (**Figura 4.8c y d**).

Para ejemplificar el proceso de depuración de la serie climatológicas se presenta la **Figura 4.9** con los dos tipos de comportamientos evidenciados en el análisis de los datos atípicos en la comparación con los datos registrados por sus estaciones vecinas. (1) El valor se desviaba de las observaciones de las estaciones vecinas (ejemplo, **Figura 4.9a**) o (2) El valor seguía la misma tendencia de las estaciones vecinas (ejemplo, **Figura 4.9b**). Como se explicó en la metodología en presencia del tipo de comportamiento 1 se sustituyó el valor atípico por la media de los valores de las estaciones vecinas. Mientras que en presencia del comportamiento 2 se conserva el valor observado validando que el valor atípico no responde a errores sistemáticos.

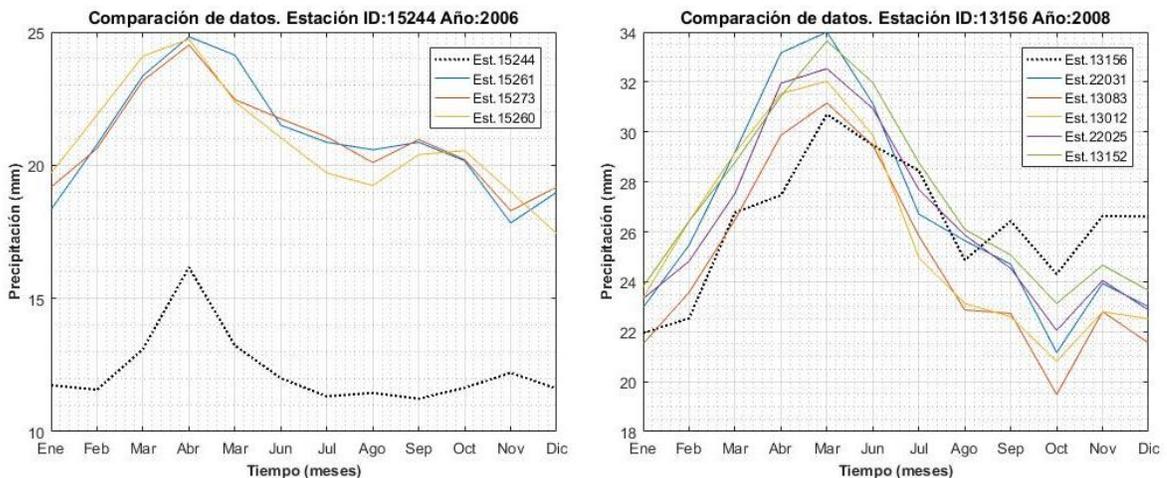


Figura 4.9 Ejemplo de los dos tipos de comportamientos evidenciados en el análisis de los datos atípicos en la comparación con los datos registrados por sus estaciones vecinas. **a)** Valores se desviaban de las observaciones de las estaciones vecinas y **b)** valor que sigue la misma tendencia de las estaciones vecinas.

4.4. Análisis estadístico de las series de datos hidroclimáticos

4.4.1. Homogeneidad. Puntos de quiebre

El resumen del análisis de homogeneidad en los caudales medios anuales registrados por las estaciones hidrométricas en los ríos se presenta en la **Tabla 4.1**. Puede observarse que, de las 7 series analizadas, 5 son consideradas útiles al no rechazarse la hipótesis nula en ninguna o al menos en una de las pruebas estadísticas. Dos de las series han sido clasificadas como sospechosa y dudosa, al no rechazarse la hipótesis nula en dos de las pruebas y en todas las pruebas estadísticas, respectivamente.

Tabla 4.1 Resumen de los resultados de las pruebas de homogeneidad SNTH, Buishand y Pettitt aplicada a la serie de caudales medios anuales.

Estación	Muestra	SHNT		Buishand		Pettitt		Clase
		F _{cambio}	p _{value}	F _{cambio}	p _{value}	F _{cambio}	p _{value}	
Taxie	48	1976	0.596	1976	0.685	1976	0.288	Útil
	20	2007	0.878 ⁺	2007	0.784 ⁺	2006	0.793 ⁺	Sospechoso
La Concepción	14	1978	0.46	1978	0.207	1979	0.404	Útil
	13	2001	0.239	2001	0.152	2001	0.274	Útil
La H II	27	1954	0.818 ⁺	1954	0.731 ⁺	1962	0.646	Dudoso
	20	1977	0.157	1977	0.482	1977	0.602	Útil
Galindo II	21	1978	0.394	1978	0.715	1978	0.376	Útil

F_{cambio}: Representa el año donde la prueba estadística detecta el cambio

p_{value}: significancia estadística para rechazar la hipótesis nula

⁺ Representa la prueba en la que fue rechazada la hipótesis nula (H₀) para un nivel de significación de $\alpha=0.05$.

La estación *Taxie* (ID 26020) refleja en su segundo período de datos continuos (1995-2014) un punto de cambio que es registrado por la prueba *SHNT* y *Buishand* en el año 2006 y por *Pettitt* en el año 2007. Las pruebas coinciden en rechazar la hipótesis nula que considera que no hay cambios en la media de la serie por lo que siguiendo el criterio de separación en clases se clasifica la serie de datos como sospechosa. Buscando la posible razón de la inconsistencia de la serie, se encontró que en el año 2005 fue regulado el río *Prieto*, aguas arriba de la estación *Taxie* con la presa *El Panal*, evidenciándose el cambio en regímenes del afluente entre el año 2006 y 2007. De acuerdo con la evidencia estadística, para su utilización para fines de investigación, debe considerarse que la serie continua desde el período 1995-2014 en los registros hidrométricos de la estación *Taxie* deben considerarse como dos subregistros: 1995-2007 y 2008-2014. De ahí que se considere en la selección de los períodos de modelación, un corte en el año 2007 para garantizar un comportamiento homogéneo en los datos de caudales medios mensuales que se ocuparán en la calibración del rendimiento hídrico

superficial, garantizando a partir de este análisis la calidad estadística de la información que se está empleando.

Por otra parte, los registros de la estación *La H II* (ID 26435) en su serie continua desde 1943-1969 es declarada como sospechosa pues en dos de las tres pruebas es rechazada la hipótesis nula que considera que no hay cambios en la media de la serie. Las pruebas *SHNT* y *Buishand* señalan como el año 1954 como el año de quiebre, se descartó la posibilidad de la influencia de la regulación del afluente pues la construcción de la presa *Constitución de 1917* no se realizó hasta el período de 1967 a 1969. La inconsistencia detectada no fue investigada, pues por los niveles de completamiento de los registros hidrométricos en toda la región no permite considerar estos años dentro de un período de modelación.

4.4.2. Tendencias

Escurrecimientos medios anuales

El análisis de la tendencia de los escurrimientos se divide en el análisis de los escurrimientos medios anuales para todo el año, para el período lluvioso y seco del año.

En la **Tabla 4.2** se presentan los resultados de la prueba de Mann-Kendall y Sen's Slope para los escurrimientos medios anuales y en la **Figura 4.10** se presentan los hidrogramas de las estaciones hidrométricas analizadas. Puede observarse que 2 de las 5 estaciones muestran tendencia estadísticamente significativa, ambas con tendencia negativa. La estación *La Concepción* y *Galindo II* reflejan la evidencia estadística de la disminución de los caudales medios anuales en 0.021 m³/s en el *río Prieto* y de 0.011 m³/s en el *río Galindo*, respectivamente.

Tabla 4.2 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen's Slope (SS) de los escurrimientos medios anuales en las estaciones hidrométricas de la zona de estudio.

Estación	Muestra	Z_{MK}	pvalue	SS	Rechazo Ho	Tendencia
Taxie	64	-0.226	0.821	-	No	Sin tendencia
La Concepción	28	-1.087	0.277	-0.021	Si	Decreciente
La H II	27	0.167	0.87	-	No	Sin tendencia
Galindo II	20	-1.265	0.206	-0.011	Si	Decreciente

Los escurrimientos medios para los meses del período lluvioso presentan tendencia estadísticamente significativa en 4 de las 5 estaciones hidrométricas (**Tabla 4.3**). La estación *Taxie*, *La Concepción* y *Galindo II* presentan una tendencia decreciente, mientras que la

estación *La H II* no presenta una tendencia estadísticamente significativa. Con base a la evidencia estadística puede observarse que los caudales medios en el período lluvioso de los ríos *San Juan* y *Prieto* han disminuido en $0.004 \text{ m}^3/\text{s}$, mientras que en el río *Galindo* han disminuido $0.033 \text{ m}^3/\text{s}$.

En los meses del período seco del año, se evidencia una tendencia estadísticamente significativa en 4 de las 5 estaciones hidrométricas (**Tabla 4.4**). La estación *Taxie* presentan una tendencia negativa de sus caudales medios en los meses desde noviembre a abril, con valores de reducción de $0.0007 \text{ m}^3/\text{s}$. Por otra parte, las estaciones *La Concepción* y *La H II* evidencian un aumento en los caudales medios mensuales en el período analizado entre 0.0007 y $0.0049 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tabla 4.3 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen's Slope (SS) de los escurrimientos medios para los meses del período lluvioso.

Estación	Muestra	Z_{MK}	pvalue	SS	Rechazo H_0	Tendencia
Taxie	61	-1.30	0.193	-0.004	Si	Decreciente
La Concepción	27	-1.442	0.149	-0.004	Si	Decreciente
La H II	46	0.435	0.663	-	No	Sin tendencia
Galindo II	20	-1.395	0.163	-0.033	Si	Decreciente

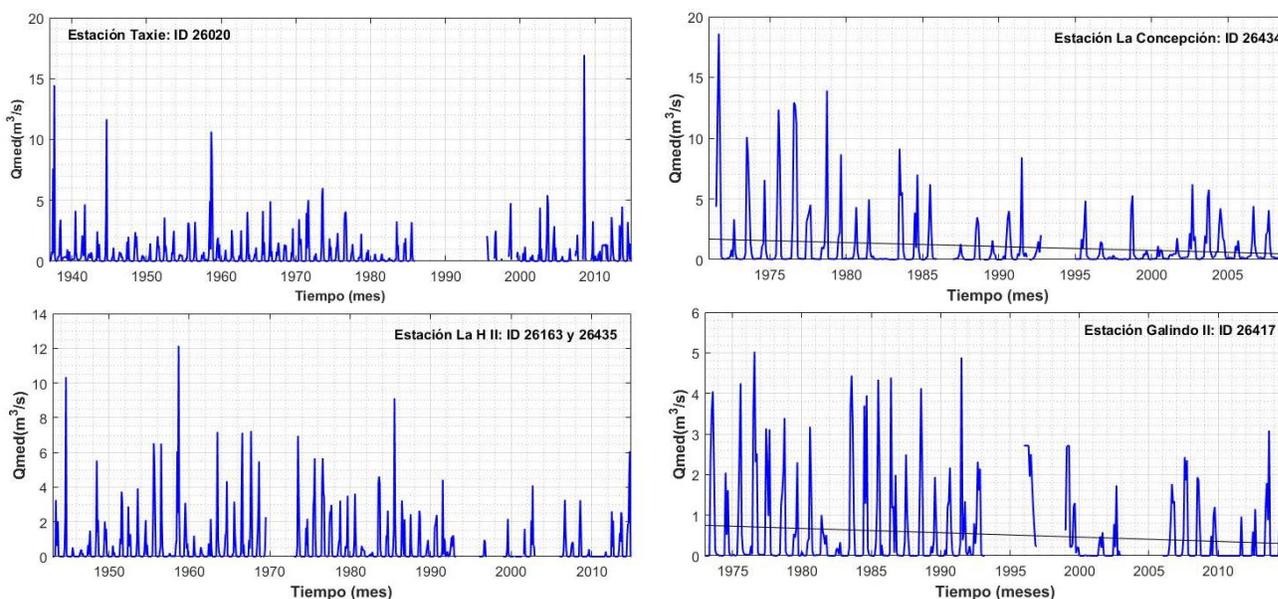


Figura 4.10 Gráficos de hidrogramas de escurrimientos en las estaciones hidrométricas.

Tabla 4.4 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen's Slope (SS) de los escurrimientos medios en el período seco.

Estación	Muestra	Z_{MK}	pvalue	SS	Rechazo H_0	Tendencia
Taxie	61	-0.385	0.699	-0.0007	Si	Decreciente
La Concepción	27	2.751	0.0059	0.0049	Si	Creciente
La H II	46	1.955	0.05	0.0007	Si	Creciente
Galindo II	20	-0.552	0.581	-	No	Sin tendencia

Precipitación acumulada anual

De las 37 series de precipitación analizadas, 14 (37.8%) no presentaron tendencias estadísticamente significativas respecto al acumulado anual, las 23 (62.2%) series restantes si representan una tendencia estadísticamente significativa (**Tabla 4.5**).

Tabla 4.5 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen's Slope (SS) del acumulado de lluvia anual.

ID Estación	Muestra	Z_{MK}	pvalue	SS	Rechazo H_0	Tendencia
13083	50	1.5	0.146	1.29	Si	Creciente
13156	25	2.919	0.004	19.28	Si	Creciente
15002	50	1.238	0.216	2.41	Si	Creciente
15069	50	-0.36	0.719	-0.785	No	Sin tendencia
15071	50	-0.46	0.645	-0.63	No	Sin tendencia
15078	50	-1.89	0.059	-2.591	Si	Decreciente
15084	47	0.514	0.608	1.59	No	Sin tendencia
15142	37	-3.518	0	-12.797	Si	Decreciente
15185	38	1.157	0.247	2.17	Si	Creciente
15187	38	0.251	0.801	1.016	No	Sin tendencia
15189	38	-1.5	0.125	-4.339	Si	Decreciente
15190	51	-1	0.334	-1.465	Si	Decreciente
15192	38	-1.458	0.145	-3.861	Si	Decreciente
15217	36	0.341	0.733	1.479	No	Sin tendencia
15260	32	0.373	0.709	0.642	No	Sin tendencia
15261	33	2.154	0.031	6.265	Si	Creciente
15273	30	3.069	0.002	16.194	Si	Creciente
15333	30	0.928	0.354	3.289	Si	Creciente
15361	29	1.707	0.088	6.806	Si	Creciente
22001	51	-0.1	0.922	-0.34	No	Sin tendencia
22022	38	-0.528	0.597	-1.135	No	Sin tendencia
22025	47	-1.8	0.075	-2.564	Si	Decreciente
22029	38	-0.126	0.9	-0.47	No	Sin tendencia
22031	34	-0.445	0.657	-1.346	No	Sin tendencia

22033	34	-2.075	0.038	-8.552	Si	Decreciente
22042	30	-1.427	0.153	-3.24	Si	Decreciente
22046	26	-2.6	0.011	-11.735	Si	Decreciente
22047	31	0.595	0.552	2.276	Si	Creciente
22058	25	0.5	0.624	3.47	No	Sin tendencia
22067	24	1.4	0.157	8.587	Si	Creciente

Del total de la serie con tendencia el 56.5% (13) presentan una tendencia creciente, mientras que el 43.5% (10) presentan una tendencia decreciente. Las estaciones con tendencia creciente en la región muestran cambios en el acumulado anual de lluvias en el orden de 1.29 a 19.23 mm de aumento, mientras que las estaciones con tendencia decreciente muestran cambios en el orden de 2.59 a 12.79 mm de disminución.

Tabla 4.6 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen's Slope (SS) para el acumulado de lluvia anual en el período lluvioso y seco.

ID Estación	Período lluvioso				Período seco			
	Z_{MK}	pvalue	SS	Rechazo Ho	Z_{MK}	pvalue	SS	Rechazo Ho
13012	-2.091	0.037	-3.583	Si	-1.247	0.212	-0.625	Si
13076	-1.716	0.086	-3.721	Si	-1.905	0.057	-0.889	Si
13083	1.221	0.222	1.250	Si	0.017	0.987	0.011	No
13152	1.938	0.053	7.016	Si	0.070	0.944	0.249	No
13155	2.079	0.038	9.562	Si	0.771	0.441	1.540	Si
13156	2.966	0.003	16.130	Si	1.285	0.199	1.469	Si
15002	1.188	0.235	2.209	Si	0.301	0.763	0.185	No
15069	-0.402	0.688	-0.627	No	-0.460	0.645	-0.251	No
15071	-0.485	0.628	-0.890	No	0.125	0.900	0.080	No
15078	-2.083	0.037	-2.687	Si	-1.113	0.266	-0.540	Si
15084	0.055	0.956	0.233	No	1.119	0.263	0.840	Si
15142	-3.100	0.002	-11.566	Si	-2.825	0.005	-1.985	Si
15185	0.830	0.407	1.454	Si	0.440	0.660	0.393	No
15187	0.126	0.900	0.390	No	-0.251	0.801	-0.100	No
15189	-1.433	0.152	-5.033	Si	-0.352	0.725	-0.365	No
15190	-1.153	0.249	-1.430	Si	-0.114	0.909	-0.055	No
15192	-1.433	0.152	-3.876	Si	-0.603	0.546	-0.220	Si
15217	0.259	0.796	1.263	No	-0.994	0.320	-0.865	Si
15260	0.535	0.593	1.669	No	-0.795	0.427	-1.140	Si
15261	1.503	0.133	5.256	Si	-0.511	0.609	-0.706	No
15273	2.890	0.004	15.982	Si	-0.285	0.775	-0.354	No
15333	1.178	0.239	4.184	Si	-1.285	0.199	-1.491	Si
15361	1.519	0.129	7.672	Si	0.581	0.561	0.845	Si
22001	-0.292	0.770	-0.660	No	0.171	0.865	0.125	No
22022	-0.490	0.624	-1.014	No	-0.855	0.393	-0.542	Si
22025	-1.366	0.172	-2.093	Si	-1.458	0.145	-0.496	Si
22026	-0.578	0.563	-0.792	Si	-0.981	0.327	-0.773	Si
22029	0.000	1.000	0.291	No	-0.830	0.407	-0.482	Si
22031	-0.119	0.906	-0.235	No	-1.957	0.050	-1.474	Si
22033	-1.690	0.091	-5.857	Si	-1.660	0.097	-1.496	Si
22034	-0.059	0.953	-0.325	No	-1.349	0.177	-0.986	Si
22042	-0.535	0.592	-2.333	No	-1.945	0.052	-1.653	Si

22046	-1.675	0.094	-7.737	Si	-3.064	0.002	-2.734	Si
22047	0.442	0.659	2.255	No	-0.510	0.610	-0.591	No
22054	0.821	0.412	4.525	Si	0.553	0.580	0.956	No
22058	0.911	0.362	6.562	Si	-0.958	0.338	-0.869	Si
22067	1.116	0.264	6.445	Si	0.273	0.785	0.716	No

Para el período lluvioso (mayo-octubre), 13 (35.1%) estaciones no presentan tendencias estadísticamente significativas, 13 (35.1%) muestran una tendencia creciente y 11 (29.8%) una tendencia decreciente (**Tabla 4.6**). En el período seco (noviembre-abril), existe evidencia estadística de la tendencia negativa de los acumulados de lluvias en 18 (48.7%) estaciones, tendencia positiva en 4 (10.8%) estaciones y las restantes 15 (40.5%) no presentan tendencias estadísticamente significativas.

Las estaciones con tendencia negativa en el acumulado de precipitación en el período lluvioso presentan cambios que oscilan entre 0.79 y 11.56 mm de reducción en la lluvia, mientras que las que presentan tendencia positiva 1.25 y 16.12 mm de aumento en la lluvia. En el periodo seco, las estaciones con tendencia negativa muestran una disminución de oscila entre 0.22 y 2.73 mm, por su parte las estaciones con tendencia positiva muestran un aumento entre 0.84 y 1.53 mm.

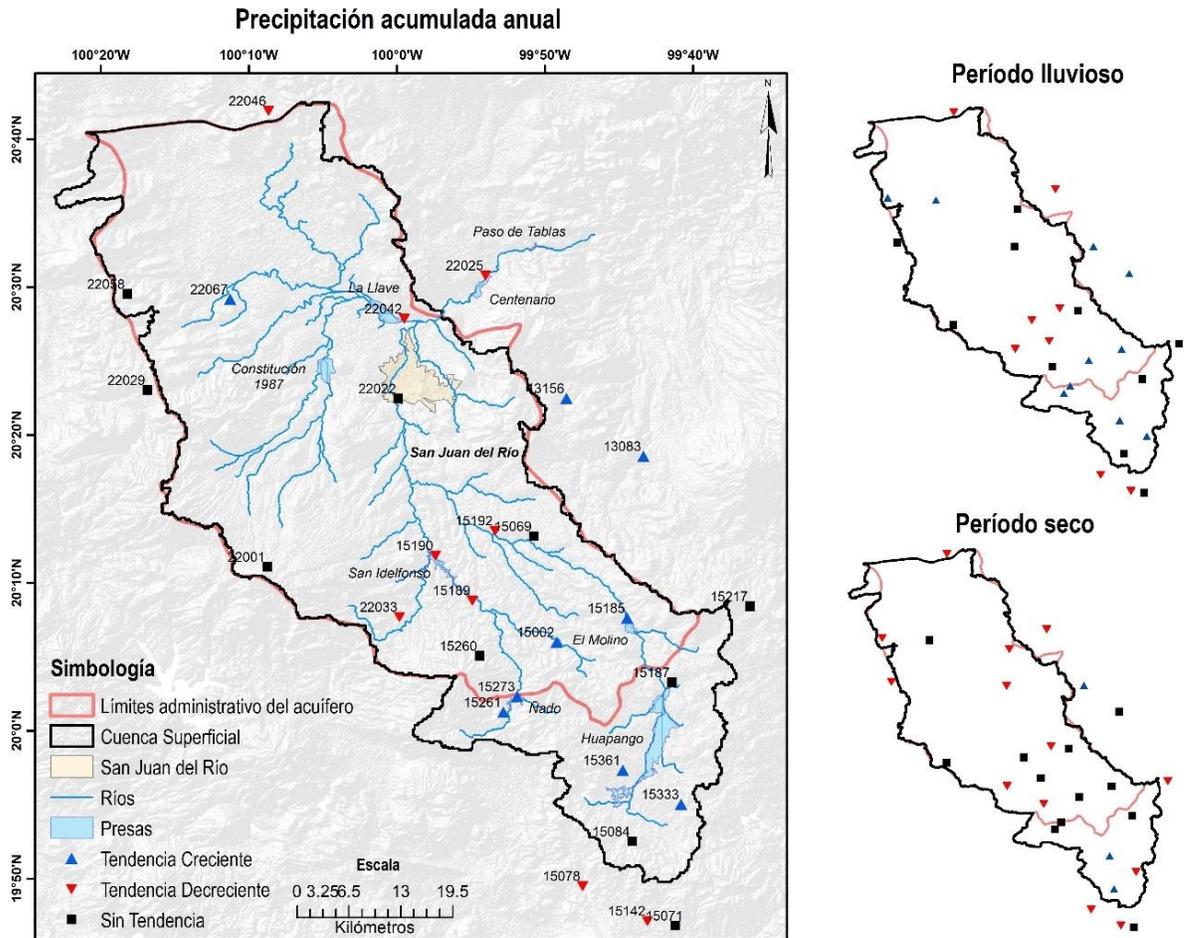


Figura 4.11 Mapa de distribución espacial de la tendencia del acumulado de lluvia anual, período lluvioso y período seco.

La tendencia es representada espacialmente en la **Figura 4.11**, puede observarse que existe un espacio definido en el sur del área de estudio donde se agrupan las estaciones con tendencia positiva, en las inmediaciones de las presas *Ñado*, *Huapango* y *El Molino*. De igual forma, puede notarse que en las cercanías de la presa *San Idelfonso*, se concentran las estaciones que presentan tendencia negativa. Las estaciones sin tendencia estadísticamente significativa en sus series de precipitación acumulada anual se encuentran dispersas por toda el área de estudio.

Puede observarse en la **Figura 4.11** que las estaciones cuyas series presentan una tendencia decreciente en el período seco, se encuentran espacialmente distribuidas en la zona norte y centro del área de estudio, mientras que las estaciones que sus series acumuladas no presentan tendencias estadísticamente significativas se agrupan sobre el límite sur del acuífero. Existe una zona en el centro de la cuenca se concentran las estaciones con tendencia negativa en el

periodo lluvioso y más al sur se concentran la mayor parte de estaciones con tendencia positiva.

Precipitación media anual

De las 37 estaciones de precipitación analizadas, 10 (27%) no presentaron tendencias estadísticamente significativas respecto al acumulado anual, las 27 (73%) estaciones restantes si representan una tendencia estadísticamente significativa de las cuales 14 presentan una tendencia negativa y 13 una tendencia positiva (**Tabla 4.7**). Las estaciones con tendencia creciente en la región muestran cambios en la media anual de lluvias en el orden de 0.063 a 1.33mm de aumento, mientras que las estaciones con tendencia decreciente muestran cambios en el orden de 0.07 a 1.06 mm de disminución.

Para complementar el análisis se realizó un análisis de los cambios en la precipitación media anual por décadas presentado en la **Tabla 4.8**. Puede observarse que el comportamiento del promedio de la pendiente para la tendencia positiva es a la disminución, aumentado ligeramente en la década del 2000. El comportamiento del promedio de la pendiente para la tendencia negativa no presenta un comportamiento definido, sin embargo puede comprobarse que desde la década de 1970 hasta la de 1990, es mayor el número de estaciones que presentan una tendencia estadísticamente significativa a la disminución de la precipitación media anual. En este sentido se destaca la década de 1980 y 1990 casi la totalidad de estaciones que presentan tendencia en sus series registran una disminución en la precipitación con valores máximos de cambio que oscilan entre -3.209 y -4.283 mm/década.

En la década de los años 2000, puede observarse que el número de estaciones con tendencia positiva supera en el doble a las que muestran una tendencia negativa. De acuerdo con las evidencias estadísticas para este período, los valores de aumento en la precipitación media anual oscilaron entre 0.622 y 7.719 mm/década, estando en promedio en toda el área de estudio en el orden de 2.69 mm/década.

Tabla 4.7 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen's Slope (SS) para la precipitación media anual en las estaciones del área de estudio.

ID Estación	Muestra	pvalue	SS	Rechazo Ho	Tendencia	
13083	57	0.055	0.956	0.006	No	Sin tendencia
13156	26	2.689	0.007	1.33	Si	Creciente
15002	56	1.392	0.164	0.17	Si	Creciente
15069	50	-0.36	0.719	-0.065	No	Sin tendencia

15071	53	-0.851	0.395	-0.073	Si	Decreciente
15078	56	-0.686	0.493	-0.074	Si	Decreciente
15084	53	0.882	0.378	0.154	Si	Creciente
15142	37	-3.518	0	-1.066	Si	Decreciente
15185	42	0.661	0.509	0.064	Si	Creciente
15187	41	-0.393	0.694	-0.118	No	Sin tendencia
15189	42	-1.214	0.225	-0.268	Si	Decreciente
15190	55	-0.864	0.388	-0.11	Si	Decreciente
15192	42	-1.279	0.201	-0.257	Si	Decreciente
15217	36	0.341	0.733	0.123	No	Sin tendencia
15260	36	1.158	0.247	0.222	Si	Creciente
15261	39	0.024	0.981	0.008	No	Sin tendencia
15273	31	2.685	0.007	1.156	Si	Creciente
15333	30	0.928	0.354	0.274	Si	Creciente
15361	29	1.707	0.088	0.567	Si	Creciente
22001	58	0	1	-0.008	No	Sin tendencia
22022	40	-0.594	0.552	-0.103	Si	Decreciente
22025	47	-1.779	0.075	-0.214	Si	Decreciente
22026	39	-0.774	0.439	-0.138	Si	Decreciente
22029	38	-0.126	0.9	-0.039	No	Sin tendencia
22031	34	-0.445	0.657	-0.112	No	Sin tendencia
22033	34	-2.075	0.038	-0.713	Si	Decreciente
22042	30	-1.427	0.153	-0.27	Si	Decreciente
22046	26	-2.557	0.011	-0.978	Si	Decreciente
22047	31	0.612	0.541	0.176	Si	Creciente
22058	25	0.49	0.624	0.289	No	Sin tendencia
22067	24	1.414	0.157	0.716	Si	Creciente

La tendencia es representada espacialmente en la **Figura 4.12**, puede observarse que existe un área que abarca la zona centro norte de la región de estudio donde se encuentran ubicadas las estaciones que sus series presentan tendencias negativas en el acumulado de anual de lluvias, sobre esta zona se encuentran las presas *San Idelfonso*, *La Llave* y *Centenario*. De igual forma, la mayor parte de las estaciones con tendencia creciente en la precipitación se concentran en la sur de la cuenca, en las inmediaciones de las presas *Huapango*, *El Molino* y *Ñado*.

Tabla 4.8 Resumen de la pendiente de la prueba Sen's Slope (SS) para la precipitación media anual analizado por décadas.

	Tendencia positiva			Tendencia negativa				
	Estaciones	min	máx	promedio	Estaciones	min	máx	promedio
Década 1960	6	1.597	6.822	4.472	-	-	-	-
Década 1970	2	1.141	2.088	1.615	9	-0.611	-4.283	-1.81
Década 1980	2	0.8352	1.2	1.017	16	-0.77	-3.209	-1.94
Década 1990	1	-	-	1.24	26	-0.78	-4.11	-2.317
Década 2000	12	0.6225	7.719	2.69	6	-0.278	-0.345	-1.173
promedio				4.457	promedio			-1.81

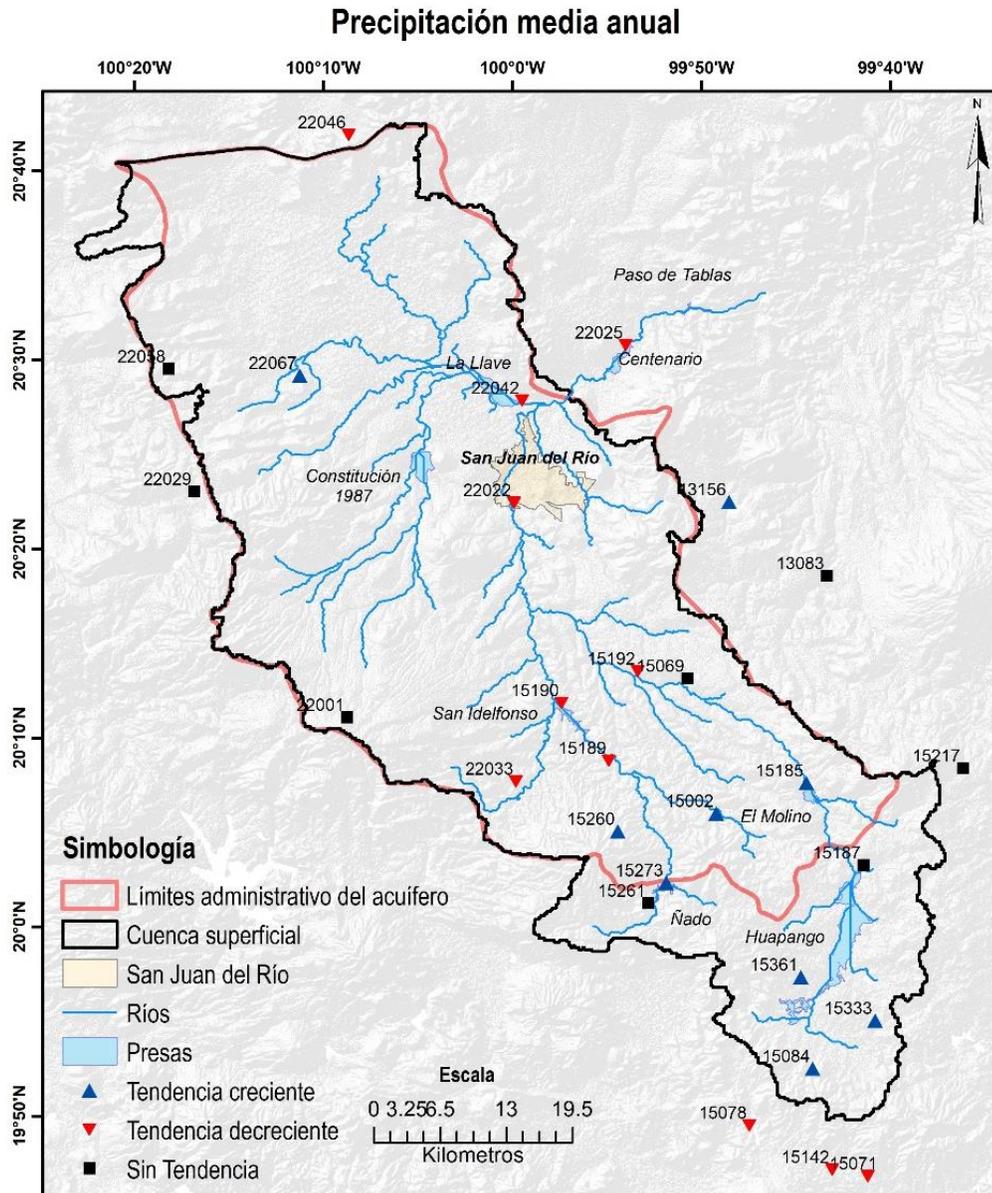


Figura 4.12 Mapa de distribución espacial de la tendencia de la lluvia media anual.

Temperatura máxima

Los resultados del análisis de tendencia en la temperatura máxima se presentan en la **Tabla 4.9**. De las 23 estaciones climatológicas que tienen datos suficientes para describir la temperatura máxima en la zona de estudio, 20 (86.9%) presentan tendencias estadísticamente significativas y 3 (13.1%) no presentan tendencias. De las estaciones con tendencia, 13 (65%) muestran un aumento en la temperatura máxima, de acuerdo con la evidencia estadística la temperatura ha aumentado entre 0.011 y 0.31°C en toda la región. Las 7 estaciones con tendencia negativa (35%) reflejan una ligera disminución en la temperatura máxima que oscila entre 0.008 y 0.081°C.

Tabla 4.9 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen's Slope (SS) para la temperatura máxima.

ID Estación	Muestra	Z_{MK}	Pvalue	SS	Rechazo H_0	Tendencia
13083	58	5.742	0	0.036	Si	Creciente
13156	32	-3.811	0	-0.081	Si	Decreciente
15002	56	5.082	0	0.051	Si	Creciente
15069	50	-3.731	0	-0.041	Si	Decreciente
15071	53	1.434	0.151	0.007	Si	Creciente
15185	40	-1.084	0.279	-0.008	Si	Decreciente
15187	40	0.804	0.421	0.012	Si	Creciente
15190	59	5.833	0	0.036	Si	Creciente
15217	36	-0.123	0.902	-	No	Sin tendencia
15244	33	-4.943	0	-0.078	Si	Decreciente
15260	37	2.681	0.007	0.047	Si	Creciente
15261	39	0.629	0.529	0.011	Si	Creciente
15333	36	4.4	0	0.313	Si	Creciente
15361	29	-0.957	0.339	-0.014	Si	Decreciente
22001	73	-1.052	0.293	-0.01	Si	Decreciente
22022	40	4.183	0	0.078	Si	Creciente
22025	55	3.412	0.001	0.026	Si	Creciente
22029	38	3.495	0	0.058	Si	Creciente
22042	30	1.713	0.087	0.031	Si	Creciente
22046	26	-2.116	0.034	-0.076	Si	Decreciente
22047	31	3.399	0.001	0.07	Si	Creciente
22058	25	0.07	0.944	-	No	Sin tendencia
22067	24	-0.124	0.901	-	No	Sin tendencia

Espacialmente se puede observar que en la región centro-sur y centro-este se concentran las estaciones que muestran una tendencia estadísticamente significativa con valor positivo (**Figura 4.13**). En las zonas cercanas a las presas de la región y en la zona urbana de San Juan del Río, existen igualmente evidencias del aumento de la temperatura máxima.

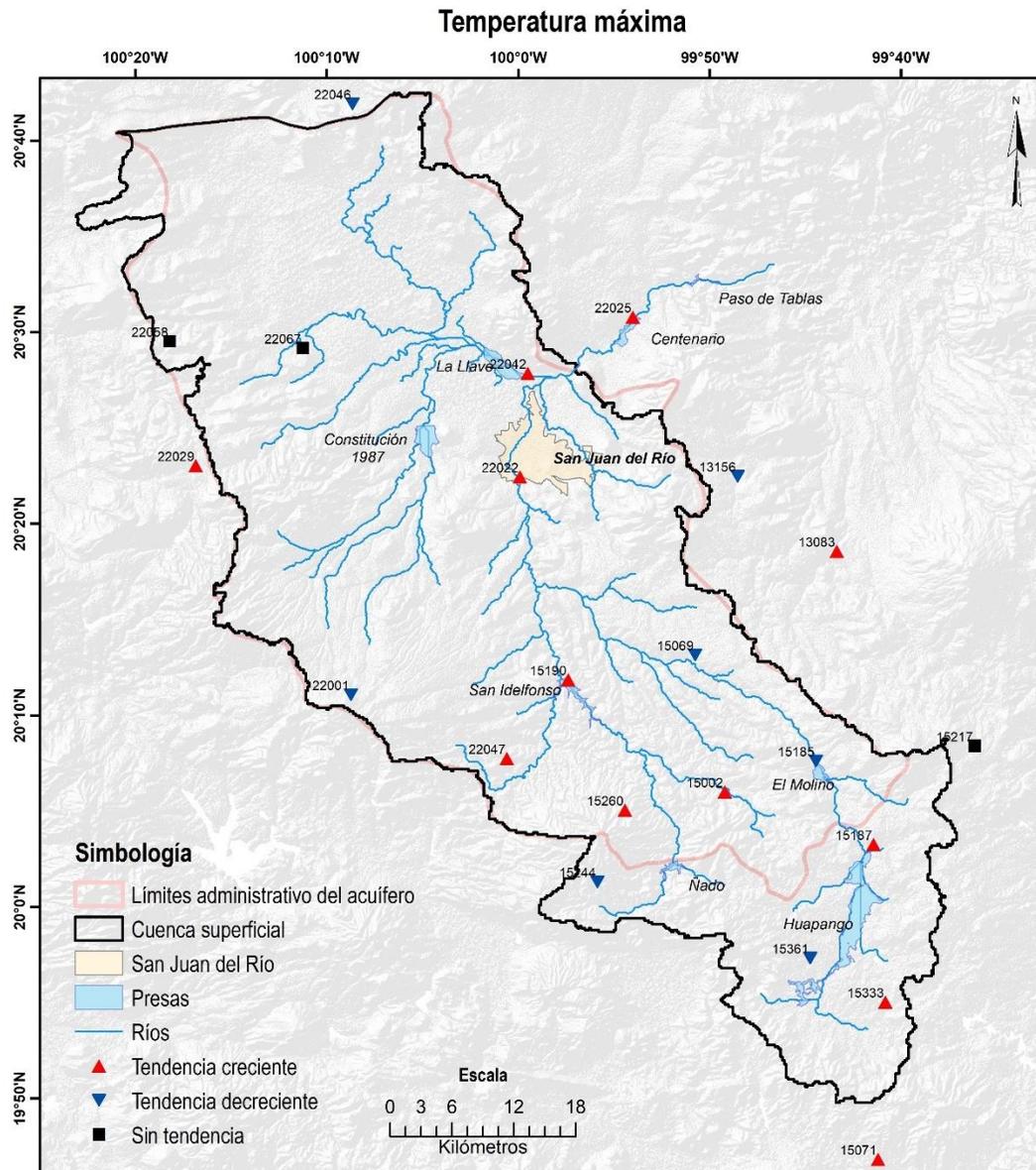


Figura 4.13 Mapa de distribución espacial de la tendencia de la temperatura máxima.

Para complementar los resultados del análisis de tendencia en la temperatura máxima, se determinó la pendiente de cambio por décadas (**Tabla 4.10**). El valor máximo de la tendencia positiva se produce en la década de 1960 con un aumento de $0.61^{\circ}\text{C}/\text{década}$, sin que exista más evidencias en la región, pues este año solo se refleja en una sola estación. Desde la década de 1970 a 1990, se evidencia un aumento gradual en la temperatura máxima anual, en los valores máximos de la pendiente de *Sen's*. El promedio de las tendencias positiva dividido por décadas entre 1970 hasta 2010 oscila entre 0.12 y 0.24°C , mientras que las estaciones que registran una tendencia negativa en su serie de datos presentan valores promedios que oscilan entre -0.086 y -0.25°C .

Tabla 4.10 Resumen de la pendiente de la prueba Sen's Slope (SS) para la temperatura máxima analizado por décadas.

Década	Estaciones totales	Tendencia positiva			Tendencia negativa				
		Estaciones	min	máx	promedio	Estaciones	min	máx	promedio
1960	4	1 (25%)	-	0.62	-	3 (75%)	-0.14	-0.40	-0.25
1970	11	2 (18.2%)	0.17	0.29	0.24	6 (54.5%)	-0.0003	-0.21	-0.08
1980	13	7 (53.8%)	0.02	0.33	0.12	6 (46.2%)	-0.28	-0.19	-0.11
1990	17	12 (70.6%)	0.07	0.54	0.19	5 (29.4%)	-0.31	-0.04	-0.14
2000	17	11 (64.7%)	0.05	0.45	0.16	6 (35.3%)	-0.27	-0.03	-0.13
promedio					0.17	promedio			-0.14

Predominan el número de estaciones que reflejan una tendencia positiva en la temperatura máxima sobre las que reflejan una tendencia negativa, sobre todo en las décadas de 1980 al 2010 que más del 53.8% de las estaciones con datos disponibles muestran esta tendencia. La diferencia entre los valores promedios de la temperatura en ambas tendencias es de 0.037°C. Por lo que se puede concluir, parcialmente que, existe una ligera tendencia a la disminución de la temperatura máxima en algunas zonas del área de estudio, mientras que la tendencia más generalizada en el área apunta a un aumento de la temperatura máxima.

Temperatura mínima

De acuerdo con los resultados de la prueba de Mann-Kendall para las series de temperatura mínima, de las 22 estaciones con datos válidos de la variable, 19 (86.4%) reflejan una tendencia estadísticamente significativa, de ellas 11 (57.9%) reflejan una tendencia creciente y 8 (42.1) una tendencia decreciente (**Tabla 4.11**). De las estaciones con tendencia creciente de acuerdo con la evidencia estadística la temperatura mínima ha aumentado entre 0.003 y 0.14°C en toda la región. Por su parte, las estaciones con tendencia decreciente reflejan una disminución de la temperatura mínima entre 0.013 y 0.103°C.

Espacialmente se puede observar la tendencia de la temperatura mínima de la región en la **Figura 4.14**. En la zona norte se evidencia una región donde se concentran las estaciones que muestran una tendencia estadísticamente significativa con valor positivo, donde se incluye la zona urbana de San Juan del Río. En la zona centro-sur se concentran las estaciones que muestran una tendencia estadísticamente significativa con valor negativo, estas se ubican sobre las presas *Huapango*, *San Idelfonso* y *El Molino*.

Tabla 4.11 Resumen de la prueba de Mann-Kendall (MK) y la prueba de Sen's Slope (SS) para la temperatura mínima.

ID Estación	Muestra	Z_{MK}	Pvalue	SS	Rechazo Ho	Tendencia
13083	58	0.979	0.327	0.003	Si	Creciente
13156	32	-3.032	0.002	-0.103	Si	Decreciente
15002	56	-1.986	0.047	-0.013	Si	Decreciente
15069	50	-4.517	0	-0.047	Si	Decreciente
15071	53	3.889	0	0.021	Si	Creciente
15185	40	-1.946	0.052	-0.019	Si	Decreciente
15187	41	-2.572	0.01	-0.027	Si	Decreciente
15190	59	-4.578	0	-0.019	Si	Decreciente
15217	36	1.893	0.058	0.025	Si	Creciente
15260	37	2.812	0.005	0.026	Si	Creciente
15261	37	2.812	0.005	0.026	Si	Creciente
15333	32	-4.297	0	-0.098	Si	Decreciente
15361	29	-0.113	0.91	-0.001	No	Sin tendencia
22001	73	0.91	0.363	0.006	Si	Creciente
22022	22	2.199	0.028	0.087	Si	Creciente
22025	55	5.445	0	0.058	Si	Creciente
22029	38	0.88	0.379	0.013	Si	Creciente
22042	30	-0.054	0.957	-0.004	No	Sin tendencia
22046	26	1.19	0.234	0.031	Si	Creciente
22047	31	-2.889	0.004	-0.041	Si	Decreciente
22058	25	0.163	0.87	0.012	No	Sin tendencia
22067	23	3.433	0.001	0.14	Si	Creciente

La pendiente de cambio en la temperatura mínima se presenta en la **Tabla 4.12**. Para la tendencia positiva, se produce el valor máximo de aumento en la temperatura mínima en la década del 2000 con 0.81 °C/década, evidenciándose un comportamiento promedio constante desde la década de 1990 a 2010 ascendente 0.25°C/década. Para la década de 1960 y 1980 no existe evidencia estadística del aumento de la temperatura mínima, mostrándose toda la tendencia a la disminución de la temperatura mínima, en 4 y 17 estaciones respectivamente.

El mayor valor de cambio en la tendencia negativa se presenta en la década de 1960 con una disminución en la temperatura de 0.34°C. El promedio de las tendencias negativa dividido por décadas entre 1960 hasta 2000 oscila entre -0.06 y 0.18°C.

En los resultados obtenidos se evidencia que entre las décadas 1960 y 1980, de manera alternada, excepto en la década de 1970, se presentan tendencias únicamente positivas o

negativas en la temperatura mínima. En el caso de la década de 1970 existe un mayor número de estaciones con una tendencia positiva, mostrando valores máximos de $0.48^{\circ}\text{C}/\text{década}$ (+) y $0.07^{\circ}\text{C}/\text{década}$ (-), con una diferencia promedio entre las dos tendencias de $0.01^{\circ}\text{C}/\text{década}$. En la década de los años 90, existe igual cantidad de estaciones con tendencias positivas y negativas, ampliándose ese margen a partir de los años 2000, con diferencias promedio entre las tendencias que ascienden a $0.195^{\circ}\text{C}/\text{década}$. Por lo que estadísticamente, puede confirmarse que se presenta una tendencia clara en los últimos 20 años al aumento de la temperatura mínima, viéndose una variación en los 40 años anteriores.

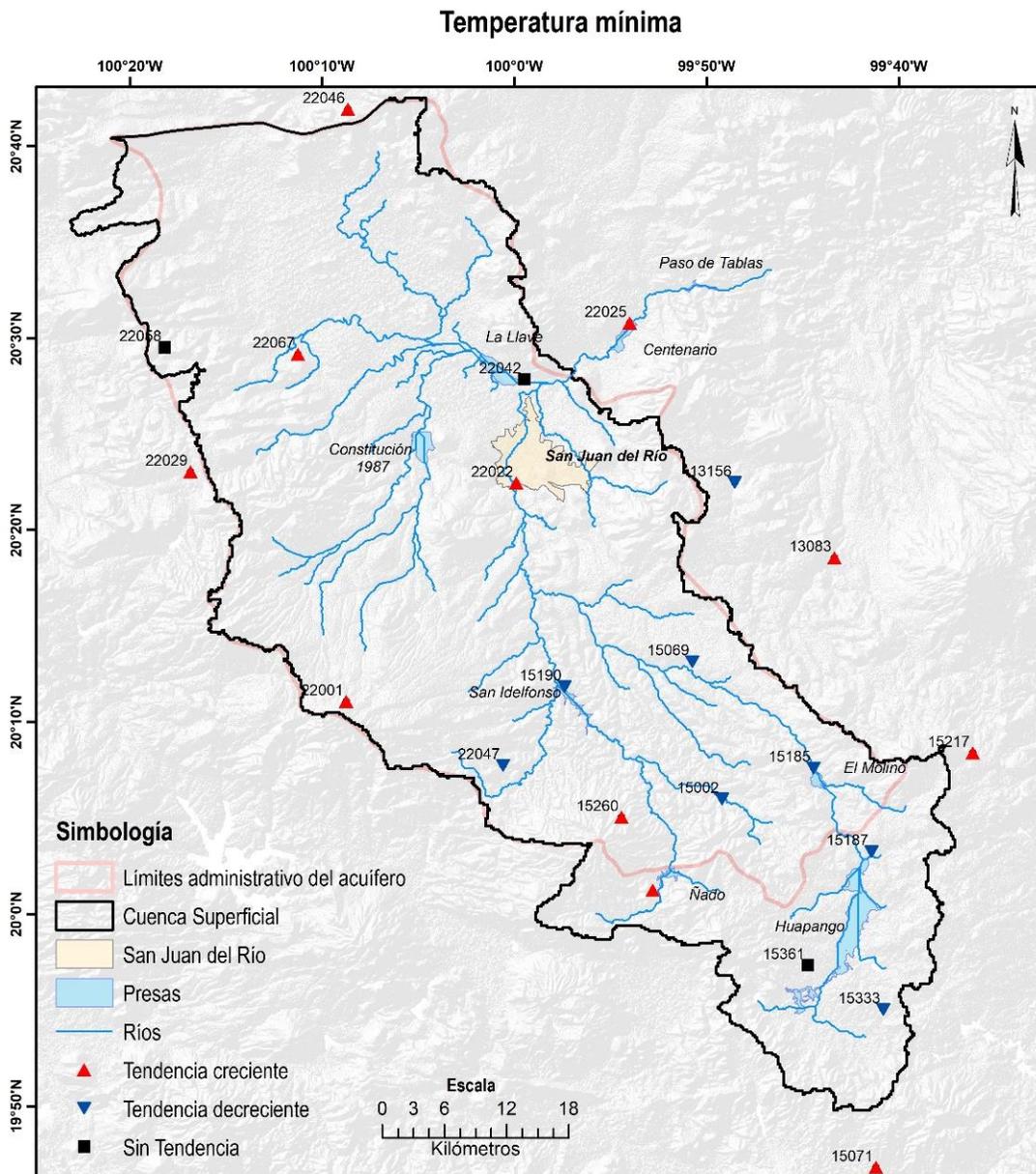


Figura 4.14 Mapa de distribución espacial de la tendencia de la temperatura mínima.

Tabla 4.12 Resumen de la pendiente de la prueba Sen's Slope (SS) para la temperatura mínima analizado por décadas.

Década	Estaciones totales	Tendencia positiva			Tendencia negativa				
		Estaciones	min	máx	promedio	Estaciones	min	máx	promedio
1960	4	-	-	-	-	4 (100%)	-0.02	-0.34	-0.18
1970	9	7 (77.8%)	0.03	0.48	0.13	2 (22.2 %)	-0.07	-0.17	-0.12
1980	17	-	-	-	-	17 (100%)	-0.04	-0.25	-0.10
1990	14	7 (50%)	0.06	0.47	0.24	7 (50%)	-0.05	-0.29	-0.16
2000	13	10 (76.9%)	0.05	0.80	0.25	3 (23.1%)	-0.05	-0.08	-0.06
		promedio			0.2092	promedio			-0.1251

4.5. Rendimiento hídrico retrospectivo y actual

Se presentan los resultados del rendimiento hídrico superficial simulado con el modelo *Seasonal Water Yield* para los períodos 1975-1979, 2003-2007 y 2008-2014. Se detalla el análisis estadístico del rendimiento hídrico superficial modelado respecto a las observado en las estaciones hidrométricas y presas en la región con la evaluación cualitativa del desempeño del modelo por subcuencas.

4.5.1. Período 1975-1980

En la **Figura 4.15** se muestra el rendimiento hídrico por subcuenca derivado de las corridas del modelo *Seasonal Water Yield* para el período 1975-1979. Para este período los escurrimientos superficiales oscilan entre 50 y 400 mm, en el caso de los cuerpos de agua y pequeñas zonas dentro de la región llega hasta los 550 mm. Se observa que los mayores volúmenes del rendimiento hídrico superficial se producen en la zona sur y en una porción de en el centro-oeste del área de estudio, donde predomina la agricultura de temporal y los cuerpos de agua. En la zona centro, suroeste y sureste se presentan valores de rendimiento hídrico que oscilan entre 50-100 mm, siendo significativamente menores al norte del área y en toda la región agrícola con valores de RH que no superan los 50 mm.

La comparación de los volúmenes de escurrimiento anual por subcuencas observados y modelados por *Seasonal Water Yield* en el período 1975-1979 se presenta en la **Tabla 4.13**, apoyada de la **Figura 4.16** que muestra las diferencias estacionales. Para este período la cobertura hidrométrica para la calibración del modelo es de 67.78% del área (2211.78 km²), que abarca toda la región centro-sur, habiendo un vacío en la información hidrométrica de toda la zona norte en las inmediaciones del Valle. Para el rendimiento hídrico regional que el

modelo sobrestima los escurrimientos medios observados en 4.33 hm^3 , influenciados fundamentalmente por la modelación derivada del período seco.

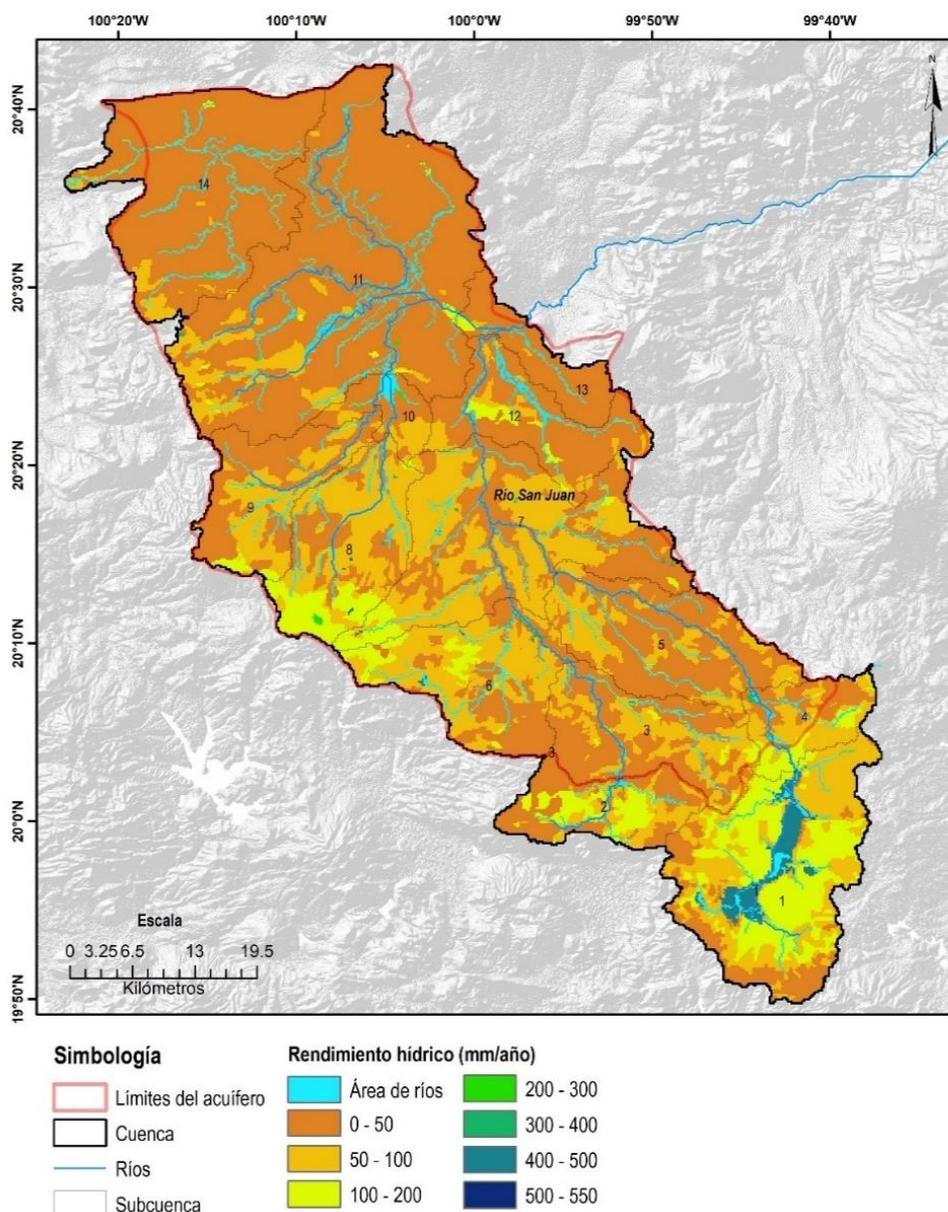


Figura 4.15 Rendimiento hídrico superficial simulado por el modelo InVEST Seasonal Water Yield en el período 1975-1979.

A pesar de las diferencias puntuales para cada subcuenca entre los escurrimientos medios observados y modelados, se observa una compensación a nivel regional, con una diferencia anual de 4.33 hm^3 respecto al rendimiento hídrico regional observado, reduciendo la incertidumbre en los análisis en el área de estudio, aunque en algunas subcuencas puede resultar significativa.

Tabla 4.13 Comparación de los volúmenes de escurrimiento anual por subcuenca observados y modelados por *Seasonal Water Yield* en el período 1975-1979.

Subcuencas	V_{observado} (hm³)	Q_{modelado} (hm³)	Diferencia (hm³)
1	53.97	55.08	1.11
2 y 3	25.94	27.10	1.16
4	15.04	11.34	-3.70
5	16.59	20.44	3.84
6	24.89	26.62	1.73
7	60.37	59.67	-0.69
8	25.92	25.88	-0.04
9	16.49	15.28	-1.20
10	6.20	6.24	0.04
11	-	8.3	-
12 y 13	19.87	21.94	2.07
14	-	5.25	-
Regional*	265.27	269.60	4.33

*Solo considera las subcuencas donde existen valores observados.

El modelo sobrestima el RH en el período húmedo en 7.6 hm³ en 7 subcuencas, y en 5 subcuencas se produce una subestimación del 7.9 hm³, generándose a nivel regional una compensación de rendimiento hídrico observado con una subestimación total de 0.3 hm³ que significa una aproximación del 99.8% de los volúmenes superficiales de agua generados de manera natural en la región. En el período seco, el RH simulado por el modelo supera el observado en más de 6.8 hm³, 7 subcuencas, mientras que en las subcuencas calibradas en conjunto se evidencia una subestimación que asciende a 2.1 hm³. A nivel regional, el modelo en el período seco sobrestima el rendimiento hídrico observado en el período en más de 4.7 hm³, esta diferencia está asociada al desarrollo conceptual del modelo, que considera que en la zona de ríos, la precipitación se convierte directamente en escurrimiento, enfoque que no resulta válido en zonas semiáridas donde las escasas precipitaciones que se producen en el período poco lluvioso generalmente caen sobre los cauces secos de los ríos. Estos resultados apuntan a que el modelo no es capaz de simular las condiciones de los flujos superficiales en el período seco, generando una sobrestimación regional de los mismos.

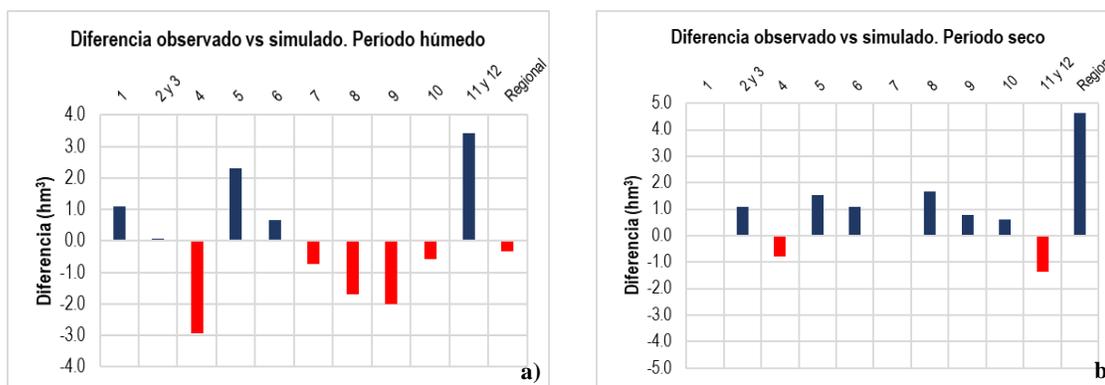
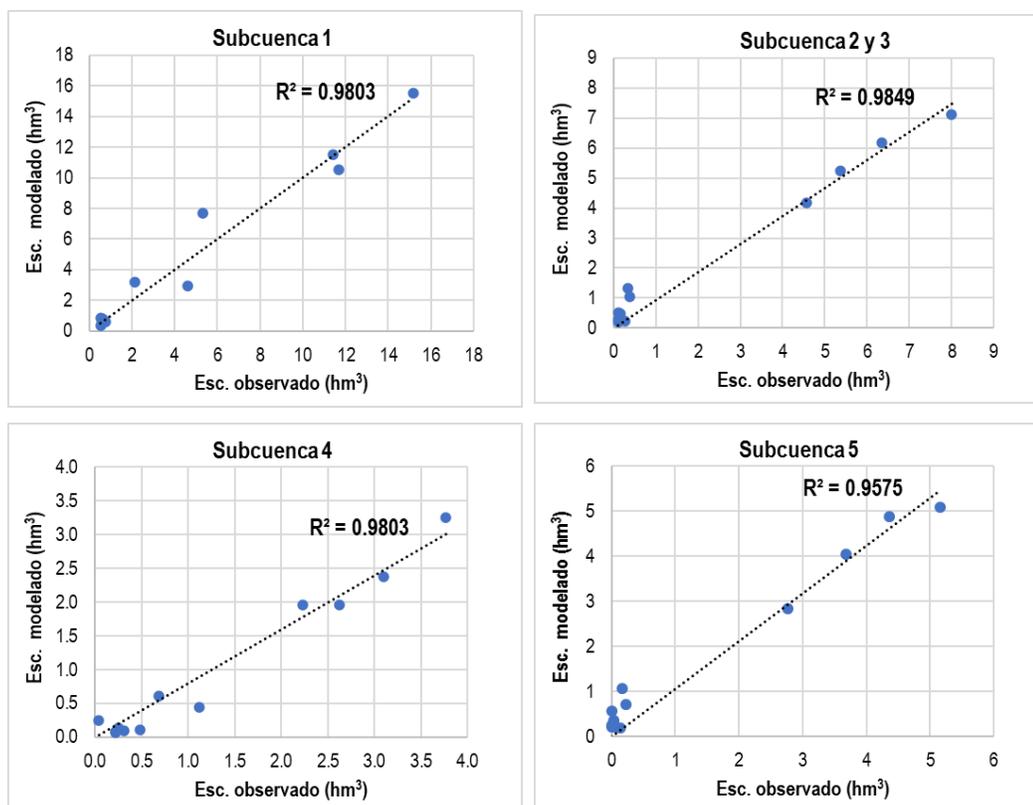


Figura 4.16 Diferencias estacionales entre los volúmenes medios medidos y los obtenidos por el modelo Seasonal Water Yield en el período 1975-1979. **a)** Período húmedo, **b)** Período seco.

Analizando los indicadores estadísticos ocupados para evaluar el desempeño del modelo en la estimación del rendimiento hídrico superficial, puede observarse en la **Figura 4.17** la correlación entre el RH simulado y observado en la región con coeficientes de determinación superiores a 0.9 en la mayoría de las subcuencas, excepto las subcuencas 9 y 10 que presentan valores de 0.886 y 0.58, respectivamente. La **Tabla 4.14** resumen los indicadores estadísticos *NSE*, *PBIAS* y *RSR* para las subcuencas que presentan datos del RH hídrico en la región, indicando su evaluación cualitativa de acuerdo con los criterios de [Moriasi et al. \(2007\)](#).



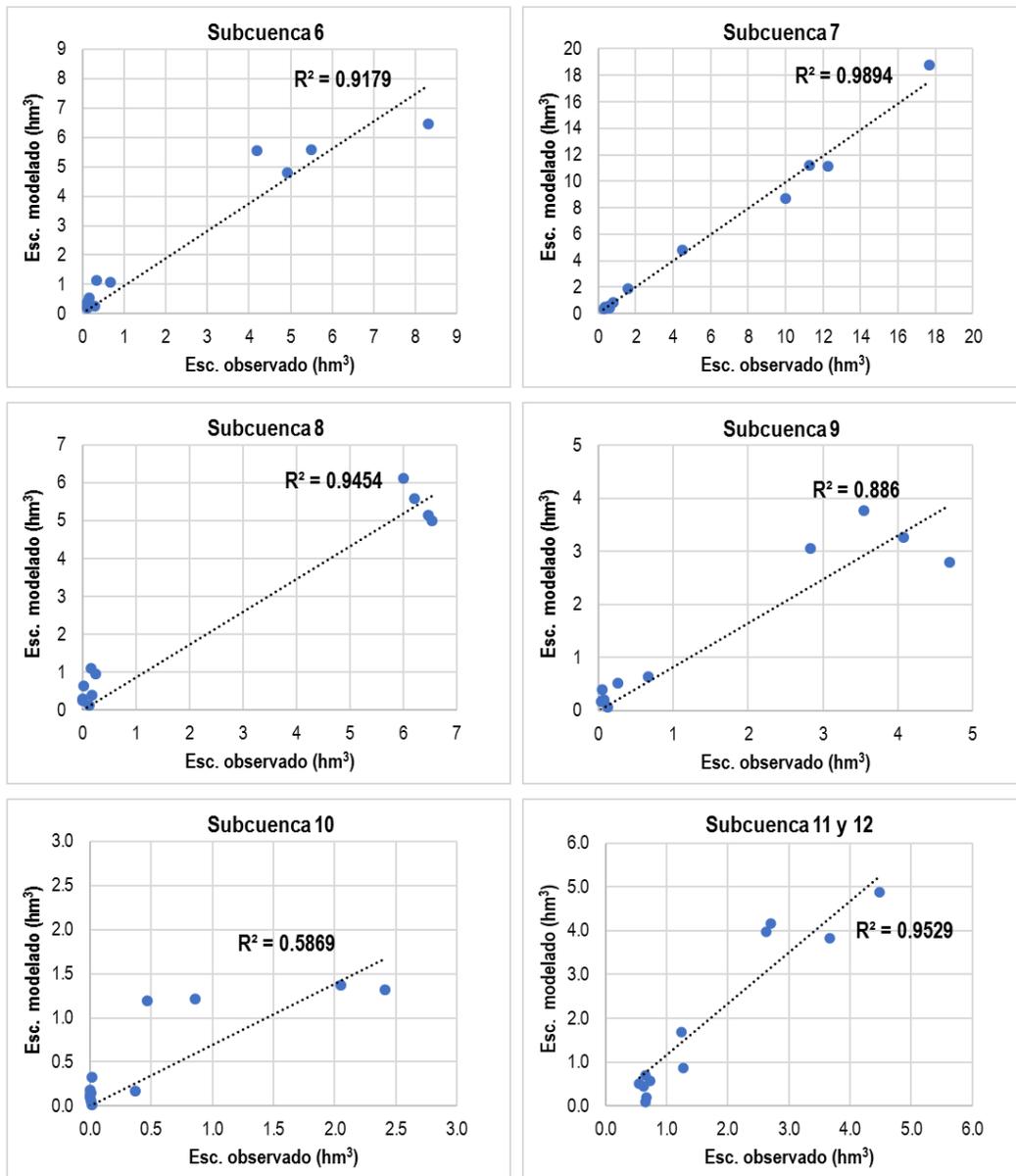
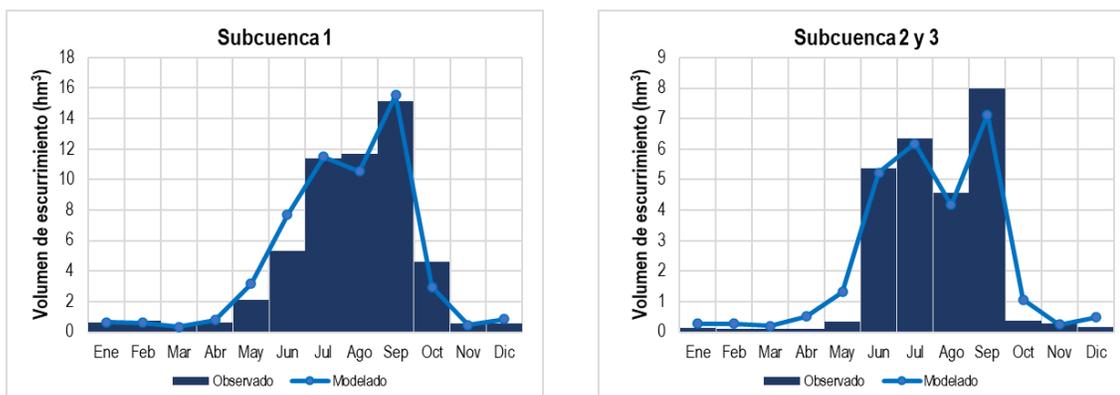


Figura 4.17 Correlación por subcuenca entre el rendimiento hídrico simulado y observado para el período 1975-1979.



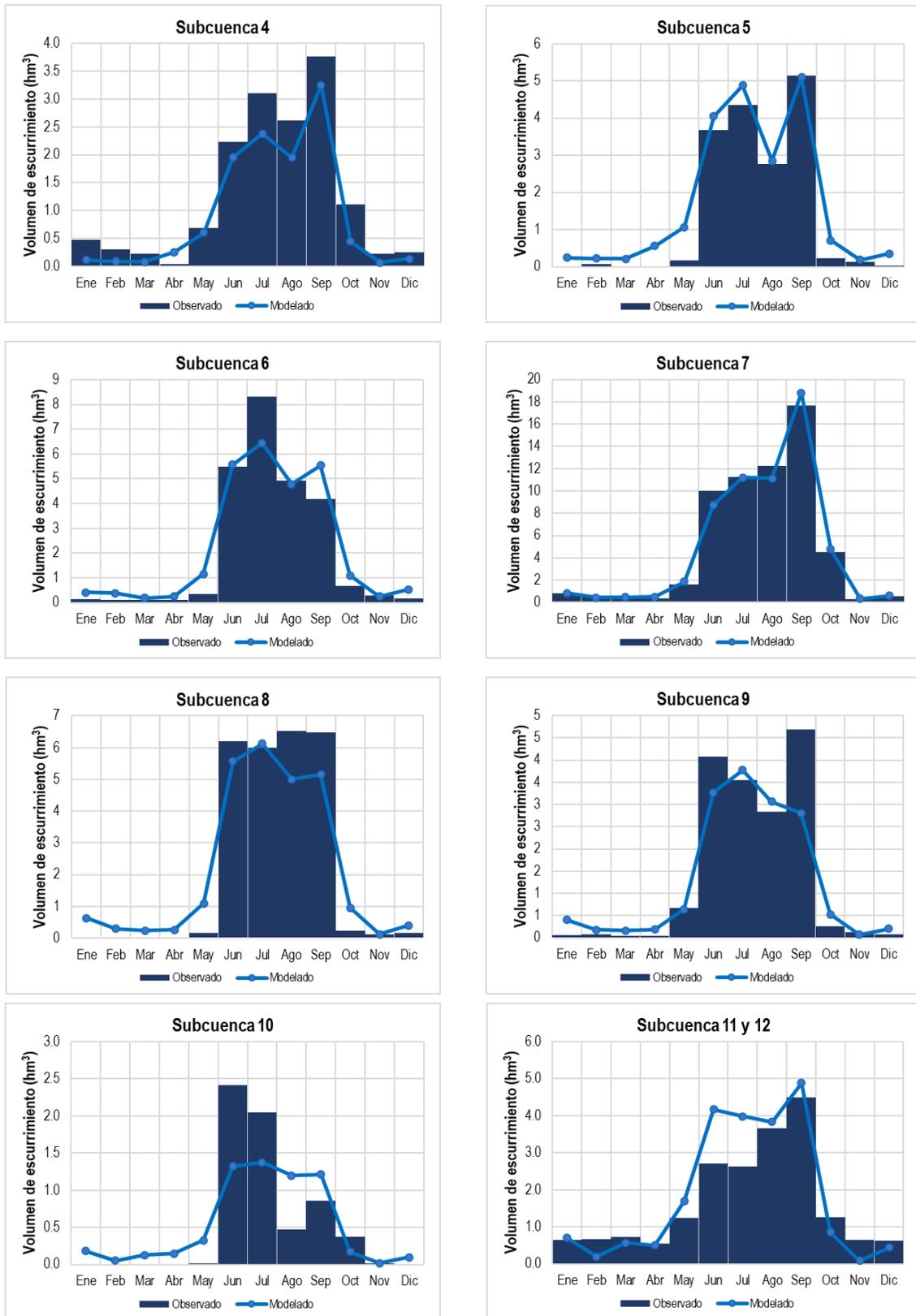


Figura 4.18 Hidrogramas de escurrimientos superficiales observados y modelados por subcuencas para el período 1975-1979.

En relación con el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (*NSE*), las 12 subcuencas con información hidrométrica tienen valores de *NSE* superiores a 0.7, lo que indica que se produce una muy buena representación entre el rendimiento hídrico anual observado y simulado por el modelo. El rendimiento hídrico de la temporada lluviosa generado por el modelo es evaluado de *Muy bueno* y *Bueno* en el 58.3% y 16.66% del área con información hidrométrica, respectivamente. Los resultados del modelo en las subcuencas 10, 11 y 12 se evalúan de *No satisfactorio* de acuerdo con las consideraciones [Moriassi et al. \(2007\)](#) para su aplicabilidad a estudio hidrológicos, de igual forma sucede para estas subcuencas con el indicador *RSR*.

Tabla 4.14 Resumen de los indicadores estadísticos *NSE*, *PBIAS* y *RSR* del desempeño del modelo en las subcuencas con datos para la calibración en el período 1975-1979, indicando su evaluación cualitativa.

<i>Subcuenca</i>	<i>1</i>	<i>2 y 3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11 y 12</i>	<i>Regional</i>
<i>Rendimiento hídrico anual</i>											
<i>NSE</i>	0.96	0.97	0.86	0.95	0.93	0.99	0.94	0.88	0.68	0.75	0.993
<i>PBIAS</i>	2.05	4.49	-24.62	23.14	6.95	-1.15	-0.14	-7.30	0.60	10.44	1.630
<i>RSR</i>	0.19	0.17	0.38	0.21	0.27	0.10	0.25	0.35	0.56	0.50	0.086
<i>Rendimiento hídrico temporada lluviosa</i>											
<i>NSE</i>	0.92	0.95	0.71	0.93	0.87	0.97	0.88	0.74	0.49	0.45	0.985
<i>PBIAS</i>	2.19	0.34	-21.69	14.17	2.72	-1.28	-6.66	-12.36	-9.15	21.45	-0.130
<i>RSR</i>	0.29	0.22	0.54	0.26	0.36	0.16	0.34	0.51	0.72	0.74	0.122

Muy bueno
 Bueno
 Satisfactorio
 No satisfactorio

Los resultados del indicador estadístico de la desviación relativa a la media (*PBIAS*) entre el rendimiento hídrico anual simulados y observados, evalúan cualitativamente el desempeño del modelo de *Muy bueno* en 8 subcuencas (66.6%), en 2 subcuencas de *Bueno* (16.7%) y en 2 subcuencas de *Satisfactorio* (16.7%). Se observan sesgo positivo entre 0.6-23.14% y un sesgo negativo entre 0.14-24.62%, que indica un sobreestimación y subestimación de los escurrimientos medios anuales simulados, respectivamente. En el período húmedo el modelo sobrestima el RH en 58.3% de las subcuencas con datos hidrométricos para la calibración entre 0.34-21.45%, la subestimación oscila entre 1.28-21.69%.

La desviación estándar de las observaciones (*RSR*) en la estimación del rendimiento hídrico anual muestra que en todas las subcuencas calibradas se acercan al valor óptimo del estadígrafo, excepto las subcuencas 10, 11 y 12 donde se obtienen resultados clasificados de *Bueno* y *Satisfactorio*.

A nivel regional, el *NSE* igual a 0.985 cercano a la unidad que indica una correspondencia *Muy buena* entre los escurrimientos medios anuales y estacionales que se generan en la región y los simulados por el modelo *SWY*. La compensación regional del sesgo genera para toda el área una desviación relativa a la media en el orden de 1.63% para RH anual y 0.13% para el RH estacional, con un sesgo positivo y negativo, respectivamente. La desviación estándar de las observaciones (*RSR*) es cercana a cero (su valor óptimo), por lo que se clasifica cualitativamente como *Muy Bueno*.

La **Figura 4.19** muestra la evapotranspiración real simulada por el modelo en el período 1975-1979, acompañada de la **Tabla 4.15** que resume la evapotranspiración promedio simulada por cada uso y cobertura del suelo. Se observa que la evapotranspiración más alta se produce en pequeñas zonas ubicadas en el sur, suroeste y centro-oeste del área, que coinciden con las áreas boscosas de la región con valores superiores a 400 mm hasta los 512 mm. En la región suroeste donde predomina la agricultura de temporal, el modelo representa valores de evapotranspiración entre superiores a 307.44 mm. Las zonas de agricultura de riego, ubicadas en la zona de norte se observan valores de ET superiores a los 335 mm. A nivel regional, se obtiene una evapotranspiración promedio en toda el área de 318 mm/anuales que responde al parámetro biofísico declarado para cada uso y cobertura del suelo con base en la literatura.

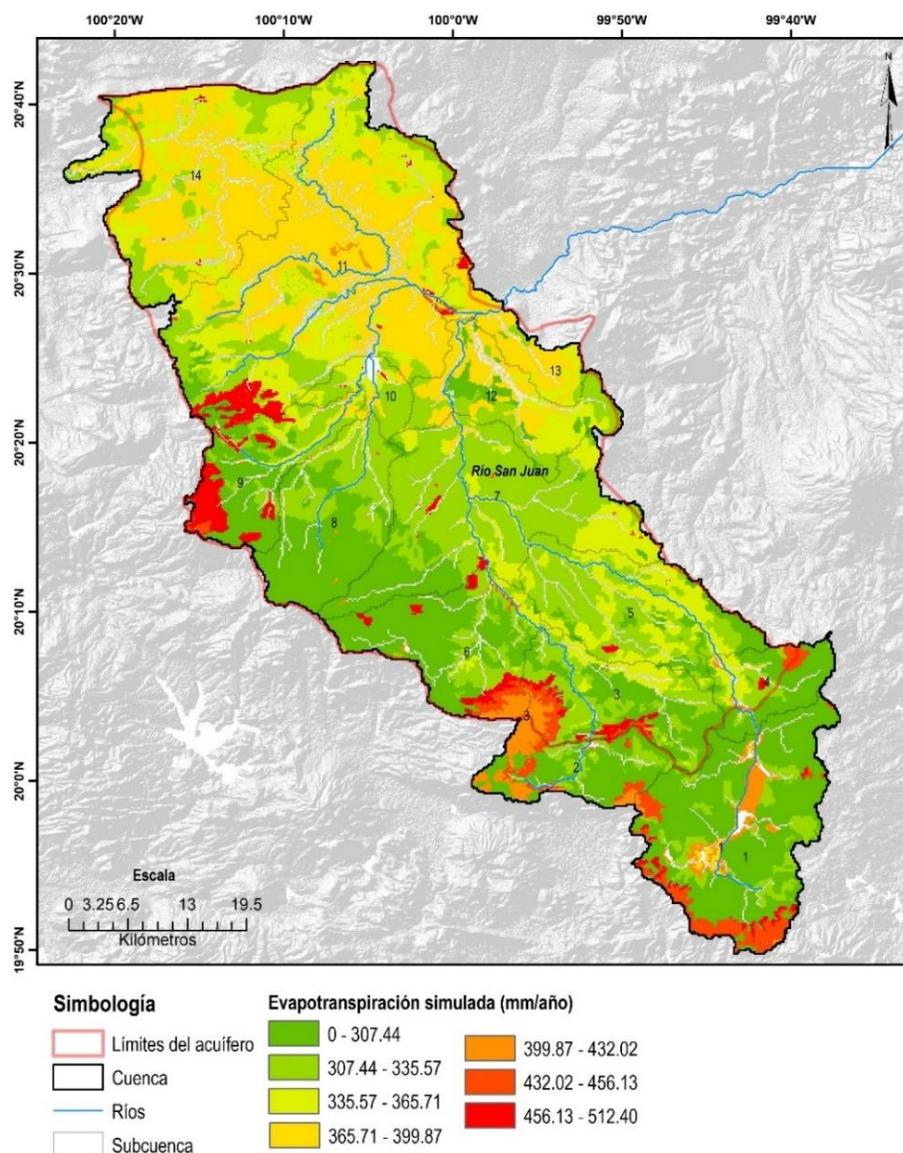


Figura 4.19 Evapotranspiración real simulada por el modelo InVEST Seasonal Water Yield en el período 1975-1980.

Tabla 4.15 Evapotranspiración real promedio para cada Uso y Cobertura del suelo simulada en el período 1975-1980.

Uso y cobertura del suelo	Área (ha)	%área total	ETr prom (mm)
Agricultura de riego	64403.48	19.81	335.027
Agricultura de temporal	142004.3	43.68	294.66
Asentamientos humanos	5987.54	1.84	278.35
Bosques	20163.26	6.2	444.08
Cuerpos de agua	5704.74	1.75	285.76
Matorral	5226.91	1.61	308.54
Pastizal inducido	43885.9	13.5	299.09
Vegetación arbustiva	37700.07	11.6	342.64
Regional	325076.2	-	318.84

4.5.2. Período 2003-2007

En la **Figura 4.20** se muestra el rendimiento hídrico por subcuenca derivado de las corridas del modelo *Seasonal Water Yield* para el período 2003-2007. Para este período los escurrimientos superficiales oscilan entre 50 y 300 mm, en el caso de los cuerpos de agua que la precipitación cae directamente llega hasta los 600 mm. Se observa que los mayores volúmenes del rendimiento hídrico superficial se producen en la zona sur del área de estudio, donde predomina la agricultura de temporal y los cuerpos de agua. En la zona centro, suroeste y sureste se presentan valores de rendimiento hídrico que oscilan entre 100-200 mm, siendo significativamente menores al norte del área.

La comparación de los volúmenes de escurrimiento anual por subcuenca observados y modelados por *Seasonal Water Yield* en el período 2003-2007 se presenta en la **Tabla 4.16**, apoyada de la **Figura 4.21** que muestra las diferencias estacionales. Para este período la cobertura hidrométrica para la calibración del modelo es de 47.85% del área (1561.42 km²), principalmente centradas en las subcuencas del centro-sur. Para el rendimiento hídrico regional el modelo sobrestima los escurrimientos medios observados en 15.96 hm³, influenciados fundamentalmente por la modelación derivada del período seco.

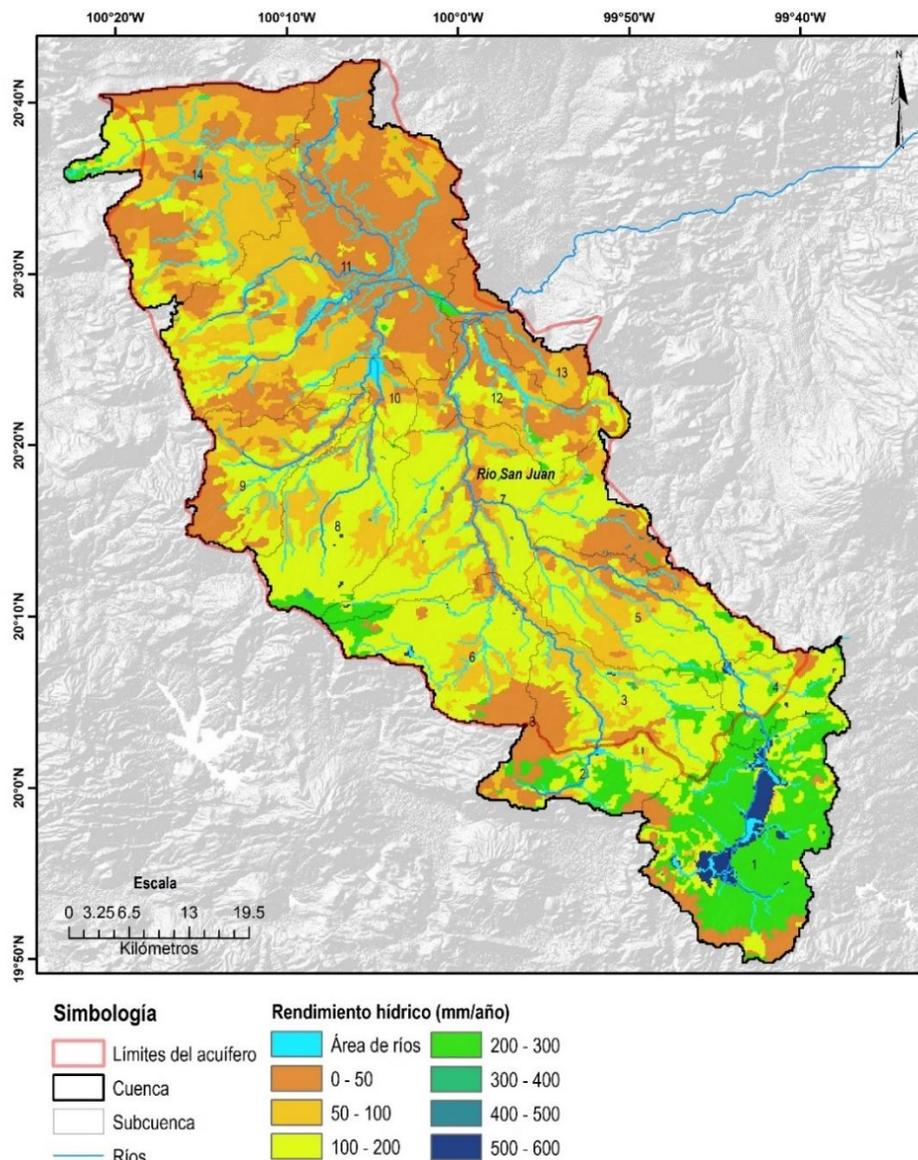


Figura 4.20 Rendimiento hídrico superficial simulado por el modelo InVEST Seasonal Water Yield en el período 2003-2007.

Puede observarse que las subcuencas 2, 5 y 7 se produce el 80% de la sobrestimación del modelo para este período, las tres asociadas a estaciones de hidrométricas que registran los flujos de los ríos aguas debajo de presas, por lo que se infiere que las incertidumbres derivadas de la modelación en estas subcuencas pudiesen estar asociada a los datos observados.

En el período seco, en 6 subcuencas se produce una sobrestimación de los escurrimientos medios mensuales, que asciende a 10.5 hm³ contra 2 donde se produce una subestimación de 1.4 hm³, respecto a los escurrimientos observados en lo puntos de medición. Siguiendo las consideraciones realizadas en el período de modelación 1975-1979, en este caso, los resultados apuntan a que el modelo no es capaz de simular las condiciones de los flujos

superficiales en el período seco, generando una sobrestimación regional de los mismos que ascienden a más de 9 hm³.

Tabla 4.16 Comparación de los volúmenes de escurrimiento anual por subcuenca observados y modelados por *Seasonal Water Yield* en el período 2003-2007.

Subcuencas	V_{observado} (hm³)	Q_{modelado} (hm³)	Diferencia (hm³)
1	-	99.24	-
2	19.08	22.33	3.25
3	29.28	30.58	1.30
4	4.20	5.33	1.13
5	30.31	34.47	4.16
6	10.32	10.76	0.44
7	51.01	57.30	6.28
8	36.94	37.18	0.23
9	21.65	20.81	-0.85
10	-	25.84	-
11	-	63.79	-
12	-	18.28	-
13	-	12.43	-
14	-	35.7	-
Regional*	202.80	218.76	15.96

*Solo considera las subcuencas donde existen valores observados.

En el período lluvioso (mayo a octubre) se produce el 95.9% del rendimiento hídrico en la región, coincidiendo con las características de los escurrimientos en una región semi-árida donde la estacionalidad de las lluvias es alta. Por lo que fundamentalmente, la recarga en esta zona está influenciada por las precipitaciones de este período en el que el modelo generara una subestimación de los escurrimientos medios mensuales que asciende a 1.5 hm³, mientras la sobrestimación generada respecto a los valores de RH observado asciende a 11.2 hm³. A nivel regional, las diferencias entre el rendimiento hídrico estacional simulado y observado es de 9.67 hm³ superior al rendimiento hídrico general observado, lo que implica que el modelo en el período húmedo es capaz de representar el RH superficial en la región.

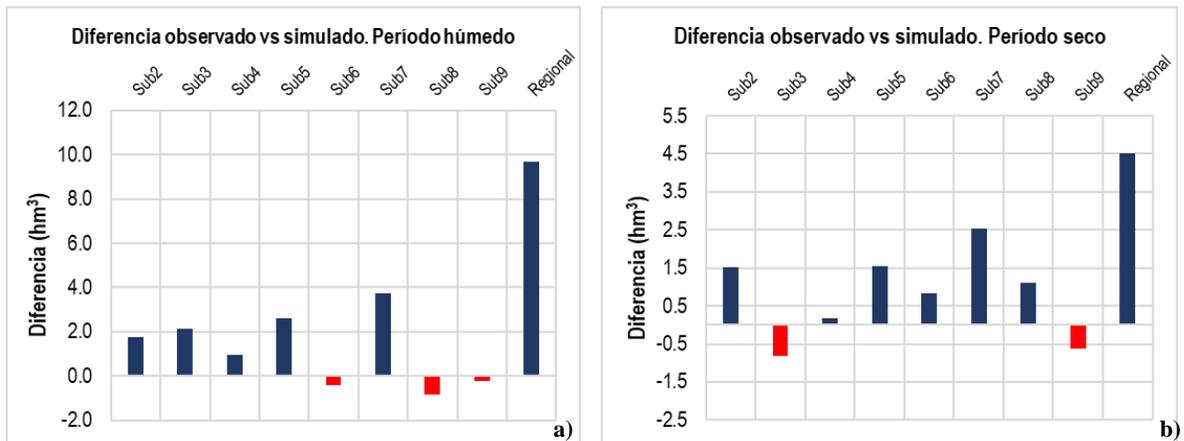


Figura 4.21 Diferencias estacionales entre los volúmenes medios medidos y los obtenidos por el modelo Seasonal Water Yield en el período 2003-2007: **a)** Período húmedo, **b)** Período seco.

Se aprecia en la correlación por subcuencas que existe una buena relación entre los escurrimientos superficiales observados y simulados, con valores que oscilan entre 0.90 y 0.98 (**Figura 4.22**) por lo que se reflejan correctamente los hidrogramas observados en las subcuencas con datos hidrométricos de una manera correcta.

La **Tabla 4.17** resumen los indicadores estadísticos *NSE*, *PBIAS* y *RSR* para las subcuencas que presentan datos de escurrimientos medio mensuales observados, indicando su evaluación cualitativa de acuerdo con los criterios de [Moriassi et al. \(2007\)](#). En el caso del índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (*NSE*), las 8 subcuencas con información hidrométrica tienen valores de *NSE* superiores a 0.7, lo que indica que se produce una muy buena representación entre el rendimiento hídrico anual observado y simulado por el modelo. El RHS de la temporada lluviosa generado por el modelo es evaluado de muy bueno en el 87.5% del área con información hidrométrica, mientras que el resto es evaluada de satisfactorio.

Respecto a la desviación relativa a la media entre el rendimiento hídrico anual simulados y observados (*PBIAS*), se evalúan cualitativamente el desempeño del modelo de Muy bueno en 5 subcuencas (62.5%), 2 de Bueno (25%) y en 1 de Satisfactorio (12.5%). De las 8 subcuencas con datos observados, seis presentan un sesgo positivo y dos un sesgo negativo, que indica un sobreestimación y subestimación de los escurrimientos medios anuales simulados, respectivamente. Los valores de sobreestimación de los escurrimientos medios simulados oscilan entre 0.245-17.06%, por su parte, los valores de subestimación oscilan entre 3.9-5.17%. Los resultados del rendimiento hídrico modelado para la temporada lluviosa refieren que el 87.5% de las subcuencas con datos para la calibración tienen un comportamiento muy

bueno, se produce una subestimación del rendimiento hídrico estacional que oscila entre 1.11-10.94% mientras que la sobrestimación asciende a más de 7.5%.

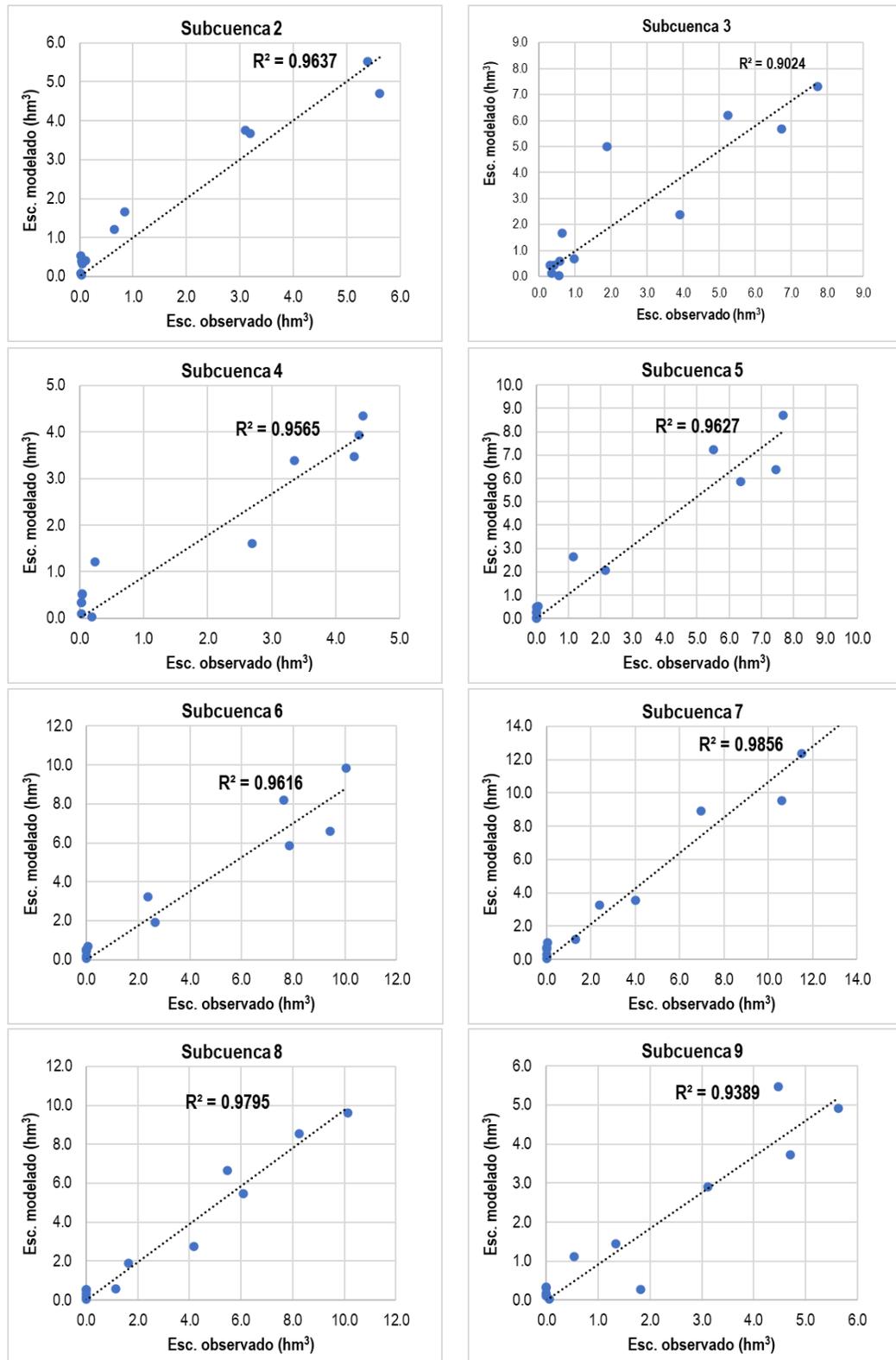


Figura 4.22 Correlación por subcuenca entre el escurrimiento superficial simulado y observado para el período 2003-2007.

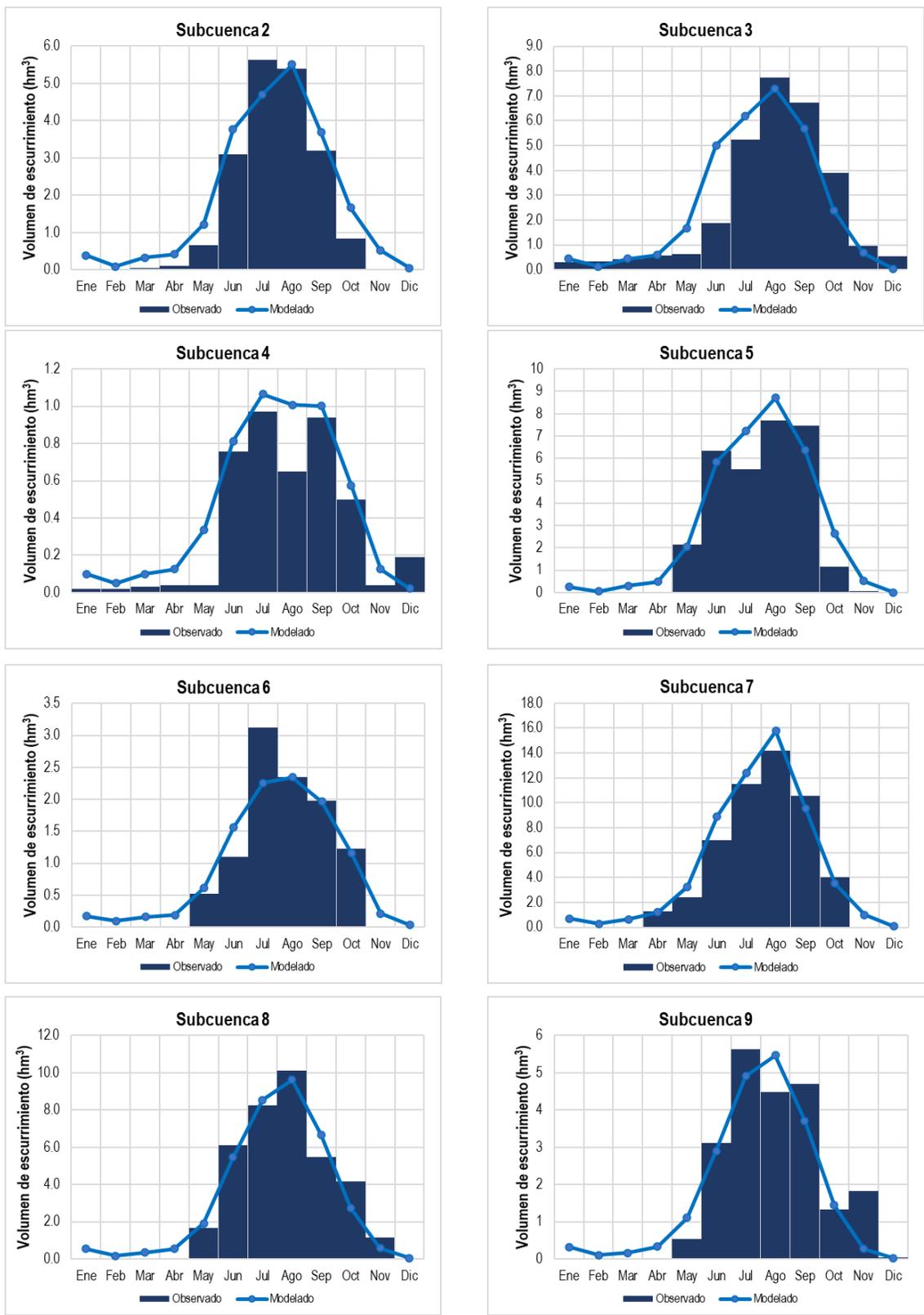


Figura 4.23 Hidrogramas de escurrimientos superficiales observados y modelados por subcuencas para el período 2003-2007.

Tabla 4.17 Resumen de los indicadores estadísticos NSE, PBIAS y RSR del desempeño del modelo en las subcuencas con datos para la calibración en el período 2003-2007, indicando su evaluación cualitativa.

<i>Subcuenca</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>Regional</i>
<i>Rendimiento hídrico anual</i>									
<i>NSE</i>	0.94	0.81	0.92	0.93	0.92	0.96	0.96	0.89	0.97
<i>PBIAS</i>	17.06	4.45	0.25	13.72	-5.17	12.32	0.63	-3.91	1.38
<i>RSR</i>	0.25	0.44	0.29	0.27	0.28	0.19	0.19	0.33	0.18
<i>Rendimiento hídrico temporada lluviosa</i>									
<i>NSE</i>	0.89	0.60	0.77	0.80	0.75	0.91	0.90	0.86	0.99
<i>PBIAS</i>	9.25	8.09	-7.42	8.64	-10.94	7.53	-2.41	-1.11	4.99
<i>RSR</i>	0.33	0.64	0.48	0.45	0.50	0.29	0.31	0.37	0.12

Muy bueno
 Bueno
 Satisfactorio
 No satisfactorio

La desviación estándar de las observaciones muestra que en todas las subcuencas calibradas se acercan al valor óptimo del estadígrafo por lo que se evalúa cualitativamente de *Muy buena* el desempeño del modelo en la estimación del rendimiento hídrico anual. En el rendimiento hídrico estacional, solo una subcuenca presenta un valor inferior a 0.7 considerado cualitativamente como *Satisfactorio*, en el resto de las subcuencas el desempeño del modelo es evaluado de *Muy Bueno*.

A nivel regional, se evidencia un valor de *NSE* igual a 0.90 cercano a la unidad que indica una correspondencia *Muy buena* entre los escurrimientos medios anuales y estacionales que se generan en la región y los simulados por el modelo SWY. La compensación regional del sesgo genera para toda el área una desviación relativa a la media en el orden de 1.38% para RHS anual y 4.98% para el RHS estacional, con un sesgo positivo en ambos casos. La desviación estándar de las observaciones (*RSR*) es cercana a cero (su valor óptimo), por lo que se clasifica cualitativamente como *Muy Bueno*.

En la **Figura 4.24** se observa la diferencia entre la evapotranspiración real observada por el sensor remoto *MODIS* para el área de estudio en el período 2003-2007 y la simulada por el modelo para igual período. La **Tabla 4.18** con el resumen estadístico de la comparación entre ambos resultados. De acuerdo con los datos de la evapotranspiración real observada por los sensores remotos como promedio en el período de 5 años se observa una evapotranspiración promedio regional de 349 mm, las zonas mayores valores de evapotranspiración observada corresponden a la cobertura boscosa, áreas agrícolas y cuerpos de agua con ET superiores a los 500 mm/anuales hasta alcanzar el valor máximo de 1000 mm/anuales.

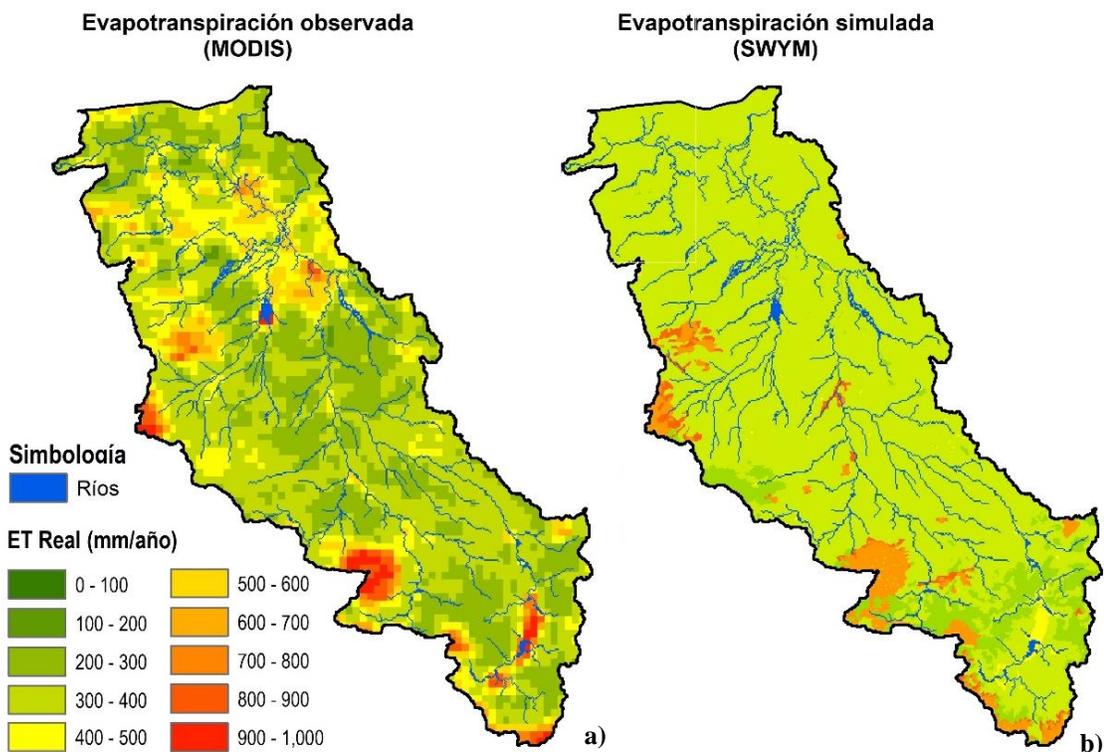


Figura 4.24 a) Evapotranspiración real observada por sensores remotos y **b)** evapotranspiración simulada por el modelo InVEST Seasonal Water Yield.

El modelo en todas las coberturas y uso del suelo subestima el promedio de la evapotranspiración real observada, excepto en el Bosque donde se produce una sobrestimación de aproximadamente un 9% que significan 54.09 mm más que los datos del sensor *MODIS*, sin embargo, la cobertura boscosa solo cubre el 6.20% del área de estudio. La mayor desviación se presenta en los cuerpos de agua, donde el modelo subestima el valor promedio de la evapotranspiración observada en cerca de un 40% que significan 244.9 mm menos.

La mejor representación entre los valores observados y simulados de la evapotranspiración real se presenta en la agricultura de temporal, el matorral y el pastizal inducido, que ocupan el 58.79% del uso y cobertura del suelo en el área. Para estas coberturas la diferencia promedio varía entre -9.27 y -12.97 mm, lo que indica que el modelo subestima la evapotranspiración real en un rango de 3.8%. A nivel regional el modelo Seasonal Water Yield sobrestima en un 3.11% la evapotranspiración real media para toda la región con un valor estimado de 360.4 mm, 10.87 mm superior a la observada.

Tabla 4.18 Resumen estadístico de comparación entre la evapotranspiración real observada y simulada en el período 2003-2007.

Uso y cobertura del suelo	Área (ha)	%área total	ET prom observada (mm)	ETr prom simulada (mm)	Diferencias (mm)	PBIAS
Agricultura de riego	64403.48	19.81	402.24	362.19	-40.05	-9.96
Agricultura de temporal	142004.3	43.68	327.26	317.52	-9.74	-2.98
Asentamientos humanos	5987.54	1.84	335.79	302.85	-32.94	-9.81
Bosques	20163.26	6.20	603.03	657.12	54.09	8.97
Cuerpos de agua	5704.74	1.75	613.98	369.11	-244.9	-39.88
Matorral	5226.91	1.61	341.94	328.97	-12.97	-3.79
Pastizal inducido	43885.9	13.50	335.8	326.53	-9.27	-2.76
Vegetación arbustiva	37700.07	11.60	395.02	364.73	-30.29	-7.67
Regional	325076.2	-	349.53	360.4	10.87	3.11

4.5.3. Período 2008-2014

La comparación de los volúmenes de escurrimiento anual por subcuenca observados y modelados por *Seasonal Water Yield* en el período 2008-2014 (**Tabla 4.19**) muestra que el rendimiento hídrico superficial regional simulado sobrestima los escurrimientos medios anuales observados en 1.78 hm^3 . Para este período de simulación se reduce considerablemente la disponibilidad de datos hidrométricos para la comparación, sin embargo, para tener un período lo más cercano a la actualidad con el que comparar los resultados de cambio climático, fue considerado su inclusión en el análisis.

Las diferencias estacionales muestran una situación similar a las reportadas en los resultados de la modelación en ellos periodos 1975-1979 y 2003-2007 (**Figura 4.25**). En el período húmedo se observa que se produce una sobrestimación de los escurrimientos simulados en las subcuencas 5 y 6 con valores que totalizan 6.5 hm^3 , mientras que para el resto de las subcuencas se produce una subestimación que asciende a 7.3 hm^3 . El balance regional del rendimiento hídrico superficial se compensa con una diferencia general de 0.82 hm^3 a los observados en la región. El período seco muestra diferencia regional positiva de 2.6 hm^3 con diferencias en las subcuencas con igual balance de diferencias positivas y negativas, que asciende a 4.2 y 1.6 hm^3 , respectivamente. Para este período se mantienen las condiciones discutidas en los períodos anteriores que influyen en las diferencias observadas.

Tabla 4.19 Comparación de los volúmenes de escurrimiento anual por subcuenca observados y modelados por *Seasonal Water Yield* en el período 2008-2014.

Subcuencas	V _{observado} (hm ³)	Q _{modelado} (hm ³)	Diferencia (hm ³)
1	-	82.02	-
2	-	90.72	-
3	28.60	25.78	-2.8
4	-	15.93	-
5	28.77	31.29	2.5
6	28.87	31.54	2.7
7	-	72.45	-
8	28.14	29.49	1.4
9	18.58	16.63	-1.9
10	-	6.66	-
11	-	59.9	-
12	-	17.9	-
13	-	13.75	-
14	-	30.09	-
Regional*	132.963	134.742	1.78

*Solo considera las subcuencas donde existen valores observados.

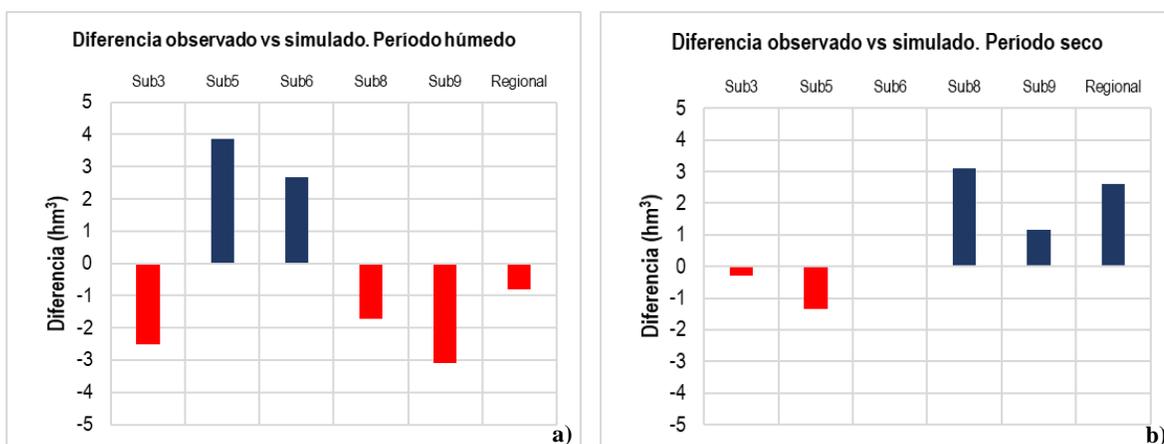


Figura 4.25 Diferencias estacionales entre los volúmenes medios medidos y los obtenidos por el modelo *Seasonal Water Yield* en el período 2008-2014: **a)** Período húmedo, **b)** Período seco.

Se aprecia en la correlación por subcuencas que existe una buena relación entre los escurrimientos superficiales observados y simulados, con valores que oscilan entre 0.90 y 0.96 (**Figura 4.25**) por lo que se reflejan correctamente los hidrogramas observados en las subcuencas con datos hidrométricos de una manera correcta.

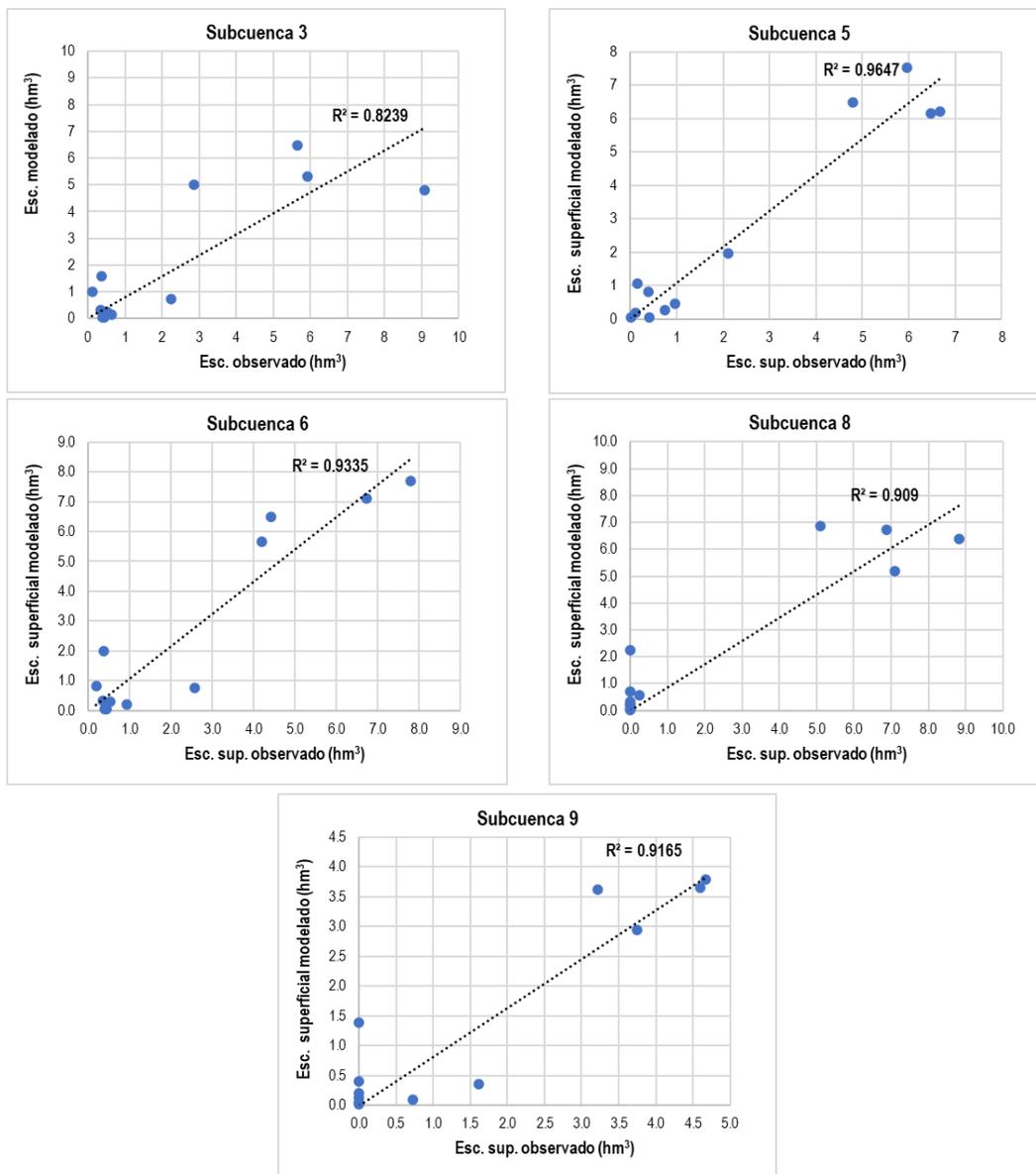
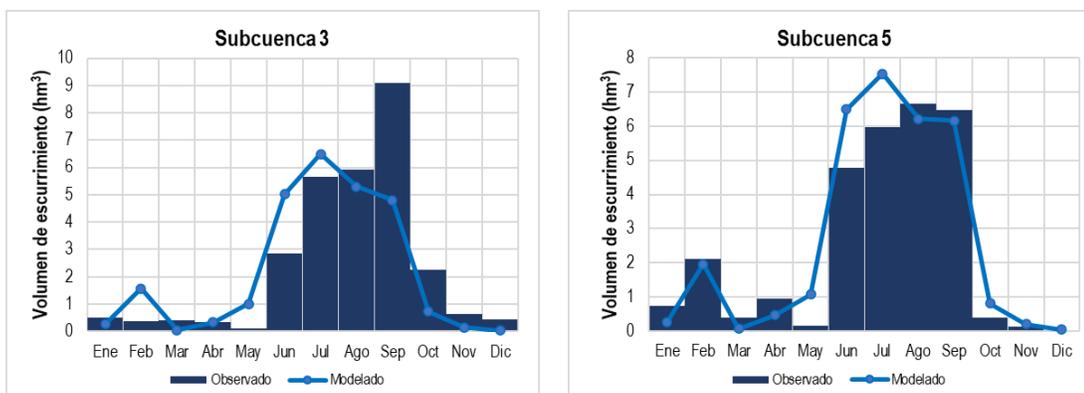


Figura 4.26 Correlación por subcuena entre el escurrimiento superficial simulado y observado para el período 2008-2014.



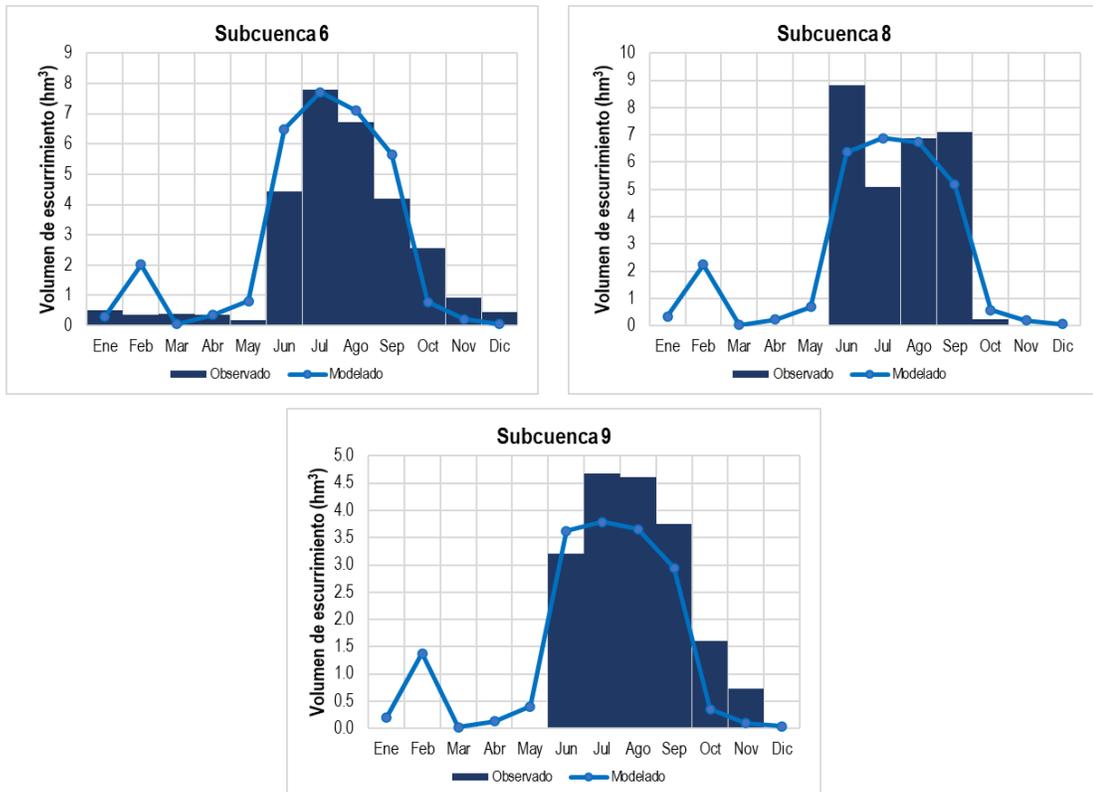


Figura 4.27 Hidrogramas de escurrimientos superficiales observados y modelados por subcuencas para el período 2008-2014.

Se puede observar que el índice *NSE* y *RSR* se encuentra en rango de *Muy bueno* a *Bueno* en todas las subcuencas, excepto en el período húmedo donde los resultados del indicador muestran que para estudios hidrológicos los resultados del modelo no son satisfactorios (Tabla 4.20). Por otra parte, los resultados de la desviación relativa a la media entre el rendimiento hídrico superficial anual simulados y observados (*PBIAS*), evalúan cualitativamente el desempeño del modelo de *Muy bueno* en 3 subcuencas y 2 de *Bueno*. De las 5 subcuencas con datos observados, tres presentan un sesgo positivo y dos un sesgo negativo, que indica un sobreestimación y subestimación de los escurrimientos medios anuales simulados, respectivamente. Los valores de sobreestimación de los escurrimientos medios simulados oscilan entre 4.8-9.24%, por su parte, los valores de subestimación son de aproximadamente un 10% en ambos casos. Los resultados del rendimiento hídrico modelado para la temporada lluviosa refieren dos subcuencas se evalúan de *Muy buena*, una de *Buena* y dos de *Satisfactoria*. Se produce una subestimación del rendimiento hídrico superficial estacional que oscila entre 6.16-17.3% mientras que la sobreestimación asciende a más de 15%. A nivel regional, se evidencia un valor de *NSE* superior a 0.9, valor cercano a la unidad que indica una correspondencia *Muy buena* entre los escurrimientos superficiales medios anuales

y estacionales que se generan en la región y los simulados por el modelo *SWY*. La compensación regional del sesgo genera para toda el área una desviación relativa a la media en el orden de 1.34% para RH anual y -0.67% para el RHS estacional. La desviación estándar de las observaciones (*RSR*) es cercana a cero (su valor óptimo), por lo que se clasifica cualitativamente como *Muy Bueno*.

A nivel regional, se evidencia un valor de *NSE* superior a 0.90 cercano a la unidad que indica una correspondencia *Muy buena* entre los escurrimientos medios anuales y estacionales que se generan en la región y los simulados por el modelo *SWY*. La compensación regional del sesgo genera para toda el área una desviación relativa a la media en el orden de 1.34% para *RHS* anual y -0.67% para el *RHS* estacional. La desviación estándar de las observaciones (*RSR*) es cercana a cero (su valor óptimo), por lo que se clasifica cualitativamente como *Muy Bueno*.

Tabla 4.20 Resumen de los indicadores estadísticos *NSE*, *PBIAS* y *RSR* del desempeño del modelo en las subcuencas con datos para la calibración en el período 2008-2014, indicando su evaluación cualitativa.

<i>Subcuenca</i>	3	5	6	8	9	<i>Regional</i>
<i>Rendimiento hídrico anual</i>						
<i>NSE</i>	0.84	0.91	0.83	0.86	0.84	0.93
<i>PBIAS</i>	-10.5	8.77	9.24	4.80	-10.48	1.34
<i>RSR</i>	0.4	0.3	0.41	0.37	0.40	0.26
<i>Rendimiento hídrico temporada lluviosa</i>						
<i>NSE</i>	0.47	0.85	0.73	0.81	0.75	0.90
<i>PBIAS</i>	-9.7	15.8	10.3	-6.16	-17.3	-0.67
<i>RSR</i>	0.73	0.38	0.52	0.44	0.50	0.32

Muy bueno
 Bueno
 Satisfactorio
 No satisfactorio

En la **Figura 4.28** se observa la diferencia entre la evapotranspiración real observada por el sensor remoto *MODIS* para el área de estudio en el período 2008-2014 y la simulada por el modelo para igual período. La **Tabla 4.21** con el resumen estadístico de la comparación entre ambos resultados. De acuerdo con los datos de la evapotranspiración real observada por los sensores remotos como promedio en el período de 5 años se observa una evapotranspiración promedio regional de 313.2 mm, las zonas mayores valores de evapotranspiración observada corresponden a la cobertura boscosa, áreas agrícolas y cuerpos de agua con ET superiores a los 600 mm/anuales hasta alcanzar el valor máximo de 1100 mm/anuales.

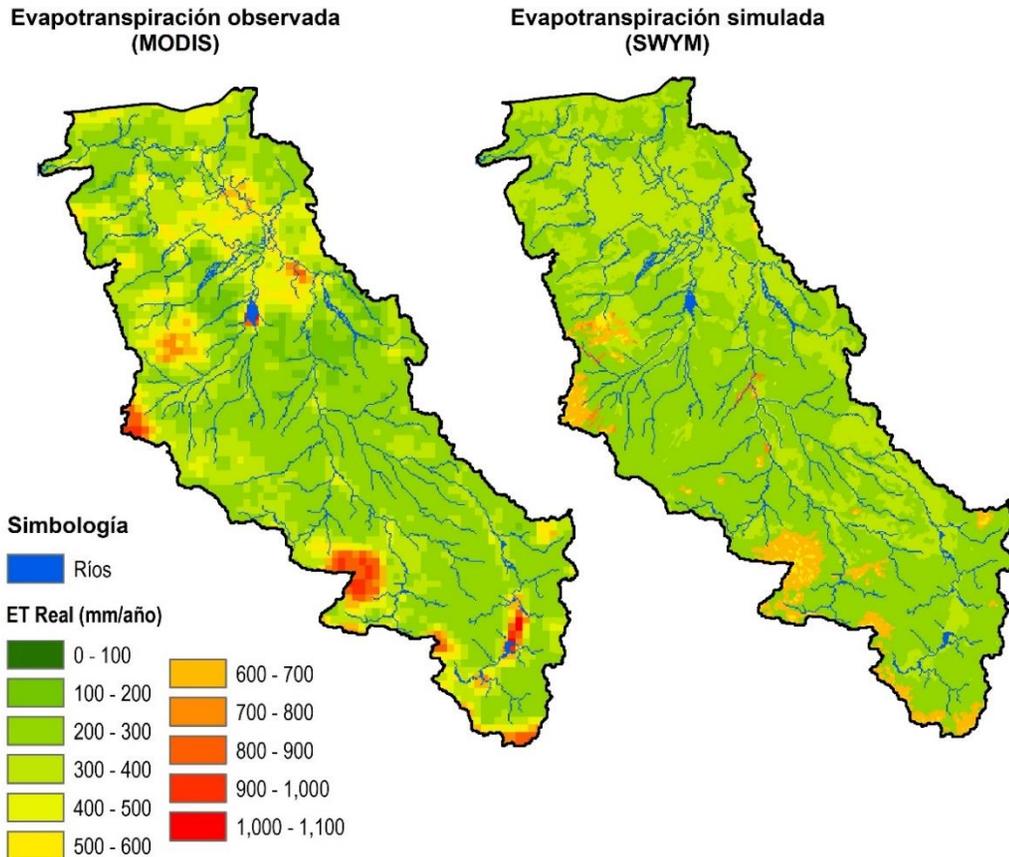


Figura 4.28 a) Evapotranspiración real observada por sensores remotos y **b)** evapotranspiración simulada por el modelo InVEST Seasonal Water Yield para el período 2008-2014.

La mayor diferencia en el ajuste la evapotranspiración observada se sigue produciendo en los cuerpos de agua con una diferencia de -134.72 mm que representa una subestimación de 35.77% de los valores observados, en la discusión de los resultados se hace referencia las posibles causas de las desviaciones observadas.

La evapotranspiración real simulada en la vegetación natural (matorral, pastizal inducido y vegetación arbustiva) presenta en todos los casos sesgo negativo, con valores que oscilan entre, -4.37 y -11.44%. Por su parte, en la agricultura de riego y de temporal se produce un ajuste satisfactorio entre la evapotranspiración real simulada por SWY y la observada por MODIS con subestimaciones regionales de -2.29 y -4.19% respectivamente.

A nivel regional el modelo SWY subestima en un 3.11% la evapotranspiración real media para toda la región con un valor estimado de 311.82 mm, 1.38 mm inferior a la observada lo que representa un sesgo de -0.44%.

En la discusión de los resultados se profundiza en el ajuste de parámetros para cada UCS y se dan los elementos para contrastar las diferencias obtenidas en el proceso de calibración de este elemento.

Tabla 4.21 Resumen estadístico de comparación entre la evapotranspiración real observada y simulada en el período 2008-2014.

Uso y cobertura del suelo	Área (ha)	%área total	ETr prom observada (mm)	ETr prom simulada (mm)	Diferencias (mm)	PBIAS
Agricultura de riego	64403.48	19.81	328.02	320.51	-7.51	-2.29
Agricultura de temporal	142004.3	43.68	273.31	261.86	-11.45	-4.19
Asentamientos humanos	5987.54	1.84	277.05	248.59	-28.46	-10.27
Bosques	20163.26	6.20	568.51	630.94	62.43	10.98
Cuerpos de agua	5704.74	1.75	376.67	241.95	-134.72	-35.77
Matorral	5226.91	1.61	325.28	297.29	-27.99	-8.60
Pastizal inducido	43885.9	13.50	281.19	268.91	-12.28	-4.37
Vegetación arbustiva	37700.07	11.60	333.32	295.17	-38.14	-11.44
Regional	325076.2	-	313.20	311.82	-1.38	-0.44

4.6. Recarga potencial del agua subterránea

Para el período 1975-1979 los valores de recarga potencial estimados por el modelo para la región del AVSJR oscilan entre 13.83-441 mm/anuales (**Figura 4.28**). Como promedio en la región 11.12% de la lluvia se convierte en recursos subterráneos, a nivel regional equivalen a 85.61 mm/anuales que representan un volumen estimado de 278.29 hm³/anuales (**Tabla 4.22**).

Se puede observar que en la zona sur de la región se estiman valores de recarga potencial que oscilan entre 81.28-347.61 mm, viendo una variedad en la respuesta la recarga que como promedio genera 169.82 mm/año al agua subterránea en la región. De acuerdo con los resultados de la relación entre la precipitación promedio y la recarga estimada, la zona de mayor recarga se ubica en la porción sur, suroeste y sureste de la región donde aproximadamente el 15.47% de la precipitación se convierte en agua subterránea, coincidiendo con las condiciones climáticas y geológicas para que se produzcan los procesos de recarga, pues en esta zona además de ocurrir el mayor volumen de precipitación anual de

la región predominan las rocas de permeabilidad media (Tobas Riolíticas-Tobas dacíticas) y Alta (Andesitas y basaltos).

En la región centro, la contribución de la precipitación a los recursos de agua subterránea se reduce un 5% respecto a las zonas superiores. La zona con menor aporte a la recarga se estima que es el Valle y la zona Norte, con valores promedio del 7.75% de la precipitación.

Tabla 4.22 Resumen de la precipitación promedio, recarga potencial estimada y la relación R/Pr simulado por el modelo Seasonal Water Yield para el período 1975-1979.

Zona Geográfica/Subcuenca		Precipitación promedio (mm/año)	Recarga potencial (mm/año)	Relación Pr/R (%)
<i>Sur (11%)</i>	1	871.9	169.82	19.43
	2	872.46	137.83	15.63
<i>Suroeste (15.7%)</i>	3	792.71	112.41	13.89
	6	868.76	120.77	13.83
<i>Sureste (9.6%)</i>	4	838.53	155.21	18.07
	5	752.04	90.13	12.01
<i>Centro (22.5%)</i>	7	739.07	76.49	10.284
	8	829.9	84.71	10.13
	9	820.46	92.38	11.25
<i>Valle (29.8%)</i>	10	646.64	58.98	8.92
	11	580.81	41.71	6.61
	12	603.97	61.87	9.88
	13	547.7	29.144	5.24
<i>Noroeste (11.4%)</i>	14	558.09	46.76	8.13
<i>Regional</i>		716.97	85.61	11.12

Para el período 2003-2007 los valores de recarga potencial estimados por el modelo para la región del AVSJR oscilan entre 9.96-363 mm/anuales (**Figura 4.29**). Como promedio en la región 9.4% de la lluvia se convierte en recursos subterráneos, a nivel regional equivalen a 67.97 mm/anuales que representan un volumen estimado de 220.95 hm³/anuales (**Tabla 4.20**).

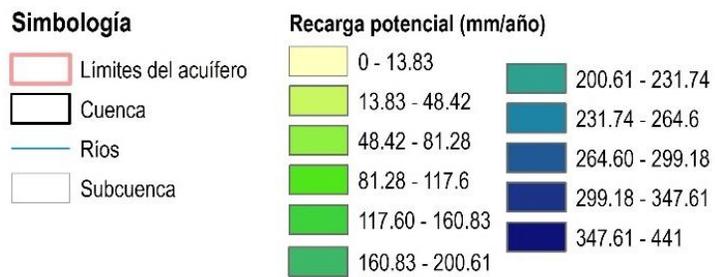
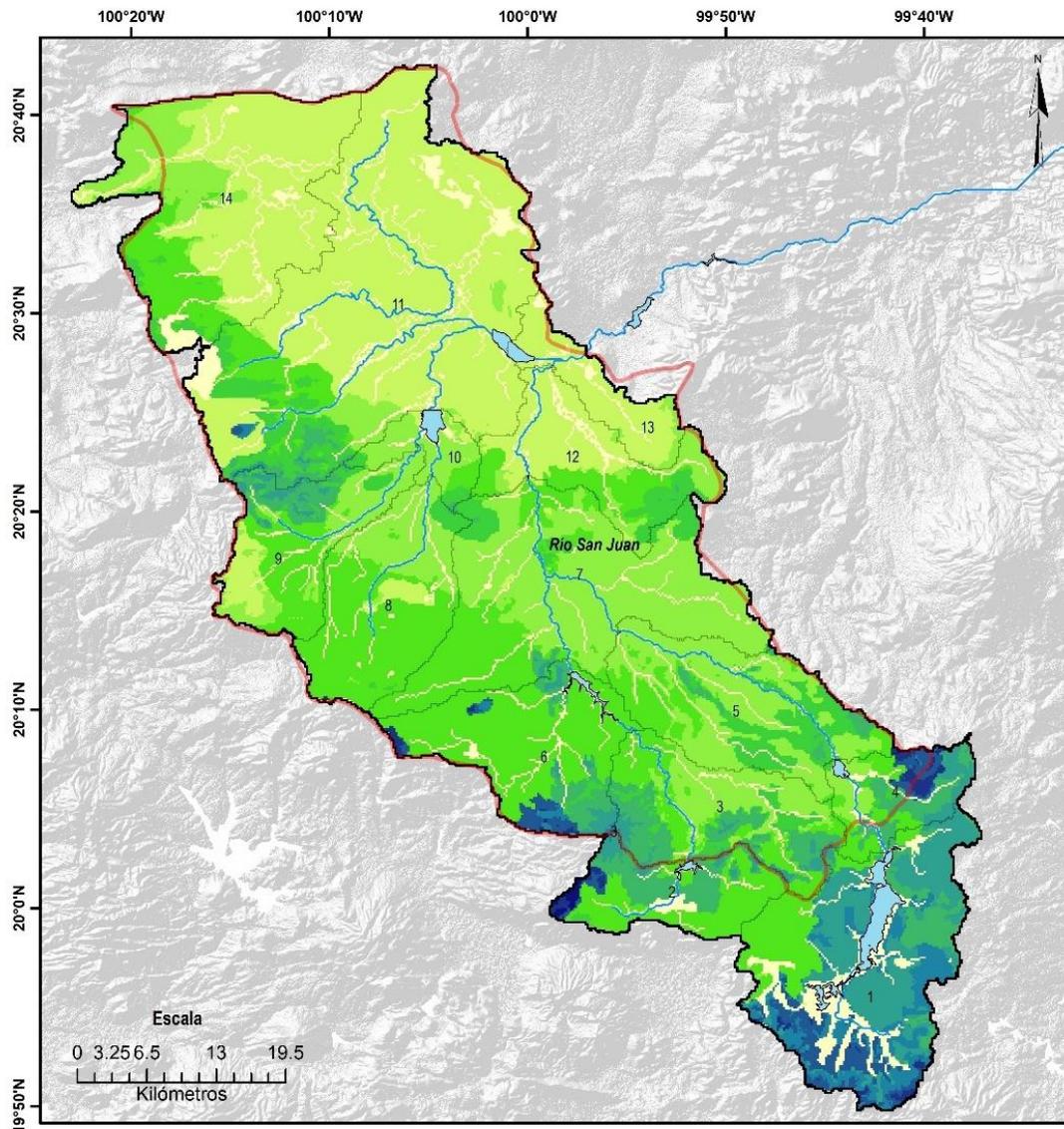


Figura 4.28 Recarga potencial estimada por el modelo Seasonal Water Yield para el área del acuífero del Valle de San Juan del Río en el período 1975-1979.

La zona de mayor recarga se ubica en la porción sur y suroeste de la región donde aproximadamente el 15.6% de la precipitación se convierte en agua subterránea. En el Valle y en la porción centro y noroeste de la región la contribución de la precipitación a los recursos

de agua subterránea es significativamente menor, estimándose que en promedio el 6.9% de la precipitación se convierte en recarga.

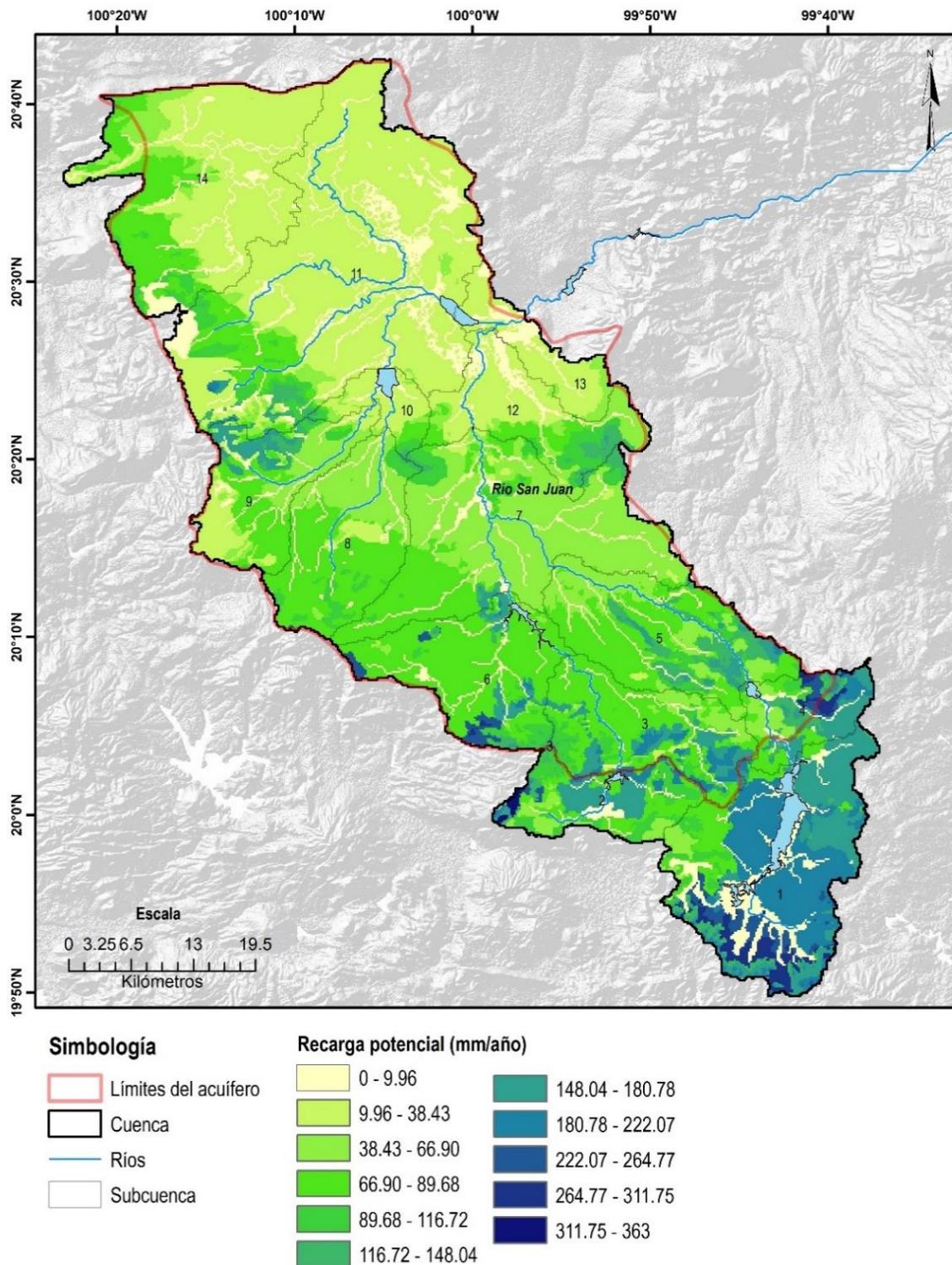


Figura 4.29 Recarga potencial estimada por el modelo Seasonal Water Yield para el área del acuífero del Valle de San Juan del Río en el período 2003-2007.

Tabla 4.20 Resumen de la precipitación promedio, recarga potencial estimada y la relación R/Pr simulado por el modelo Seasonal Water Yield para el período 2003-2007.

Zona Geográfica/Subcuenca		Precipitación promedio (mm/año)	Recarga potencial estimada (mm/año)	Relación Pr/R (%)
<i>Sur (11%)</i>	1	928.33	144.78	15.60
	2	907.91	108	11.90
<i>Suroeste (15.7%)</i>	3	870.73	96.67	11.10
	6	850.03	126.91	14.93
<i>Sureste (9.6%)</i>	4	884.86	80.562	9.10
	5	795.53	90.8	11.41
<i>Centro (22.5%)</i>	7	727.65	59.51	8.18
	8	804.28	67.63	8.41
	9	786.23	65.39	8.32
<i>Valle (29.8%)</i>	10	596.27	40.9	6.86
	11	560.02	27.08	4.84
	12	586.93	46.59	7.94
	13	516.73	19.37	3.75
<i>Noroeste (11.4%)</i>	14	578.17	40.01	6.92
<i>Regional</i>		723.11	67.97	9.40

Para el período 2008-2014 los valores de recarga potencial estimados por el modelo para la región del AVSJR oscilan entre 11.65-363 mm/anuales (**Figura 4.30**). Como promedio en la región 9.75% de la lluvia se convierte en recursos subterráneos, a nivel regional equivalen a 67.97 mm/anuales (**Tabla 4.20**).

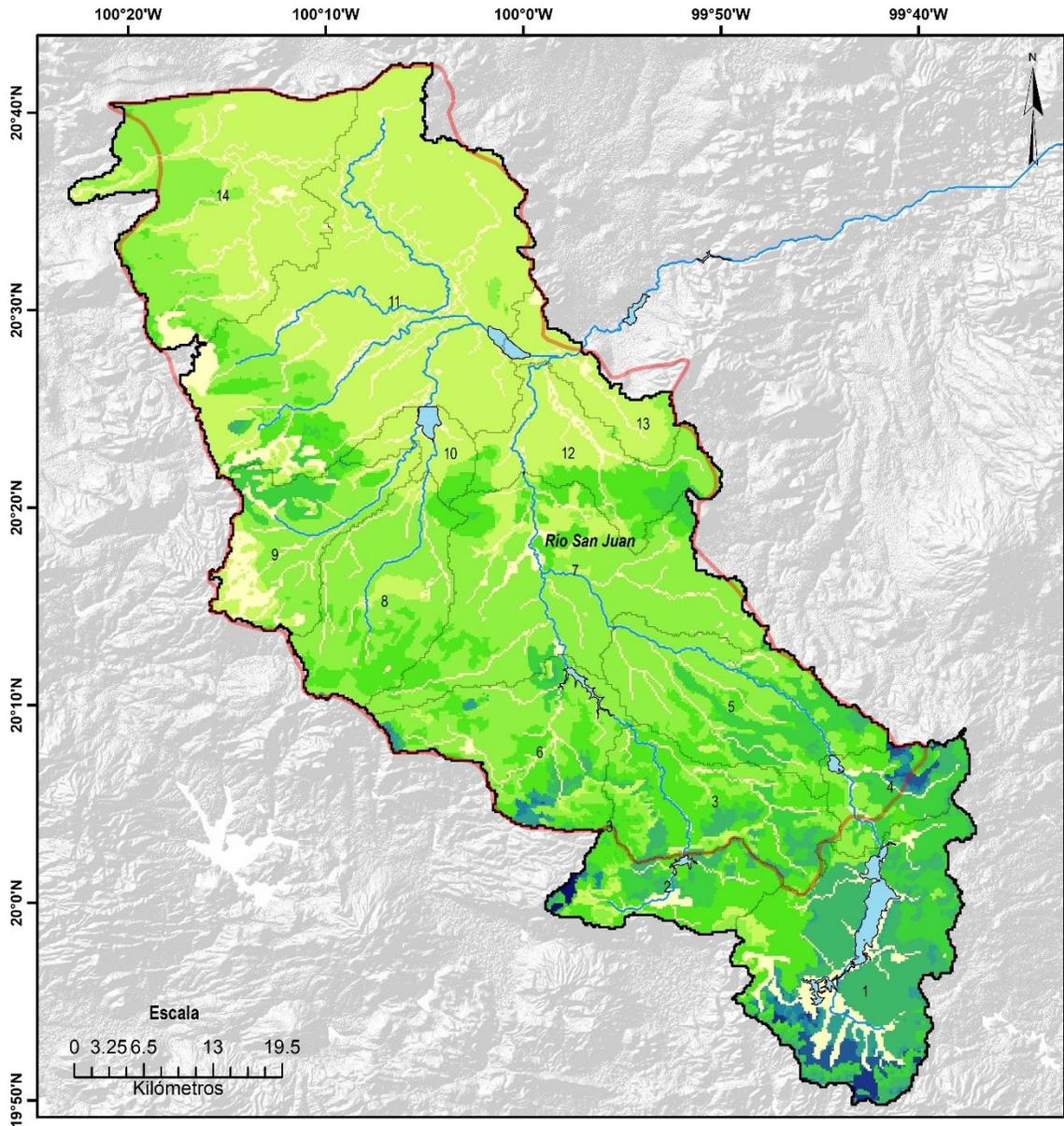


Figura 4.30 Recarga potencial estimada por el modelo Seasonal Water Yield para el área del acuífero del Valle de San Juan del Río en el período 2008-2014.

Tabla 4.20 Resumen de la precipitación promedio, recarga potencial estimada y la relación R/Pr simulado por el modelo Seasonal Water Yield para el período 2008-2014.

Zona Geográfica/Subcuenca		Precipitación promedio (mm/año)	Recarga potencial estimada (mm/año)	Relación Pr/R (%)
<i>Sur (11%)</i>	1	815.80	125.85	18.55
	2	809.88	95.59	12.69
<i>Suroeste (15.7%)</i>	3	760.95	83.91	11.46
	6	734.71	75.14	10.79
<i>Sureste (9.6%)</i>	4	762.74	113.30	16.14
	5	706.03	75.41	11.27
<i>Centro (22.5%)</i>	7	637.79	51.86	8.75
	8	673.71	54.14	8.58
	9	656.12	50.53	8.71
<i>Valle (29.8%)</i>	10	529.59	37.23	8.01
	11	513.46	27.95	5.99
	12	545.82	46.66	8.90
	13	506.99	24.95	5.31
<i>Noroeste (11.4%)</i>	14	497.52	34.12	7.50
<i>Regional</i>		637.09	60.25	9.75

4.7. Análisis de las proyecciones de CC en las variables que influyen en el rendimiento hídrico futuro

Las proyecciones de cambio en el uso y cobertura del suelo obtenidas a partir de los análisis realizados con la herramienta *Land Change Modeler* de TerrSet es la base de la modelación del rendimiento hídrico futuro y su contribución a la recarga potencial al agua subterránea. Estas proyecciones parten del supuesto de considerar que el cambio de uso y cobertura del suelo entre el período 1975-1979 y 2003-2007 sigan el mismo comportamiento estadístico (**Figura 4.31**).

De acuerdo con estas proyecciones, en el período 2041-2060 estadísticamente se proyecta una disminución en las áreas de agricultura de riego en el orden del 2.8%, que es sustituida con el aumento de la agricultura de temporal (2.26%) y los asentamientos humanos (21.6%) respecto al período anterior, con la consecuente reducción el pastizal inducido (3.19%) y la vegetación arbustiva (3.88%). El mismo comportamiento se observa en el período 2061-2080 con proyecciones de reducción, con porcentajes de cambio similares a los proyectados entre los períodos anteriores. En el caso del Bosque las proyecciones siguen la tendencia del aumento

de la cobertura boscosa entre un 1.09 y 3.33% consecuente con la recuperación de zonas de recarga y pago de servicios ecosistémicos de los programas de recuperación del acuífero del Valle de San Juan del Río.

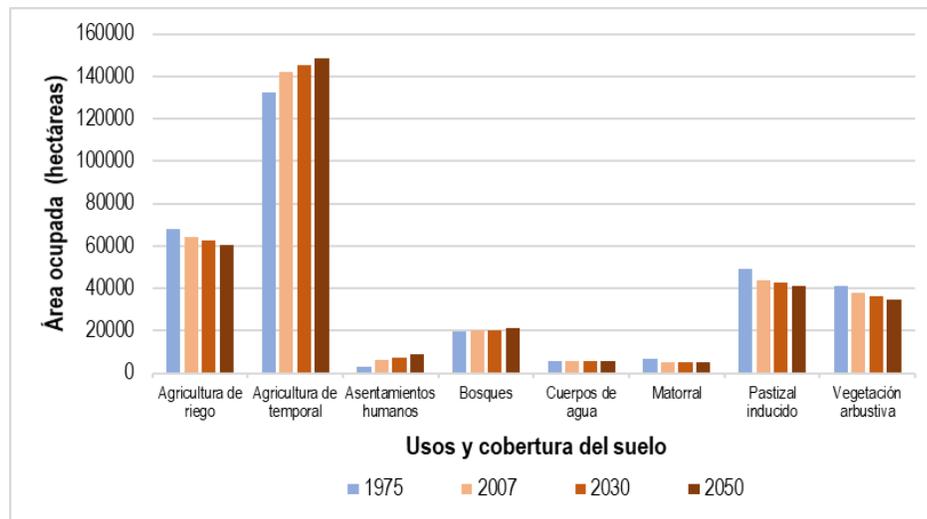


Figura 4.31 Área ocupada por cada uno y cobertura del suelo en los períodos de simulación para el rendimiento hídricos retrospectivo y actual, y considerando las proyecciones para los períodos 2041-2060 y 2061-2080.

Especialmente puede notarse en la **Figura 4.32** que para el período 2041-2060 todos los modelos presentan una reducción de la precipitación más significativa en la zona sur y suroeste, observándose reducciones porcentuales entre -3.9 y -22.6% para el escenario RCP4.5 y entre -6.2 y -23% para el escenario RCP8.5 respecto al escenario de referencia, respectivamente. La tendencia general de la zona norte de la región, de acuerdo con las proyecciones de los *MCG* es al aumento de la precipitación media anual en porcentajes entre +4.2 y +11.2%. En toda la región del valle se proyectan ligeros cambios en la precipitación que varían entre -0.01 y -13%, aumentando ligeramente las diferencias en la región centro, con diferencias proyectadas respecto a la precipitación del período base que ascienden en algunos *MCG* a -20.2%.

Según las proyecciones de los *MCG* considerados en la investigación (**Tabla 4.23**), la precipitación medial anual en la región en el período 2041-2060 para el escenario RCP4.5 y 8.5 disminuirá como promedio 31.75 y 15.96 mm a nivel regional, respectivamente. Las reducciones en la precipitación media anual proyectada por los modelos significan en promedio un -4.58% de volumen de lluvias para el escenario RCP4.5 respecto al período base

(2003-2007), notándose para el escenario RCP8.5 una disminución de -2.30%, inferior a la proyectada para el escenario RCP4.5.

Tabla 4.23 Resumen de la precipitación y temperatura media anual proyectada para el período 2041-2060 por los MCG para los escenarios de cambio climático RCP4.5 y 8.5.

Variable	Escenario	MCG	Base	2041-2060	Cambio	%Cambio		
Precipitación media anual (mm)	RCP 4.5	<i>HADGEM2-AO</i>	693.28	666.81	-26.47	-3.82		
		<i>MRI-CGCM3</i>		701.87	8.59	1.24		
		<i>CNRM-CM5</i>		615.91	-77.38	-11.16		
		Promedio		661.53	-31.75	-4.58		
	RCP 8.5	<i>HADGEM2-AO</i>		685.07	-8.21	-1.18		
		<i>MRI-CGCM3</i>		686.87	-6.41	-0.93		
		<i>CNRM-CM5</i>		660.03	-33.25	-4.80		
		Promedio		677.32	-15.96	-2.30		
	Temperatura promedio anual (°C)	RCP 4.5		<i>HADGEM2-AO</i>	15.9	17.63	1.73	10.88
				<i>MRI-CGCM3</i>		16.81	0.91	5.71
<i>CNRM-CM5</i>			17.14	1.24		7.78		
Promedio			17.19	1.29		8.12		
RCP 8.5		<i>HADGEM2-AO</i>	18.36	2.46		15.46		
		<i>MRI-CGCM3</i>	17.51	1.61		10.13		
		<i>CNRM-CM5</i>	17.45	1.55		9.77		
		Promedio	17.77	1.87		11.79		

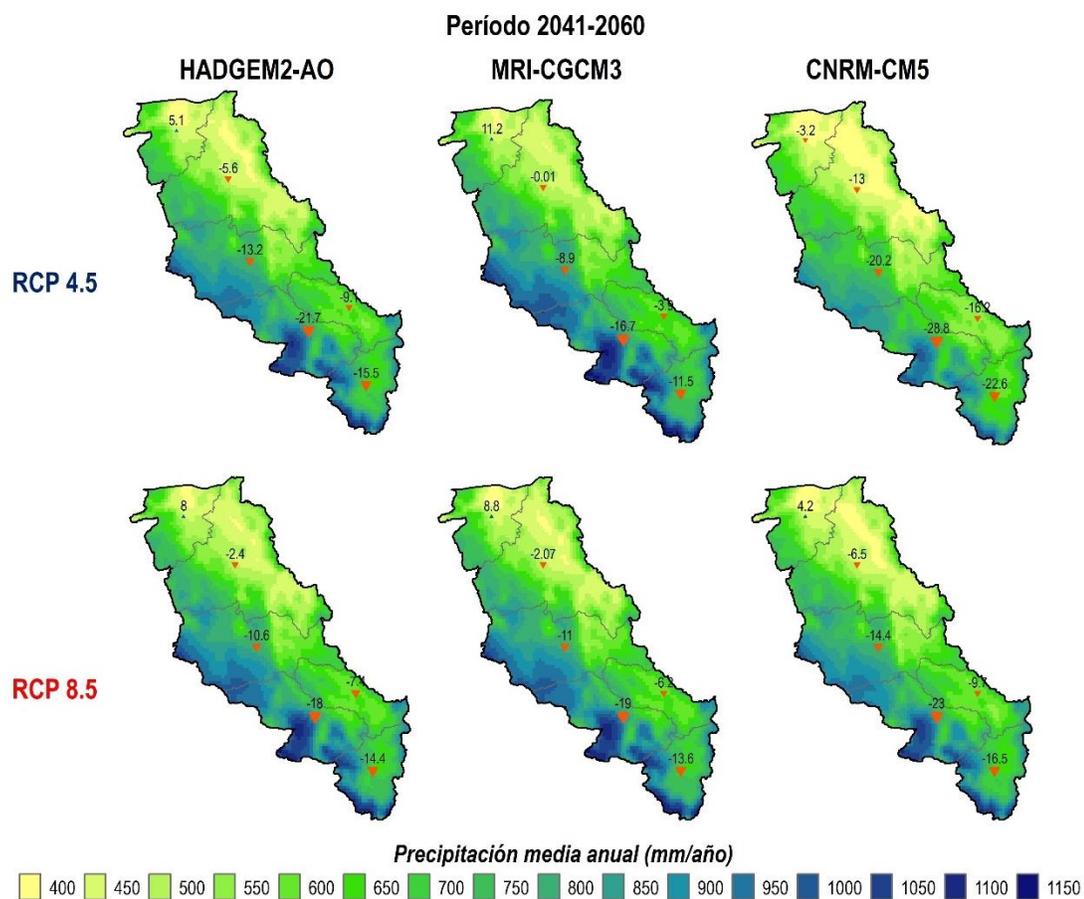


Figura 4.32 Precipitación media anual proyectada por los MCG en el período 2041-2060 para los escenarios RCP4.5 y 8.5.

De acuerdo con el análisis general de los resultados individuales de los MCG para este período no se producen diferencias significativas entre el escenario de estabilización y el escenario pesimista. De manera individual el modelo CNRM-CM5 presenta resultados más alarmantes para el área, proyectando una reducción de la precipitación superior al 11% para el escenario de estabilización (**Tabla 4.23**), los que sugiere que sin importar las medidas que se tomen a nivel global para reducir las emisiones de gases de efecto invernadero atenuar el cambio del clima mundial, las afectaciones en cuanto a la variación de la precipitación serán visibles en el Valle de San Juan del Río, con alto grado de probabilidad.

A nivel regional se evidencia en la **Figura 4.33** los modelos proyectan en todos los casos un aumento de la temperatura promedio entre el escenario RCP4.5 y 8.5, concentrándose fundamentalmente en la región norte y en el valle, donde los MGC proyectan un aumento en la temperatura media anual entre 1-1.82°C para el escenario RCP4.5 y 1.66-2.55°C para el escenario RCP8.5.

En el caso de la temperatura se aprecia que el modelo HADGEM2-AO proyecta un mayor aumento en la temperatura promedio anual en la región, que es 10.88 y 15.46% superior a la del período base para el escenario RCP4.5 y 8.5 respectivamente (**Tabla 4.23**). Por lo que este modelo proyecta un aumento de la temperatura de 1.73°C si se produjera el escenario de estabilización y de 2.46°C de producirse el escenario pesimista. Al analizar la respuesta promedio de los modelos se observa que estos estiman un incremento regional de la temperatura promedio que asciende a 1.29°C (RCP4.5) y 1.87°C (RCP8.5), que significa una variación respecto al período base de 8.12 y 11.79% respectivamente.

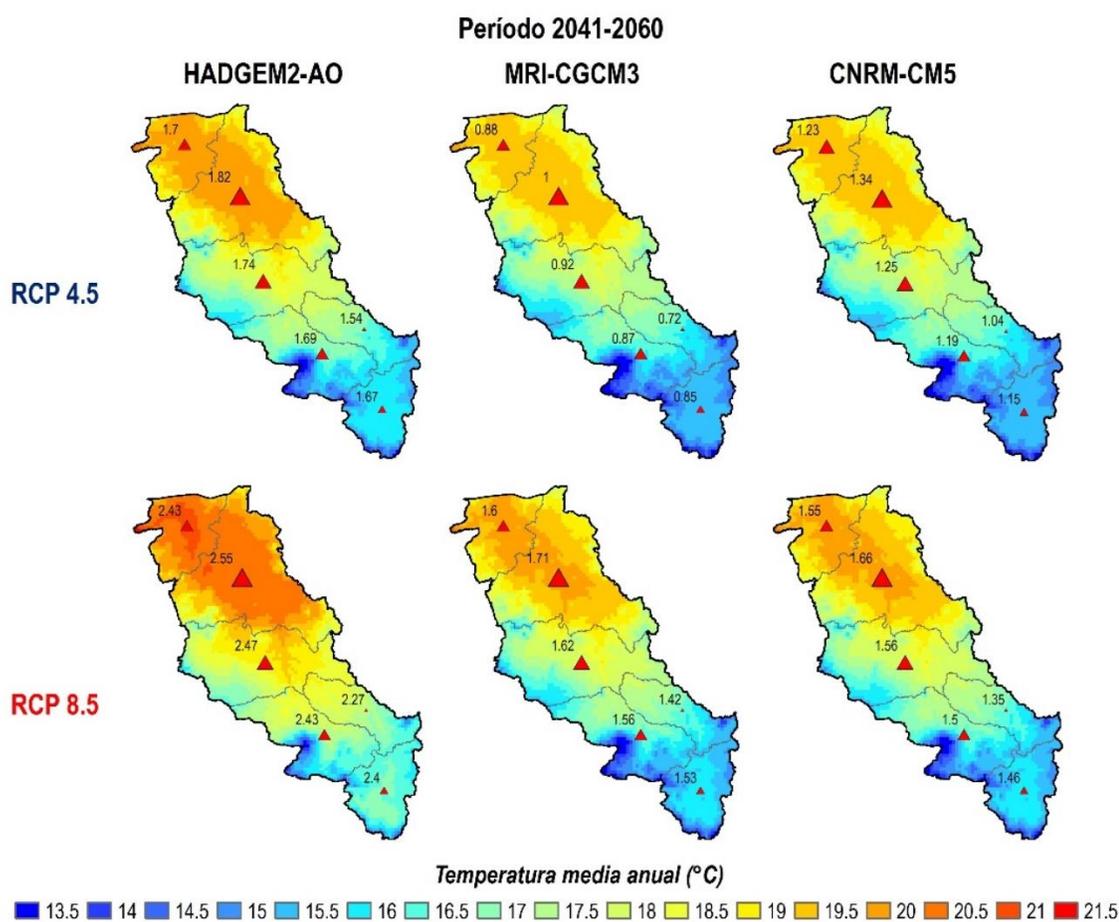


Figura 4.33 Temperatura media anual proyectada por los MCG en el período 2041-2060 para los escenarios RCP4.5 y 8.5.

Para finales de siglo, puede observarse en la **Figura 4.33**, que continua la tendencia en la variación de la precipitación descrita en el período anterior. Se intensifica la disminución de la precipitación media anual en la zona sur y sureste de la región superando en todos los casos el -15% de reducción respecto al período base. De acuerdo con los resultados de los MCG la zona donde se producirán las mayores y llegando a valores de -28.9% como los proyectados

por el modelo CNRM-CM5 para el escenario RCP8.5. Se proyecta para la región una disminución de la precipitación que varía aproximadamente entre 31.64 y 59.32 mm en función del grado de emisiones mundiales de gases de efecto invernadero (**Tabla 4.24**). Estas proyecciones apuntan a que para 2080, en la región de estudio se vean reducidos los volúmenes de precipitación media anual en el orden de 4.56% para el escenario de estabilización y 8.56% para el escenario pesimista, evidenciándose las diferencias que se presentan en la precipitación para los escenarios que asciende a un 4%.

Tabla 4.24 Resumen de la precipitación y temperatura media anual proyectada para el período 2061-2080 por los MCG para los escenarios de cambio climático RCP4.5 y 8.5.

Variable	Escenario	MCG	Base	2061-2080	Cambio	%Cambio		
Precipitación media anual (mm)	RCP 4.5	<i>HADGEM2-AO</i>	693.28	678.57	-14.72	-2.12		
		<i>MRI-CGCM3</i>		657.72	-35.56	-5.13		
		<i>CNRM-CM5</i>		648.65	-44.64	-6.44		
		Promedio		661.64	-31.64	-4.56		
	RCP 8.5	<i>HADGEM2-AO</i>		643.60	-49.69	-7.17		
		<i>MRI-CGCM3</i>		640.51	-52.78	-7.61		
		<i>CNRM-CM5</i>		617.80	-75.48	-10.89		
		Promedio		633.97	-59.32	-8.56		
	Temperatura promedio anual (°C)	RCP 4.5		<i>HADGEM2-AO</i>	15.9	18.13	2.23	14.00
				<i>MRI-CGCM3</i>		17.32	1.42	8.93
<i>CNRM-CM5</i>			17.32	1.42		8.90		
Promedio			17.59	1.69		10.61		
RCP 8.5		<i>HADGEM2-AO</i>	19.57	3.67		23.07		
		<i>MRI-CGCM3</i>	18.41	2.51		15.80		
		<i>CNRM-CM5</i>	18.51	2.61		16.40		
		Promedio	18.83	2.93		18.42		

La temperatura promedio anual proyectada para este período mantiene la tendencia del aumento en la región norte y centro del área de estudio, con valores que superan +1.5°C hasta +2.32°C para el escenario RCP4.5 y siendo más extremo para el escenario RCP 8.5 donde se observa que en para toda la región la temperatura supera 2.4°C a la temperatura del período base. De manera similar al período anterior el modelo HADGEM2-AO proyecta el mayor aumento en la temperatura media, que asciende a 3.67°C regional para el escenario RCP8.5 (**Tabla 4.34**), observándose espacialmente el aumento en toda la zona norte, el valle y extendiéndose a la zona centro. En la zona sur, respecto al período anterior también se observa un aumento de la temperatura media anual hasta +3.6°C para el modelo más pesimista.

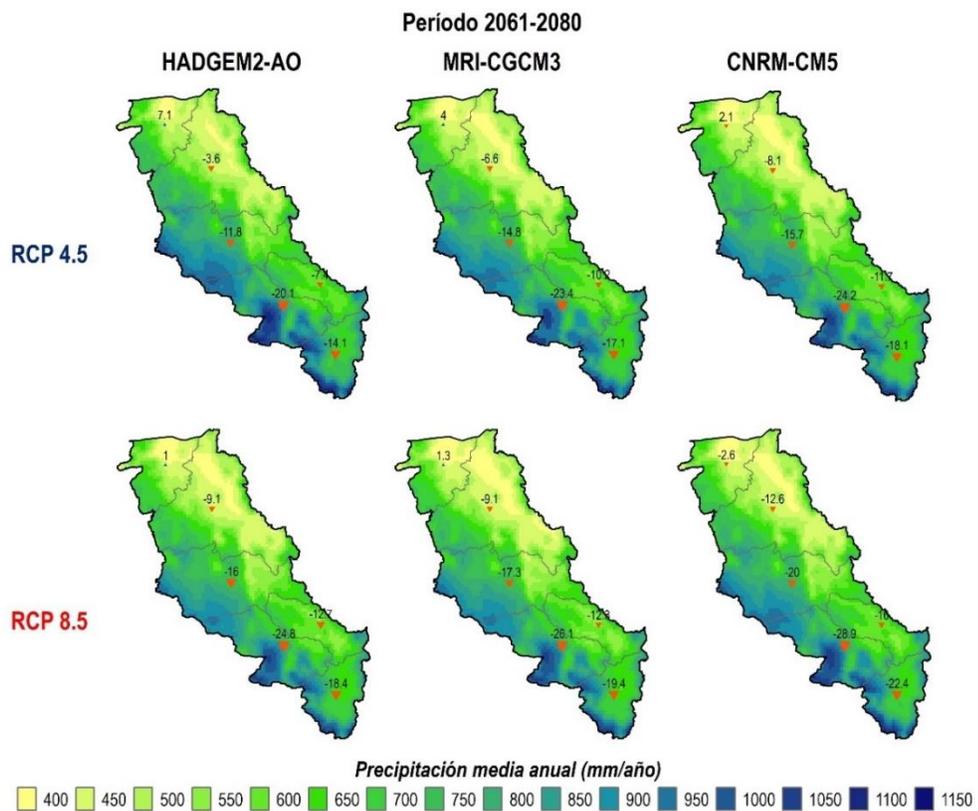


Figura 4.34 Precipitación media anual proyectada por los MCG en el período 2061-2080 para los escenarios RCP4.5 y 8.5.

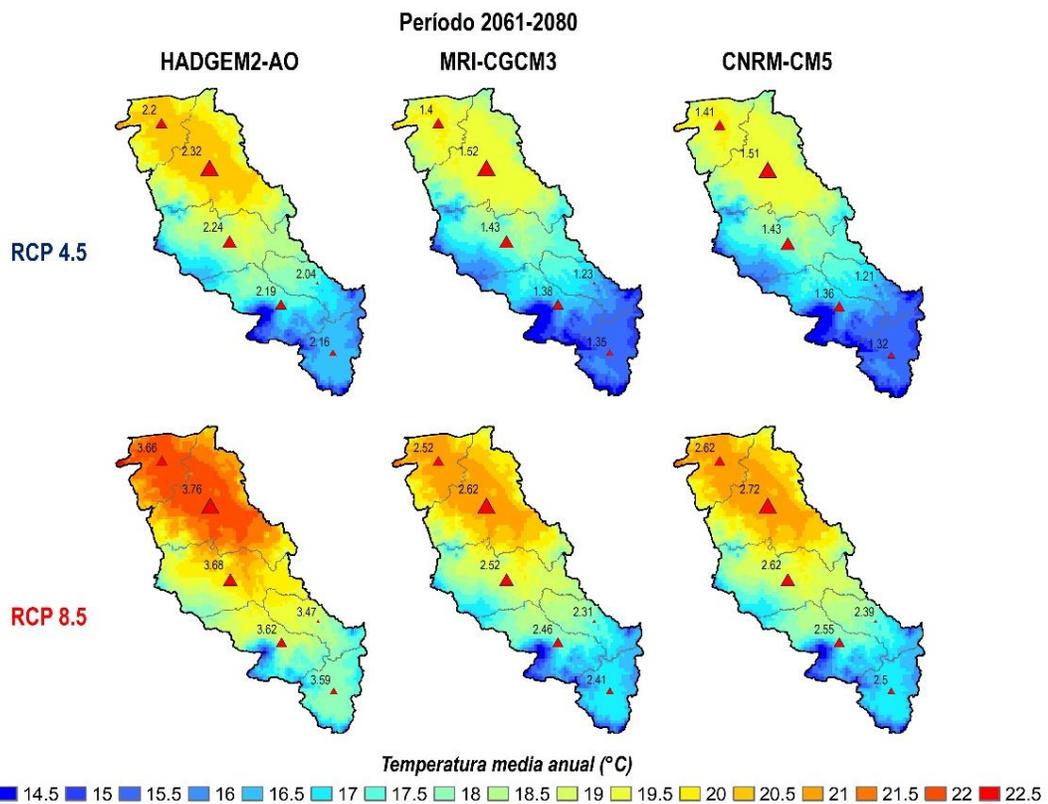


Figura 4.35 Temperatura media anual proyectada por los MCG en el período 2061-2080 para los escenarios RCP4.5 y 8.5.

4.8. Rendimiento hídrico futuro y su contribución a la recarga potencial del agua subterránea

De acuerdo con los resultados del modelo *Seasonal Water Yield*, para el período 2041-2060 se verá reducido el rendimiento hídrico superficial en un 9.30% para el escenario RCP4.5, lo que implica aproximadamente 27.21 mm menos que en el período base. Para el escenario RCP8.5 se estima también una reducción de aproximadamente 4.90 mm, de menor proporción que el escenario de estabilización, influido por la recuperación en la precipitación observada en las respuestas de los modelos discutida en el apartado anterior. De acuerdo con los parámetros considerados en la estimación, no se producen a nivel regional grandes variaciones en la evapotranspiración real, asociada a la relativa estabilidad en el cambio de uso y cobertura del suelo, en una zona donde principalmente abunda la agricultura de temporal.

Tabla 4.25 Resumen de la evapotranspiración real y el rendimiento hídrico superficial estimado por el modelo SWY para el período 2041-2060 por los MCG para los escenarios de cambio climático RCP4.5 y 8.5.

Variable	Escenario	MCG	Base	2041-2060	Cambio	%Cambio		
ETr* (mm/año)	RCP 4.5	HADGEM2-AO	332.68	341.66	8.98	2.70		
		MRI-CGCM3		333.44	0.76	0.23		
		CNRM-CM5		331.32	-1.36	-0.41		
		Promedio		335.47	2.79	0.84		
	RCP 8.5	HADGEM2-AO		345.56	12.88	3.87		
		MRI-CGCM3		327.42	-5.26	-1.58		
		CNRM-CM5		334.47	1.79	0.54		
		Promedio		335.81	3.13	0.94		
	RH+ (mm/año)	RCP 4.5		HADGEM2-AO	292.63	265.13	-27.50	-9.40
				MRI-CGCM3		299.47	6.84	2.34
CNRM-CM5			231.66	-60.98		-20.84		
Promedio			265.42	-27.21		-9.30		
RCP 8.5		HADGEM2-AO	277.25	-15.38		-5.26		
		MRI-CGCM3	292.45	-0.18		-0.06		
		CNRM-CM5	265.18	-27.46		-9.38		
		Promedio	278.29	-14.34		-4.90		

* ET: Evapotranspiración real estimada, + RH: Rendimiento hídrico superficial estimado.

 Incremento

 Disminución

En el periodo 2061-2080 se presentan cambios superiores a 3.75% en la evapotranspiración real estimada, fundamentalmente para el escenario RCP8.5 ligada directamente con el aumento de la temperatura media en la región respuesta del clima a las altas emisiones de gases de efecto invernadero a nivel global. La respuesta del modelo SWY con las forzantes

climáticas para este período indica para 2080 el rendimiento hídrico en la región se puede ver reducido aproximadamente en un 9.13% para el escenario RCP4.5. Los resultados generados para el escenario RCP8.5. resultan alarmantes, ya que, con las forzantes climáticas consideradas, se proyecta una disminución aproximada de 19.52% del rendimiento hídrico superficial en la región respecto al histórico.

Tabla 4.26 Resumen evapotranspiración real y el rendimiento hídrico superficial estimado por el modelo SWY para el período 2061-2080 por los MCG para los escenarios de cambio climático RCP4.5 y 8.5.

Variable	Escenario	MCG	Base	2061-2080	Cambio	%Cambio
ET ^r (mm/año)	RCP4.5	HADGEM2-AO	332.68	342.77	10.09	3.03
		MRI-CGCM3		329.00	-3.68	-1.11
		CNRM-CM5		333.31	0.63	0.19
		<i>Promedio</i>		335.03	2.35	0.71
	RCP8.5	HADGEM2-AO		385.91	53.23	16.00
		MRI-CGCM3		322.29	-10.39	-3.12
		CNRM-CM5		327.28	-5.40	-1.62
		<i>Promedio</i>		345.16	12.48	3.75
RH ⁺ (mm/año)	RCP4.5	HADGEM2-AO	292.63	273.95	-18.68	-6.38
		MRI-CGCM3		266.66	-25.98	-8.88
		CNRM-CM5		257.15	-35.48	-12.13
		<i>Promedio</i>		265.92	-26.71	-9.13
	RCP8.5	HADGEM2-AO		213.26	-79.37	-27.12
		MRI-CGCM3		258.17	-34.46	-11.78
		CNRM-CM5		235.12	-57.51	-19.65
		<i>Promedio</i>		235.52	-97.16	-19.52

* ET: Evapotranspiración real estimada, + RH: Rendimiento hídrico superficial estimado.

 *Incremento*

 *Disminución*

Condicionado por la variación en el rendimiento hídrico superficial, las estimaciones del modelo SWY apuntan a que en el período 2041-2060 se verán reducidos los aportes de la precipitación a la formación de recursos de agua subterránea entre 6.9 y 10.78% respecto al período antecedente considerando un escenario pesimista y de estabilización respectivamente (**Tabla 4.27**). Las estimaciones para este período apuntan que para el escenario RCP4.5 la recarga potencial asciende a 60.64 mm, 7.33 mm menos que el período antecedente lo que se traduce a nivel regional a 23.8 hm³ menos, mientras que para el escenario RCP8.5 se proyecta que en la región se verá reducida la recarga potencial en 4.75 mm (15.4 hm³ menos).

Tabla 4.27 Resumen de la recarga potencial al agua subterránea estimada por el modelo SWY para los períodos de planeación, MCG y escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero.

Período de planeación	MCG	Recarga potencial (mm/año)		Base	Recarga potencial (hm ³ /año)		Cambio (%)	
		RCP4.5	RCP8.5		RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
2041-2060	<i>HADGEM2-AO</i>	60.02	62.26	220.95	195.11	202.39	-11.70	-8.40
	<i>MRI-CGCM3</i>	68.96	67		224.17	217.80	1.46	-1.43
	<i>CNRM-CM5</i>	52.94	60.39		172.10	196.31	-22.11	-11.15
	Promedio	60.64	63.22		197.13	205.51	-10.78	-6.99
2061-2080	<i>HADGEM2-AO</i>	61.84	44.43	220.95	201.03	144.43	-9.02	-34.63
	<i>MRI-CGCM3</i>	62.06	60.04		201.74	195.18	-8.70	-11.67
	<i>CNRM-CM5</i>	58.18	55.4		189.13	180.09	-14.40	-18.49
	Promedio	60.7	53.29		197.32	173.23	-10.70	-21.60

 *Incremento*  *Disminución*

Las estimaciones de la recarga potencial para el período 2061-2080 en el escenario RCP4.5 son muy similares a las obtenidas para el período anterior lo que significa que, para el escenario de estabilización, pueden verse reducida la recarga potencial al agua subterránea en la región sin que exista variación significativa de un período de planeación a otro. Para el escenario RCP8.5 se estima una reducción del 21.5% de los aportes de la precipitación a la formación de recursos de agua subterránea, compatible con la disminución de la precipitación media anual, el rendimiento hídrico superficial y el aumento de la evapotranspiración real en la región. La recarga potencial estimada para este período asciende a 53.29 mm, 14.68 mm inferior a la recarga actual, en proporciones de volumen la reducción de los recursos de agua subterránea en la región para este escenario asciende a 47.7 hm³.

4.9. Discusión de los resultados

Disponibilidad de datos hidrométricos para la calibración

Del análisis realizado de la disponibilidad de datos de caudales mensuales y el comportamiento de vasos de las presas pueden apuntarse un grupo de cuestiones que pueden ayudar a la reducción y cuantificación del error que se generan en las estimaciones del rendimiento hídrico y su contribución a la recarga del agua subterránea en la región.

Aunque en el **acápito 4.1** se hace una descripción exhaustiva de las estaciones hidrométricas en la región y de cómo a partir de la información del comportamiento de vasos de las presas es posible la extensión de ese balance a nivel regional para generar datos en algunas subcuencas sin datos hidrométricos, se presenta la situación de la escala temporal de los datos disponibles que sigue siendo un problema a considerar en la modelación hidrológica con el nivel de cobertura actual de datos hidrométricos en la región.

En trabajos desarrollado por el Centro Queretano de Recursos Naturales (CONCYTEQ) ([de la Llata et al., 2018](#)) se hace referencia a la problemática de calidad y disponibilidad de datos para desarrollar modelaciones hidrológicas en la región. Sobre la calidad de la información los autores señalan que una de las posibles causas puede estar asociada a *“que al ser capturadas de forma manual, por personal muchas veces sin el perfil técnico adecuado, puede tener errores de captura, lo que obliga a realizar análisis para detectar datos atípicos”*. Y en cuanto a la disponibilidad de datos hidrométricos se apunta que *“hay un descuido muy fuerte a partir del año 1986 -de las estaciones hidrométricas -, un ligero repunte a partir del año 2000, para caer a sólo 7 estaciones activas en el presente, valor menor al registrado setenta años antes”*

En un futuro, debería considerarse por las instituciones gestoras del agua en la región la necesidad de fortalecerse la infraestructura de medición de los caudales en los ríos en toda la región, haciendo especial énfasis en la necesidad de hidrometría en la región de la zona noroeste y en el valle, que carecen en su totalidad de mediciones de flujos desde el año 1948 cuando se realizó la última de las mediciones y se cancelaron las dos estaciones hidrométricas que se ubicaban en Arroyo Seco (Estación ID 26172 “Pedro Escobedo”) y Arroyo de la D (Estación ID 26150 “El Sauz”). El emplazamiento de una estación hidrométrica en esta región permitiría mejorar el entendimiento del balance hídrico local y cuantificar el rendimiento hídrico superficial que se genera en la zona de mayor explotación del acuífero y donde

predomina la agricultura de riego como principal uso del suelo y que representan el 41.20% de la cuenca superficial que tributa al acuífero del Valle de San Juan del Río.

Por otra parte, deberá trabajarse en el fortalecimiento de la red de monitoreo actual de los flujos en ríos, evaluándose la posibilidad de su automatización para reducir los errores en la toma de datos y abriendo la posibilidad a un registro continuo en el tiempo que permita la aplicación de modelos hidrológicos como el calibrado para la región. Por otra parte, en el caso de las presas existentes, se deberá trabajar en el completamiento de sus balances diarios de entregas, derivaciones y vertimientos, pues en una cuenta altamente regulada, esta información es esencial para evaluar el comportamiento del rendimiento hídrico a menor escala.

La problemática descrita en el Valle de San Juan del Río no es un caso exclusivo, la calidad de los datos, la densidad de estaciones en la región y el nivel de completamiento son reportados con frecuencia en estudios hidrológicos en México y otras regiones del mundo. Así mismo, la hidrometría es considerada uno de los temas a analizar en el desarrollo de la hidrología en el país por (Godínez, 1990) que señala que se requieren de inversiones urgentes y necesarias por ser la base de la hidrología en el aprovechamiento y defensa del agua.

Las consideraciones generales y a priori realizadas en la discusión de esta investigación sobre la ampliación y distribución de la red hidrométrica actual es solo un pequeño aporte, deberá considerarse en el futuro un análisis más amplio del emplazamiento de nuevos puntos de medición considerando la densidad de estaciones, su distribución por el territorio y los períodos de observación. El fortalecimiento y renovación de la red hidrométrica actual debe responder a las necesidades de los operadores y de la académica, en un trabajo mancomunado, que permita mejorar considerablemente de la disponibilidad de información confiable para la investigación, para el diseño de acertadas políticas de gestión de los recursos hídricos y que todos estos aportes se traduzcan en decisiones basadas en la ciencia y en información veraz.

Tendencia de las series climatológicas

En el Valle de San Juan del Río, de acuerdo con los resultados de la prueba de MK evaluada en esta investigación, sugiere que la temperatura máxima y mínima anual ha aumentado en la región en $+0.31^{\circ}\text{C}$ y $+0.21^{\circ}\text{C}$ respectivamente, estos resultados para esta región son coherentes con los obtenidos en otros estudios.

De acuerdo con [Murray-Tortarolo \(2021\)](#) la temperatura a escala de país ha aumentado en el período 1950-2017 en $+0.71^{\circ}\text{C}$, enfatizando que es posible que el aumento de temperatura en todo el país sea el resultado del cambio climático global y no la variabilidad natural del clima. Por su parte, [Martinez-Austria et al. \(2016\)](#) estudio de tendencias de temperatura y olas de calor en el noroeste de México encontraron una tendencia creciente clara en la temperatura máxima en el verano y en la temperatura mínima de la región.

[Murray-Tortarolo \(2021\)](#) asegura que la precipitación en la época de lluvias ha tenido un aumento constante ($+31$ mm, 4.51% no significativo estadísticamente) en los últimos 70 años, mientras que la de la época de sequía permanece sin cambios. Aunque las escalas del análisis son diferentes, para establecer una comparativa con los resultados a nivel de país, el comportamiento de la precipitación media anual difiere de los resultados encontrados por [Murray-Tortarolo \(2021\)](#), en el Valle de San Juan del Río, muestra prevalencia de una tendencia negativa en la precipitación media anual en los últimos 30 años, evidenciándose en los últimos 10 años un predominio en la tendencia positiva. Señalan [CONAFOR \(2013\)](#) y [CONANP \(2015\)](#) que por la variedad de condiciones climáticas del país las tendencias de precipitación suelen ser erráticas.

Calibración del rendimiento hídrico superficial

La calibración de un modelo hidrológico resulta un proceso táctico que requiere del conocimiento de las condiciones edafológicas y del uso y cobertura del suelo predominante en el área para poder garantizar un correcto desempeño del modelo en la estimación de los escurrimientos superficiales. Como metodología general en este proceso se establecen valores por defectos de los parámetros y se ajustan hasta garantizar un error “aceptable” entre los valores simulados y observados.

El abordaje del proceso de calibración para el modelo *SWY* se centró en el error relativo como indicador estadístico base, aunque se evaluaron otros estadísticos para evaluar cualitativamente el desempeño del modelo como se mostró en los **acápites 4.4.1, 4.4.2 y 4.4.3**. En función de su sesgo positivo o negativo se realizó la variación del parámetro *CN* considerando las condiciones físicas, del suelo, clima y la cobertura del suelo. Aunque el proceso requirió de un número grande de iteraciones para abordar correctamente los factores que más influyen en los resultados de la simulación y la influencia de las variables involucradas en los diferentes períodos, nos centramos en la discusión de los resultados con

los valores por defecto (parametrización de acuerdo con la literatura base de los métodos) y con los valores calibrados. Para la discusión de estos elementos, la **Figura 4.38** presenta la variación del parámetro *CN* para los diferentes uso y coberturas del suelo en función de la clasificación hidrológica de los suelos.

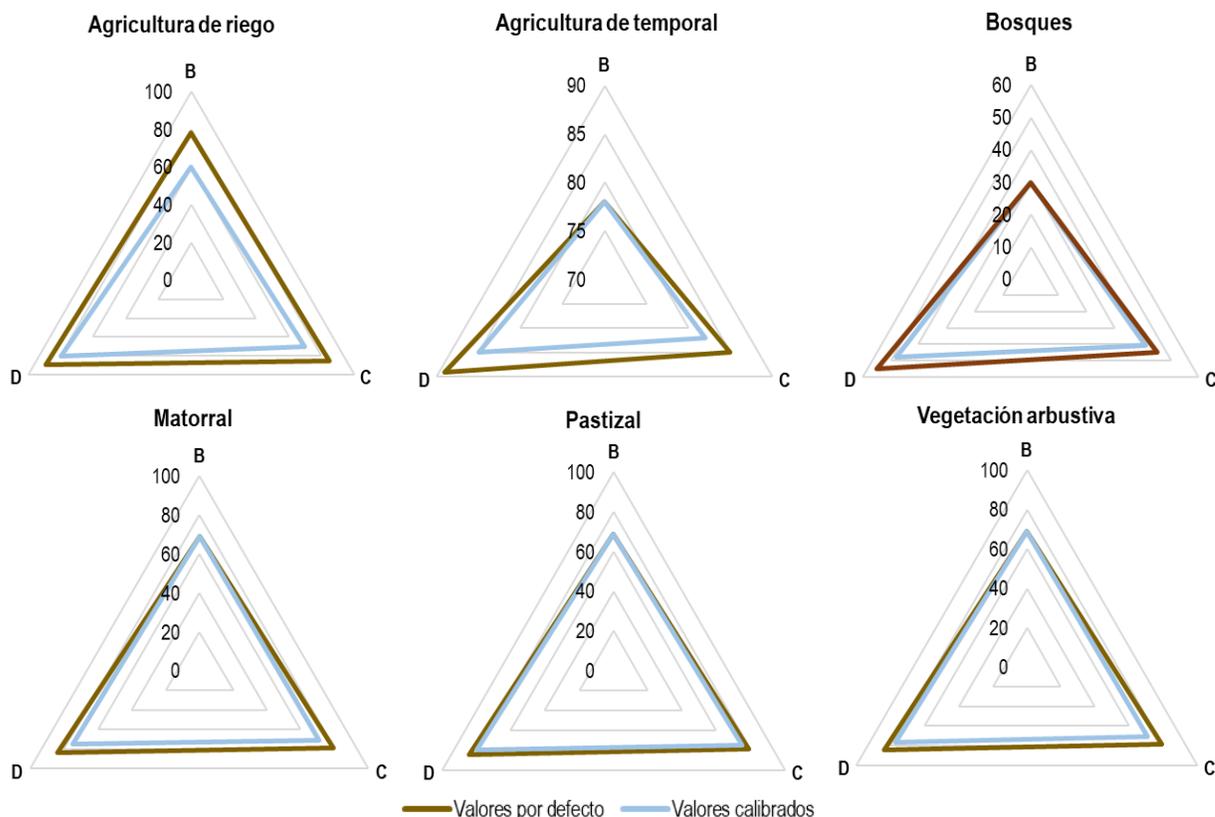


Figura 4.38. Variación del parámetro *CN* para los diferentes uso y coberturas del suelo en función de la clasificación hidrológica de los suelos.

La mayor variación en el ajuste del parámetro *CN* se presenta en la agricultura de riego, para suelos de moderadamente alto y alto potencial de escurrimiento el parámetro se ajustó por debajo de los valores por defecto reducir el aporte al escurrimiento en zonas donde mayor presencia de esta cobertura existe (subcuencas 3, 4, 5 y 7). Al ocupar la agricultura de riego una superficie superior a 19% de la región, su impacto en el ajuste de los valores de escurrimiento simulados respecto a los observados es medio.

Los valores por defecto establecidos para la agricultura de temporal no difieren mucho de los valores calibrados, disminuyendo del valor por defecto al igual que en la agricultura de riego. Para las áreas de agricultura de temporal localizadas sobre suelos con moderadamente alto potencial de escurrimiento se redujo el valor de *CN* de 85 a 82, mientras que para las áreas localizadas sobre suelos con alto potencial de escurrimiento se redujo el valor de *CN* de 89 a

85. La agricultura de temporal es el uso de suelo más extendido en la región, abarca más del 43% y se encuentra distribuida por toda la región, abarcando todas las condiciones climáticas y edafológicas. La sensibilidad del parámetro *CN* para este *UCS* tiene un alto impacto en la respuesta del modelo y la generalización de la información base de *UCS* impide abarcar espacialmente la multiplicidad de condiciones que se presentan en una agricultura de tipo eventual. De ahí que los valores de *CN* calibrados para la agricultura de temporal son el resultado de varias iteraciones para poder encontrar una respuesta de compensación de los errores relativos en el escurrimiento superficial observado en las subcuencas con datos hidrométricos.

La influencia de los bosques en el ajuste del modelo es visible fundamentalmente en el sur, suroeste y centro-oeste del área de estudio (subcuencas 1, 2, 3, 6 y 9). Para las condiciones de suelos con moderadamente bajo potencial de escurrimiento se mantiene el parámetro por defecto, aumentándose la influencia de esta cobertura en el aporte del escurrimiento superficial para las clases hidrológicas de suelos tipo C y D de 41 a 45 y de 48 a 55, respectivamente.

Los matorrales y la vegetación arbustiva tienen muy bajo impacto en el ajuste del modelo producto a su pequeña extensión, mientras que los pastizales tienen un impacto bajo que puede ser relativamente mayor en otras subcuencas donde predominan (subcuencas 1-9). A pesar de que su influencia en el ajuste del modelo es baja los ajustes al coeficiente *CN* de estas coberturas del suelo permiten compensar el ajuste de los escurrimientos simulados.

La **Figura 4.39** representa la diferencia espacial del coeficiente de la Curva Número considerando los valores por defecto y los valores calibrados. Considerando como unidad de calibración a la subcuenca, la **Figura 4.40** muestra la variación del valor de *CN* ponderado para las 14 subcuencas analizadas.

Se observa que, en todas subcuencas, se produce una disminución de valor de *CN* ponderado, como influencia de los cambios en los valores de *CN* para cada una de los *UCS* discutidos arriba. Las mayores diferencias entre los valores por defecto y los calibrados se observan en las subcuencas 4, 5, 11, 12, 13 y 14, influenciado por la reducción de *CN* para la agricultura de riego que se encuentra espacialmente en las regiones mencionadas.

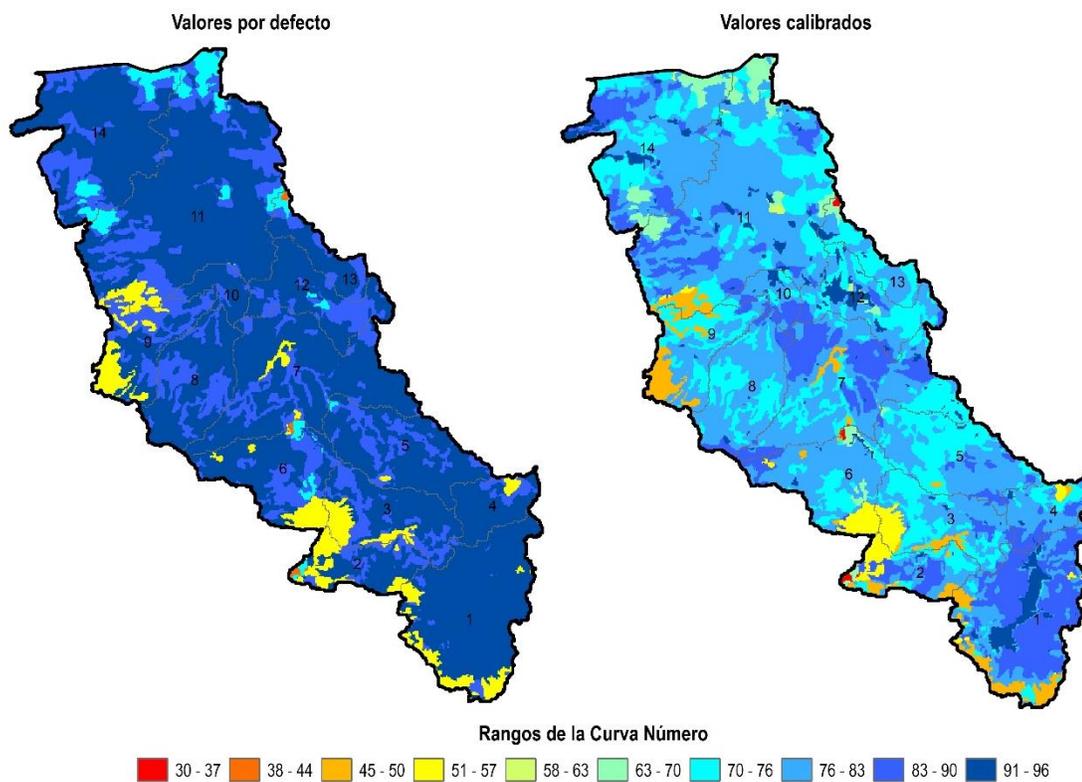


Figura 4.39 Diferencia espacial del coeficiente de la Curva Número considerando los valores por defecto y los valores calibrados.

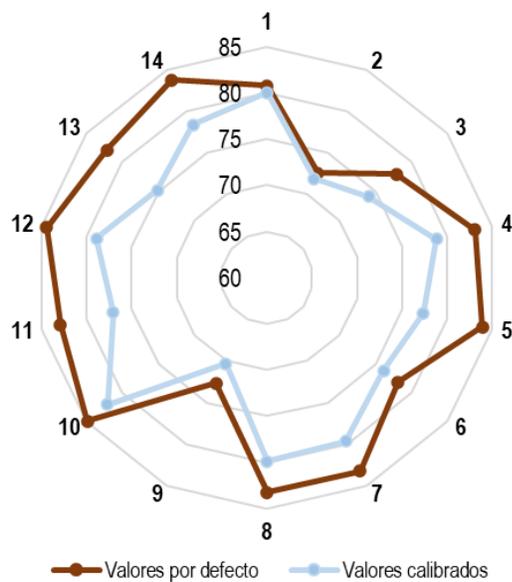


Figura 4.40 Variación del valor de CN ponderado para las 14 subcuencas analizadas considerando los valores por defecto y los valores calibrados.

Calibración de la evapotranspiración real

Las incertidumbres en la estimación de la evapotranspiración real por el modelo se encuentran asociadas a la parametrización, fundamentalmente al coeficiente de cultivo y la clasificación del uso y cobertura del suelo. Para abordar la incertidumbre en torno a los valores de los parámetros, se sugiere verificar la evapotranspiración real con las observaciones, por ejemplo de *MODIS*, considerando la variación de parámetros en función de la diferencia entre *ETR* modelada y observada (Sharp *et al.*, 2018). Este enfoque no es posible aplicarlo en el período de modelación 1975-1979, debido a que los datos de evapotranspiración registrados por el sensor *MODIS* se tienen a partir de los años 2000. Por tanto, no es posible establecer cuantitativamente el rango error en las estimaciones de la variable en este período, por lo que los resultados derivados del análisis de este período no deben ser considerados como absolutos. En los períodos período 2003-2007 y 2008-2014 se reduce el error en las estimaciones del modelo al comparar la ET modelada con la estimada por sensores remotos.

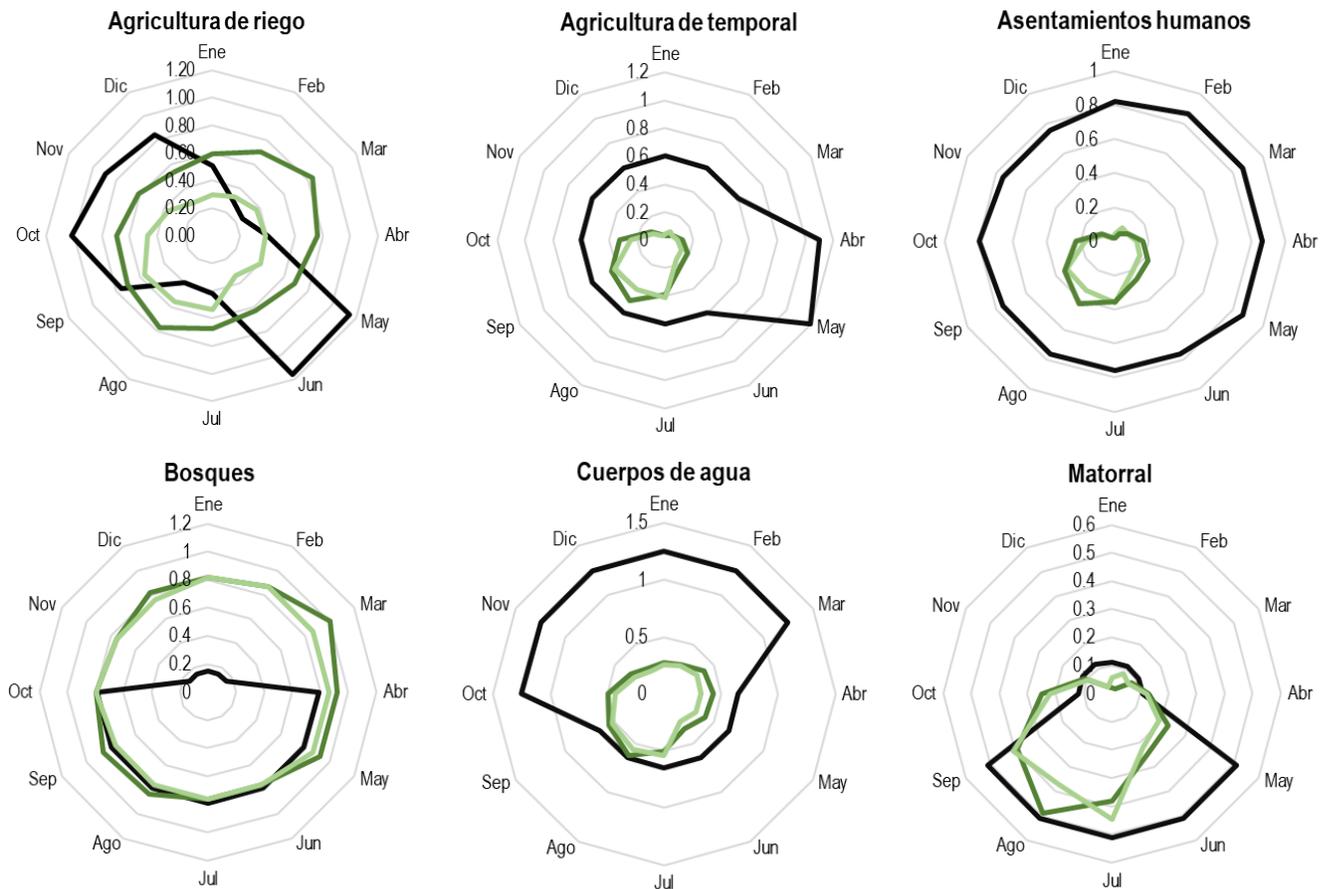
Según el análisis de Wang *et al.* (2018) en su estudio con el modelo *SWY*, la parametrización del *coeficiente de cultivo* basada en la literatura genera en ocasiones resultados de modelado muy diferentes a las mediciones directas sobre todo en área agrícolas, esto porque los valores tabulados de los coeficientes de cultivo deben considerarse como punto de partida en la parametrización, pues sus valores corresponden a las densidades de cultivo estándar en un lugar dado en condiciones óptimas. En la calibración se modifican localmente para reflejar los patrones de desarrollo de los cultivos y las necesidades de agua en las condiciones locales representan prácticas agronómicas y de gestión del agua (Glenn *et al.*, 2007). Se ha comprobado que puede generar resultados eficientes para la modelación siempre y cuando se tenga un conocimiento adecuado sobre la zona de estudio y por lo tanto una asignación adecuada de los coeficientes correspondientes.

La **Figura 4.41** muestra la variación del parámetro *Kc* para los diferentes uso y coberturas del suelo considerando la parametrización por defecto inicial y los valores calibrados para los períodos 2003-2007 y 2008-2014.

En el caso de la agricultura de riego, se esperaba que existiera una gran variación del coeficiente de cultivo que respondiera a la heterogeneidad de los cultivos que se siembran en la región y la dificultad que entraña la selección de un coeficiente de cultivo único a nivel mensual para abarcar una clasificación del uso del suelo tan agregada. Y la falta de

información certera sobre las fechas de siembra, tiempo de cosecha, momento de siembra y la referenciación espacial de las áreas que se encuentran sembrada cada mes.

Los valores iniciales de Kc para la agricultura de riego responden a un análisis de la información del *Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera* sobre los cultivos, su ciclo de siembra con lo que se definió a priori, en función de su tiempo de siembra óptima y tiempo de cosecha, la distribución mensual de los coeficientes estándares dados por la FAO (**Tabla 4.28**). Nótese que los valores calibrados oscilan entre 0.2 hasta más de 0.8, obteniéndose para estas combinaciones una diferencia de -40 mm y -7.51 mm entre los valores observados y simulados con un sesgo de aproximadamente un -10% y -2.29% para cada período de calibración respectivamente.



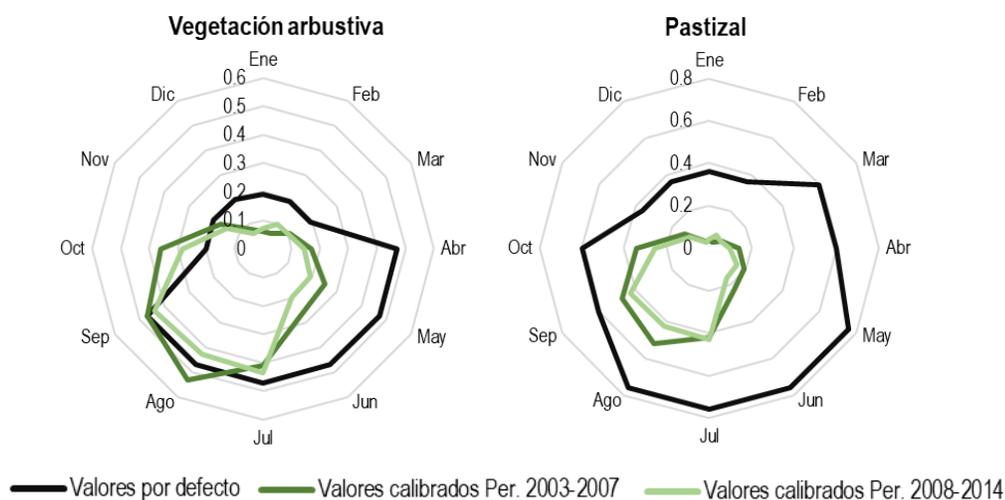


Figura 4.41. Variación del parámetro K_c para los diferentes uso y coberturas del suelo considerando la parametrización por defecto y los valores calibrados para los períodos 2003-2007 y 2008-2014.

Puede observarse que los valores calibrados de K_c para la agricultura de temporal difieren de los valores iniciales establecidos como punto de partida, en función de un análisis similar al descrito en para la agricultura de riego. Puede observarse en la comparación gráfica de los parámetros que de manera general el acercamiento a la evapotranspiración real se alcanza con valores de K_c bajos en los meses del período seco y crecen en el período húmedo, respondiendo en cierta medida a la dinámica natural de este tipo de agricultura que depende exclusivamente de las condiciones climáticas para su desarrollo.

Tabla 4.28 Resumen de los cultivos agrícolas bajo riego con mayor volumen de siembra en la región en el período 2003-2007, especificando: ciclo de cultivo, área promedio de siembra en 5 años, tiempo de cosecha y coeficiente de cultivo según FAO 56.

Fuente: Elaboración propia con base a la información básica *Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera* y *Allen et al. (2006)*.

Ciclo	Cultivo	Área promedio sembrada en 5 años (ha)	Tiempo aproximado de cosecha	Coeficiente de cultivo según FAO 56		
				K_{Cini}	K_{Cmed}	K_{Cfin}
Otoño-Invierno	Avena forrajera	778.4	5	1.15	0.25	1
	Cebolla	964.2	4	1.05	0.75	0.4
	Pastos y praderas	172.2	7	0.4	1.05	0.85
	Trigo grano	2844.2	6	0.7	1.15	0.4
Perennes	Alfalfa verde	2756	-	0.4	1.2	
Primavera-Verano	Avena forrajera	278.2	5	1.15	0.25	1
	Cebolla	111	4	1.05	0.75	0.4
	Frijol	805.8	3	0.54	1.05	0.9
	Maíz	16540.4	4	1.2	0.35	
	Sorgo grano	5298.2	3	1.1	0.55	

Existe una similitud entre los valores iniciales y los valores calibrados para el Bosque en los meses desde abril a octubre, coincidiendo aproximadamente con los coeficientes reportados por [Corbari et al. \(2017\)](#) en su investigación en bosques de hojas perennes con una mayor densidad de Pinos y [Park et al. \(2017\)](#) en un bosque mixto, ambos considerados para establecer los valores iniciales. Para los meses de invierno, los resultados de la parametrización inicial no coinciden con los valores calibrados, alejándose significativamente de los valores de Kc reportados por [Park et al. \(2017\)](#) y [Corbari et al. \(2017\)](#). Sin embargo, se encuentran en el rango de los Kc reportados para distintos tipos de Pinos ([Gurski et al., 2018](#); [Verstraeten et al., 2005](#); [Meiresonne et al., 2003](#)).

[Allen et al. \(2006\)](#) refiere que la estimación de Kc en los bosques es extremadamente compleja y controvertida, debido a que este se ve afectado la etapa de crecimiento, el tipo de bosque, el potencial de retención de humedad del suelo, la altura de los árboles y el índice de área foliar. Por lo que puede existir una variación considerable entre los coeficientes bases para diferentes estudios, especialmente cuando son bosques donde predominan los pinos, [Gurski et al. \(2018\)](#) explica que las coníferas tienen un control estomático sustancial debido a la resistencia aerodinámica reducida lo que implica una disminución de los valores de Kc en condiciones de estrés y en bosques más extensos y densos.

En el caso de los cuerpos de agua se produce una diferencia notable entre la parametrización inicial y calibrada, en coherencia con la información disponible el valor inicial de acuerdo con los apuntes de [Allen et al. \(2006\)](#) varía entre 0.65 y 1.25, asociada a un clima templado y función de la profundidad del cuerpo de agua y la turbidez, considerando que el menor de los coeficientes corresponde al período donde el cuerpo de agua está ganando energía térmica y el valor mayor de los valores se produce durante la liberación de energía térmica. En este caso, el error relativo en las estimaciones promedio del modelo es 35% menor que los valores observados por los sensores remotos, pudiendo estar asociada a la influencia de las dimensiones de los cuerpos de agua y la incidencia de la radiación solar.

Los valores del coeficiente de cultivo calibrado para el matorral y la vegetación arbustiva se asemejan en buena medida a la parametrización inicial, acentuándose más las diferencias entre los meses de abril, mayo y junio, mientras que el comportamiento de la parametrización inicial para los pastizales difiere en todos los meses del valor calibrado.

Para lograr un mejor ajuste de la evapotranspiración real estimada por el modelo, sería conveniente disponer de una clasificación del uso y cobertura del suelo más detallada y que estuviera separada por regiones climáticas. Porque la distribución espacial de la temperatura y las precipitaciones tiene una importante influencia en los resultados de las estimaciones de la evapotranspiración real, asociada a la parametrización del coeficiente de cultivo, no resultan iguales parámetros al considerar un área de agricultura de temporal que se encuentra en la región norte de la cuenca, donde las temperaturas son altas y las precipitaciones son bajas, que la misma área en la zona sur con condiciones de precipitación y temperaturas más favorables. Aunque con la parametrización obtenida se logra un correcto acercamiento al comportamiento real de la variable a nivel regional, existen diferencias puntuales a escala más reducidas que son producto de las cuestiones planteadas.

Los puntos señalados no invalidan los resultados obtenidos, que como se ha discutido se encuentran dentro de valores aceptables para estudios hidrológicos, simplemente son una forma de debatir que informaciones o variables deben ser consideradas para poder desarrollar estudios más certeros y reducir las incertidumbres propias de estos procesos de modelación.

Considerando la variación observada entre el parámetro Kc para los dos períodos de simulación calibrados, se toma para las corridas a futuro el valor promedio mensual de los coeficientes calibrados como manera de abordar correctamente la variación del parámetro en el período antecedente donde existe información de referencia de la variable observada por los sensores remotos.

Algunas consideraciones sobre el enfoque del modelo SWY

El análisis simplificado de las componentes del balance hídrico hace que los resultados del modelo SWY se consideren correctos para la estimación del rendimiento hídrico, situación que se demuestra con los indicadores estadísticos presentados en la calibración del modelo. Sin embargo, el enfoque simplificado para estimar el balance hídrico no incluye muchas de las complejidades que se presentan cuando el agua se mueve sobre el terreno. Por lo tanto, no deben considerarse los valores de la recarga potencial al agua subterránea producto de la precipitación como un valor absoluto, sino una aproximación lineal de un fenómeno no lineal en esencia (Sharp *et al.*, 2018).

Aunque en algunos estudios han indicado que el modelo SWY tiene una precisión menor para reproducir la producción de agua que los modelos hidrológicos tradicionales (Zhao *et al.*,

2019), su aplicación en investigaciones a nivel mundial sigue aumentando, ubicándolo como una herramienta aplicable para reflejar las tendencias cambiantes del rendimiento hídrico a múltiples escalas (Gao *et al.*, 2017).

Un elemento para considerar en el análisis teórico del modelo es la producción del flujo base, pues el procedimiento no produce directamente valores de caudal (sino que separa los resultados en dos componentes, QF y B). Debe considerarse que existen regiones donde este enfoque no es correcto debido a la interacción que existe entre el agua subterránea y la superficial, por ejemplo, en algunas zonas estudiadas el nivel piezométrico se encuentra por debajo de la cota más baja del río, lo que resulta poco probable que se produzca flujo base. Debido a que en la zona de estudio no se cuenta con un caudal base, ya que el nivel piezométrico se encuentra a una profundidad mayor a los 30 m, se considera que todo el escurrimiento medido por la estación hidrométrica es únicamente flujo superficial rápido.

En el análisis se comprobó la agrupación de los suelos en clases hidrológicas en el ajuste del modelo. Existe una diferencia cuando se emplean fuentes de datos globales que generalmente se encuentra muy generalizada, que a usar la información las características edafológicas del área de estudio para generar un mapa propio.

De manera alternativa, para evaluar la coherencia de los resultados modelados, se comparó la relación entre la evapotranspiración y la precipitación comprobando que la representación de las condiciones climáticas del área sea abordada correctamente por el modelo. Esta resulta una manera alternativa de validar que las salidas del modelo sean lógicas en función de las condiciones climáticas de la región, sin embargo, esta alternativa no reduce las incertidumbres comentadas arriba.

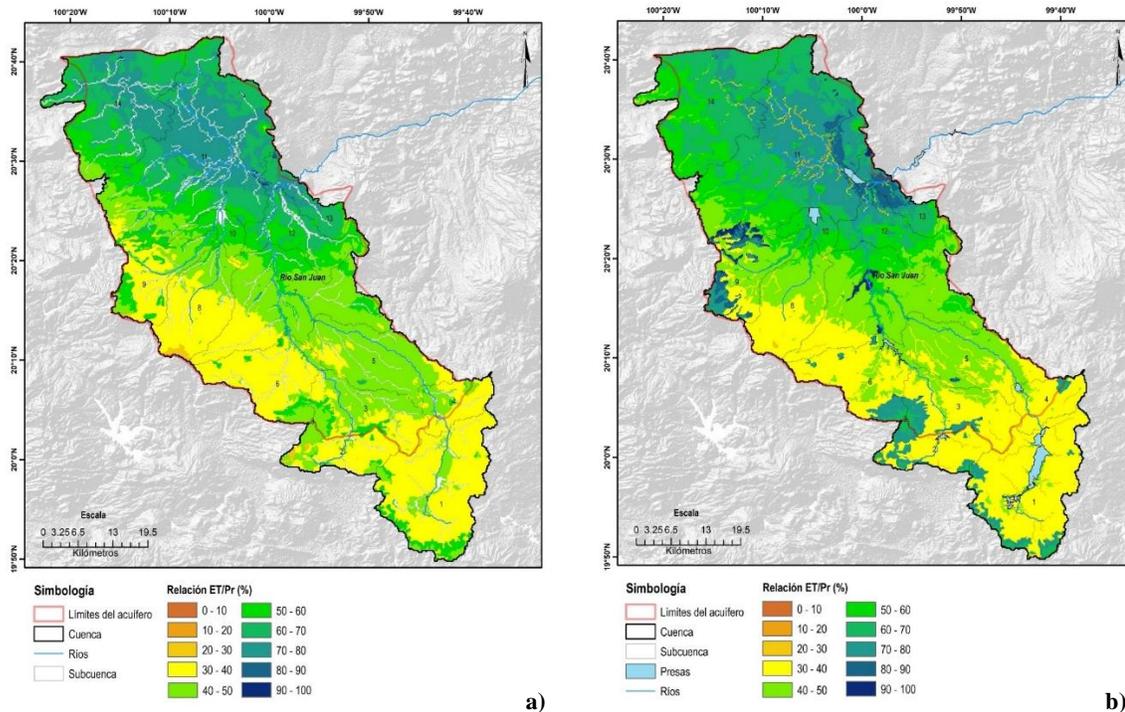


Figura 4.42 Relación entre la evapotranspiración real simulada por SWYM y la precipitación media anual: **a)** período 1975-1979, **b)** período 2003-2007.

De acuerdo con la relación entre la evapotranspiración simulada y la precipitación media anual (ET/Pr), la mayor parte de la región presenta una relación porcentual entre 30-80%, lo que indica de acuerdo con la clasificación de regiones climática que nos encontramos en una zona con características climáticas: Semiárida (20-50%) y Subhúmeda seca (50-65%) coincidiendo con las características de la región presentadas por [Manzano et al. \(2018\)](#). Las áreas con características climáticas húmedas coinciden con las zonas boscosas y las áreas de agricultura de riego ubicadas en la zona norte del Valle, donde la relación $65\% < ET/Pr < 90\%$. A partir del análisis de la relación entre la evapotranspiración y la precipitación, se validan también los resultados del modelo, comprobando que la representación de las condiciones climáticas del área es correctamente abordada por el mismo.

Rendimiento hídrico superficial y la recarga potencial del agua

La diferencia entre las estimaciones del rendimiento hídrico superficial y la recarga del agua subterránea fueron analizadas a fin de revisar la influencia de las variables más están incidiendo en la variación temporal del balance hídrico entre cada período.

El análisis de la variación en el uso y cobertura del suelo para los diferentes períodos de modelación muestra la disminución de las áreas de matorral, pastizal inducido y vegetación arbustivas, que en 28 años han reducido sus áreas en más de en 26.87, 11.95 y 8.82%

respectivamente. Por otra parte, se evidencia un crecimiento cercano al 50% de los asentamientos humanos de un período de modelación a otro, mientras que la agricultura de temporal, los bosques y los cuerpos de agua han aumentado su área en proporciones que no superan el 7% respecto al período base.

Tabla 4.29 Variación en el uso y cobertura del suelo entre el período 1975-1979 y 2003-2007.

Área (Km ²)				
Uso y cobertura del suelo	1975	2007	Cambio (ha)	Cambio (%)
Agricultura de riego	678.39	644.03	-34.36	-5.33
Agricultura de temporal	1321.91	1420.04	98.14	6.91
Asentamientos humanos	30.36	59.88	29.52	49.29
Bosques	196.95	201.63	4.68	2.32
Cuerpos de agua	55.26	57.05	1.79	3.13
Matorral	66.31	52.27	-14.04	-26.87
Pastizal inducido	491.32	438.86	-52.46	-11.95
Vegetación arbustiva	410.25	377.00	-33.25	-8.82

 *Incremento*

 *Disminución*

La variación en la precipitación media mensual de los tres períodos de modelación seleccionados se produce fundamentalmente en los meses del período húmedo, observándose en la **Figura 4.43** que se produce una disminución de la precipitación de un período a otro.

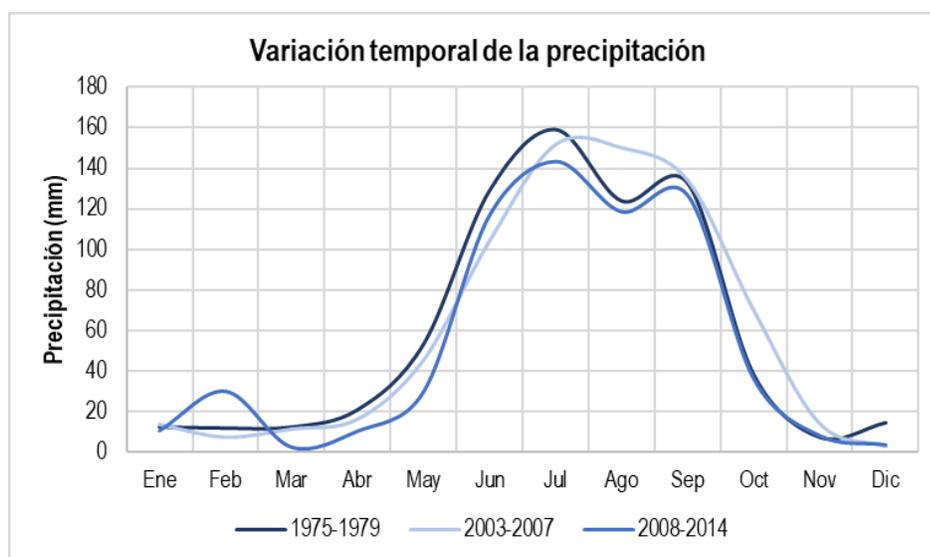


Figura 4.43. Variación temporal de la precipitación media mensual para los períodos de modelación seleccionados en el estudio.

Entre el período 1975-1979 al 2003-2007 se produce una disminución de 45.95 mm en la lámina de precipitación concentrada en los meses desde febrero a julio, mientras que el resto de los meses concentrados desde agosto a noviembre se registra un aumento en la precipitación que asciende a 66.14 mm. Por otra parte, comparando el cambio la precipitación entre el período 2003-2007 al 2008-2014 se observa que en la mayoría de los meses se presenta una reducción concentrando las mayores diferencias en el período húmedo que suman 96.61 mm.

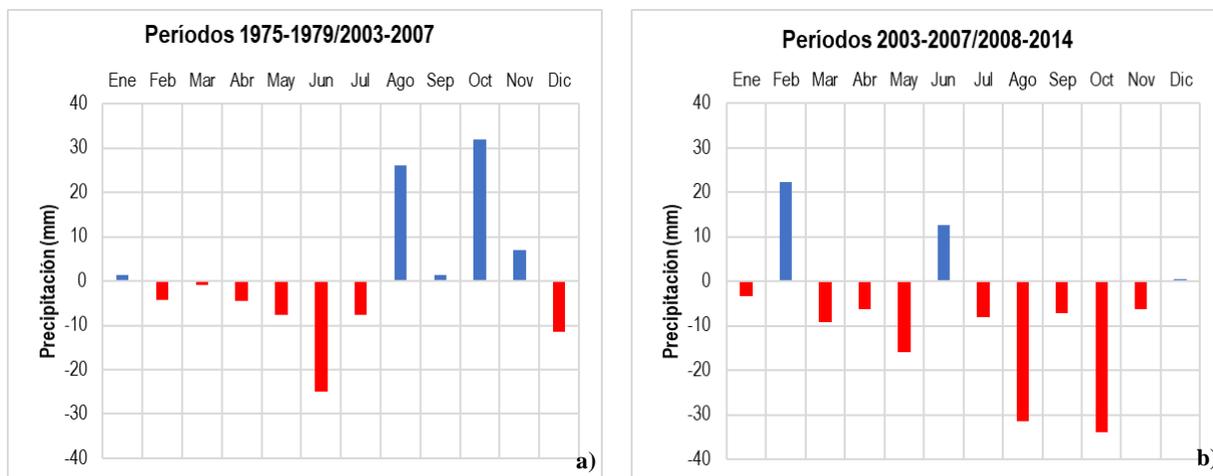


Figura 4.44. Diferencia en la precipitación media mensual entre los períodos de simulación: a) 1975-1979/2003-2007 y b) 2003-2007/2008-2014.

La variación temporal de la evapotranspiración de referencia muestra que para los dos últimos períodos de modelación se produce un aumento de la demanda evapotranspirativa de la atmósfera respecto al período 1975-1979 (**Figura 4.45**).

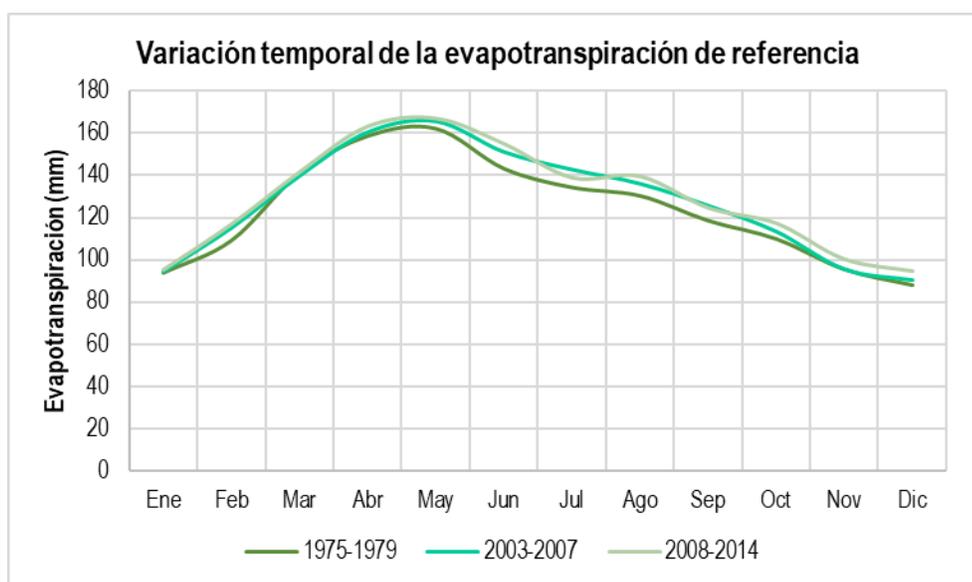


Figura 4.45. Variación temporal de la evapotranspiración de referencia media mensual para los períodos de modelación seleccionados en el estudio.

Se observa que en la generalidad de los meses existe un aumento en la evapotranspiración de referencia mensual respecto al período anterior, que asciende a 47.19 mm en entre el período 1975-1979/2003-2007 y 30.67 mm entre el período 2003-2007/2008-2014.

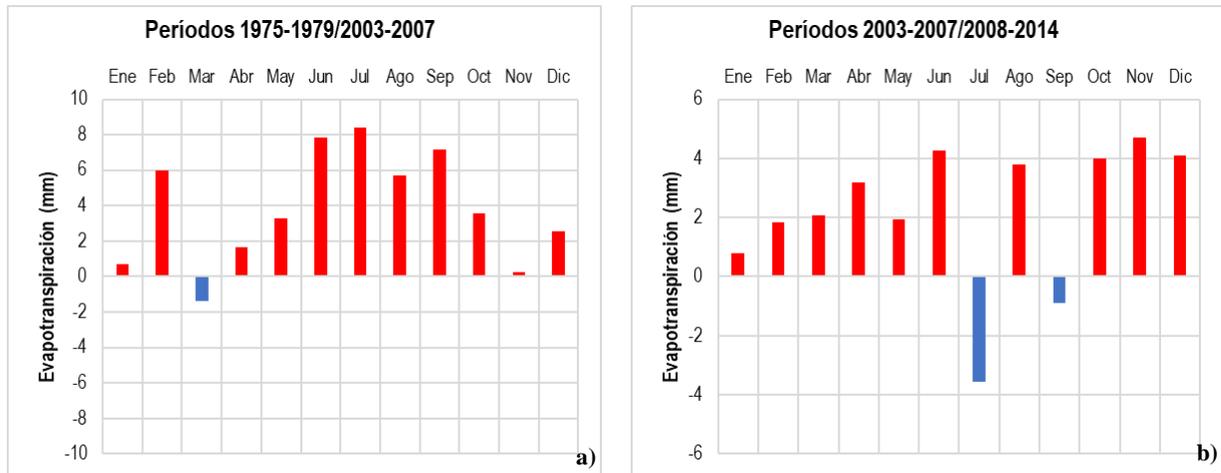


Figura 4.46. Diferencia en la evapotranspiración de referencia media mensual entre los períodos de simulación: **a)** 1975-1979/2003-2007 y **b)** 2003-2007/2008-2014.

De acuerdo con los análisis de diferencias entre la recarga potencial estimada para el período 1975-1979 y 2003-2007 (**Tabla 4.30**), el aporte de la lluvia se ha reducido en la región en 17.6 mm (20.6% respecto al período anterior), que significan aproximadamente 57.2 hm³ en toda la región, influenciada en gran medida por la variación de la precipitación promedio anual y la evapotranspiración de referencia discutidas arriba. Profundizando en un análisis regional de la variación de la precipitación, puede observarse en la **Figura 4.46** que reduce precipitación promedio en toda la región del Centro y del Valle entre 10-94 mm aproximadamente. En un análisis por subcuenca, se observan una disminución en la precipitación promedio anual que varía entre 11.4-50.4 mm, con un promedio regional de 27.2 mm menos de lluvias el período 2003-2007 respecto al período anterior. Por otra parte, en la región sur y suroeste se evidencia un aumento en la precipitación media anual que varía entre 35.4-78 mm, con un promedio regional de 51.9 mm superior al período anterior.

Tabla 4.30 Evaluación de las diferencias entre la recarga potencial estimada para el período 1975-1979 y 2003-2007 por zona geográfica y subcuenca.

Zona Geográfica (%área total) /Subcuenca		Precipitación promedio (mm/año)		ΔPr	Recarga potencial estimada (mm/año)		ΔR
		1975-1979	2003-2007		1975-1979	2003-2007	
		<i>Sur (11%)</i>	1		871.9	928.3	
	2	872.5	907.9	35.4	137.8	108.0	-29.8
<i>Suroeste (15.7%)</i>	3	792.7	870.7	78.0	112.4	96.7	-15.7
	6	868.8	850.0	-18.7	120.8	126.9	6.1
<i>Sureste (9.6%)</i>	4	838.5	884.9	46.3	155.2	80.6	-74.6
	5	752.0	795.5	43.5	90.1	90.8	0.7
	7	739.1	727.7	-11.4	76.5	59.5	-17.0
<i>Centro (22.5%)</i>	8	829.9	804.3	-25.6	84.7	67.6	-17.1
	9	820.5	786.2	-34.2	92.4	65.4	-27.0
	10	646.6	596.3	-50.4	59.0	40.9	-18.1
<i>Valle (29.8%)</i>	11	580.8	560.0	-20.8	41.7	27.1	-14.6
	12	604.0	586.9	-17.0	61.9	46.6	-15.3
	13	547.7	516.7	-31.0	29.1	19.4	-9.8
<i>Noroeste (11.4%)</i>	14	558.1	578.2	20.1	46.8	40.0	-6.8
Regional		717.0	723.1	6.1	85.6	67.97	-17.6

Incremento
 Disminución

La disminución de la precipitación se observa en el 58.2% del área de estudio, aproximadamente 1906.4 km², lo que en términos de área y siendo conservador en el análisis a partir de las incertidumbres debatidas en el proceso de modelación, permite afirmar que la variación apreciada en la recarga se debe fundamentalmente a las diferencias en la precipitación. Por otra parte, la influencia del aumento de la evapotranspiración de referencia que repercute en el balance hídrico unido al cambio en el uso del suelo fundamentalmente visto en la reducción de las áreas de vegetación natural que inciden de una manera positiva en la infiltración de la lluvia.

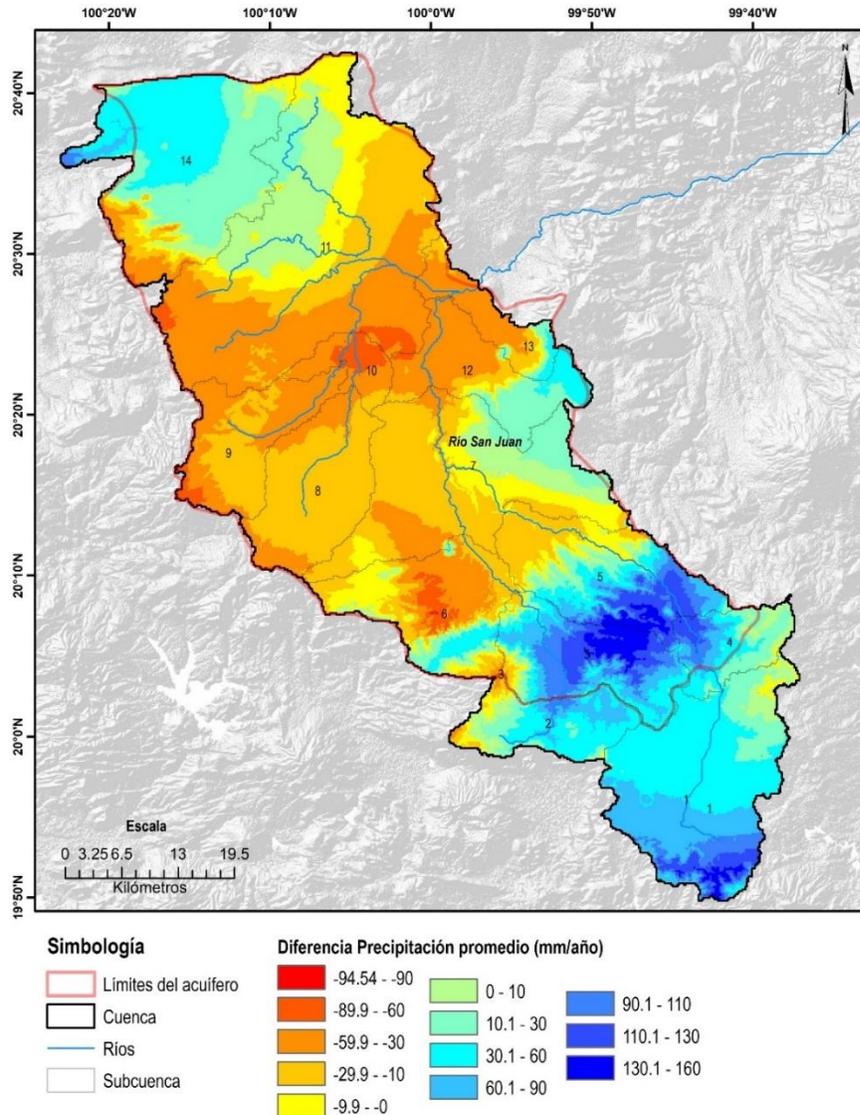


Figura 4.47 Diferencia entre la precipitación promedio anual entre los períodos 1975-1979 y 2003-2007.

Las diferencias entre la recarga potencial estimada para el período 2003-2007 y 2008-2014 asciende a 8.1 mm/anuales que significan una disminución de 26.4 hm³ del aporte al agua subterránea. Como en el análisis del período anterior, la reducción de la recarga viene dada por la disminución de la precipitación que en este caso se produce en toda la región y es más acentuada en la zona sur y suroeste donde existen las condiciones geológicas para la infiltración del agua hasta el acuífero. Unido a un aumento en la evapotranspiración de referencia, que fue discutida arriba, se producen las condiciones ambientales para que se vea afectada la tasa de recarga de agua subterránea en la región.

Tabla 4.31 Evaluación de las diferencias entre la recarga potencial estimada para el período 2003-2007 y 2008-2014 por zona geográfica y subcuenca.

Zona Geográfica (%área total) /Subcuenca		Precipitación promedio (mm/año)		ΔPr	Recarga potencial estimada (mm/año)		ΔR
		2003-2007	2008-2014		2003-2007	2008-2014	
		<i>Sur (11%)</i>	1		928.3	815.8	
<i>Suroeste (15.7%)</i>	2	907.9	809.9	-98.0	108.0	93.7	-14.3
	3	870.7	760.9	-109.8	96.7	82.8	-13.9
	6	850.0	734.7	-115.3	126.9	74.0	-52.9
<i>Sureste (9.6%)</i>	4	884.9	762.7	-122.2	80.6	112.6	32.1
	5	795.5	706.0	-89.5	90.8	75.4	-15.4
	7	727.7	637.8	-89.9	59.5	51.9	-7.7
<i>Centro (22.5%)</i>	8	804.3	673.7	-130.6	67.6	54.1	-13.5
	9	786.2	656.1	-130.1	65.4	50.1	-15.3
	10	596.3	529.6	-66.7	40.9	37.2	-3.7
<i>Valle (29.8%)</i>	11	560.0	513.5	-46.5	27.1	27.9	0.8
	12	586.9	545.8	-41.1	46.6	46.7	0.1
	13	516.7	507.0	-9.7	19.4	25.0	5.6
<i>Noroeste (11.4%)</i>	14	578.2	497.5	-80.7	40.0	34.1	-5.9
Regional		723.1	637.1	-86	67.9	59.8	-8.1

 *Incremento*

 *Disminución*

Validación de la recarga potencial del agua subterránea

Para validar los resultados de la recarga potencial del agua subterránea estimada por modelo Seasonal Water Yield se buscó la demostración física de la consistencia de las estimaciones de la recarga potencial realizadas por el modelo SWY comparadas con los resultados de la fórmula empírica de Krishna Rao (Kumar, 2009) desarrollada para el cálculo de la recarga natural del agua subterránea a partir de la precipitación en áreas con limitaciones y climatología homogénea (Tabla 4.32). Se observa que existe una buena aproximación en la relación entre la recarga potencial y la precipitación media resultados de los dos métodos de estimación.

Se observan diferencias positivas entre 0.07 y 5.90% y diferencias negativas -0.05 y -4.60 entre los resultados del método analítico y el modelo hidrológico. Las mayores diferencias se observan en la subcuenca 1 fundamentalmente en el período 1975-1979 y 2008-2014.

Tabla 4.32 Resumen de la comparación entre la relación R/Pr obtenido por el modelo Seasonal Water Yield y el método analítico de Krishna Rao para los dos períodos de simulación.

Zona Geográfica	Subcuenca	Relación R/Pr (%)					
		1975-1979		2003-2007		2008-2014	
		SWY	Krishna Rao	SWY	Krishna Rao	SWY	Krishna Rao
<i>Sur (11%)</i>	1	19.43	13.53	15.6	14.23	18.5	12.74
	2	15.63	13.54	11.9	13.99	12.6	12.65
<i>Suroeste (15.7%)</i>	3	13.89	12.39	11.1	13.52	11.4	11.86
	6	13.83	13.49	14.93	13.24	10.7	11.39
<i>Sureste (9.6%)</i>	4	18.07	13.07	9.1	13.7	16.1	11.89
	5	12.01	11.7	11.41	12.43	11.2	10.84
<i>Centro (22.5%)</i>	7	10.28	11.47	8.18	11.26	8.8	9.32
	8	10.13	12.95	8.41	12.57	8.5	10.16
	9	11.25	12.81	8.32	12.28	8.7	9.76
<i>Valle (29.8%)</i>	10	8.92	7.63	6.86	6.58	8	4.89
	11	6.61	6.23	4.84	5.71	5.9	4.42
	12	9.88	6.75	7.94	6.37	8.9	5.34
	13	5.24	5.39	3.75	4.52	5.31	4.22
<i>Noroeste (11.4%)</i>	14	8.13	5.67	6.92	6.16	7.5	3.92
<i>Regional</i>		11.12	11.05	9.4	8.94	9.7	9.30

La variación observada en la contribución a la recarga del agua subterránea en la región está en correspondencia con las precipitaciones del área, las características geológicas, edafológicas y de uso de suelo, que condicionan el balance de agua en la región y por tanto los aportes de las diferentes subcuencas.

Contrastando los resultados con otras de corte similar, se encontró que [Sukhija et al. \(1996\)](#) estudiaron la recarga directa por precipitación en zonas áridas y semiáridas de la India empleando la técnica de los trazadores, en zonas arenosas y aluviales semiáridas encontraron tasas entre 3-20%, en acuíferos consolidados y alterados (basálticos y graníticos) encontraron tasas de recarga entre 3-15% y 8-12%, respectivamente. En las planicies altas de Nuevo México se detectan tasas de recarga entre 15-35% ([De Vries & Simmers, 2002](#)). En una revisión de la recarga de agua subterránea en regiones semiáridas y áridas en diferentes regiones del mundo, [Scanlon et al., \(2006\)](#) encontraron que la recarga promedio se encuentra entre 0.1-5% del promedio de precipitación anual.

Por otra parte, con diferentes métodos [Jassas & Merkel \(2014\)](#) estimaron la tasa de recarga en la región semiárida *Al-Khazir* al Norte de Iraq se encontraba entre el 11.6 y 17% de la precipitación. A partir del análisis de los resultados de la literatura puede concluirse que los resultados regionales de las relaciones entre la precipitación y la recarga potencial se encuentra en el rango de valores para zonas áridas y semiáridas, lo que valida la modelación del rendimiento hídrico y su contribución a la recarga potencial del agua subterránea.

Para validar hidrogeológicamente de los resultados obtenidos, se comparan los resultados la recarga total considerando la recarga potencial estimada por el modelo SWY con la recarga total estimada por el método de vaciado del acuífero en función de los niveles promedio del agua subterránea observadas en la región. A la recarga estimada por el modelo SWY se le suman el volumen de recarga inducida estimado por [Medina \(2017\)](#) que asciende a 145 hm³ para poder comparar correctamente los datos de los dos métodos.

Considerando variación anual de los niveles del agua subterránea en la región, y el balance de las extracciones se obtuvo por el método de vaciado una recarga total asciende a 272 hm³ en el período 2003-2007, mientras que para las condiciones del modelo con el área extendida hasta el límite de la cuenca superficial se estiman aproximadamente 365.95 hm³ que representa una diferencia del 25.8% respecto al método de vaciado y de 20.5% respecto al cálculo considerando el límite administrativo del acuífero.

Tabla 4.29 Comparación entre los resultados del modelo Seasonal Water Yield con el resultado del método de vaciado del acuífero.

Método de vaciado	Seasonal Water Yield	
	Área total (325076.16 ha)	Límite administrativo (273567.6 ha)
Recarga potencial (hm³)	221	146
Recarga inducida (hm³)	-	145
Recarga total (hm³)	272.1	291

Si se considera en límite administrativo del acuífero, que ha sido el área base para los estudios precedentes en la región, la recarga total asciende a 291 hm³ que representa un 6.94% más que la estimada por el método de vaciado del acuífero. En función de las incertidumbres inherentes a los datos del cálculo realizado por método de vaciado, entre las que se puede citar las extracciones de agua del acuífero que se tienen a partir del censo de usuarios del agua y sus

concesiones, puede concluirse que las diferencias existentes entre los métodos están en un rango aceptable para este tipo de estimaciones. Respecto esto [Medina \(2017\)](#) refiere que los datos oficiales inscritos en la base de datos del *REPDA*, generan controversias respecto al volumen real de extracción en la zona de estudio, lo que condiciona las estimaciones que se realicen.

La totalidad de los artículos científicos disponibles hasta la fecha, que emplean SWYM para estimar la recarga potencial del agua subterránea, se centran en la calibración de los componentes del balance hídricos superficial y la contribución de la vegetación a los procesos de recarga, sin considerar la influencia de las características hidrogeológicas. Si bien los desarrolladores del modelo recomiendan no considerar como absolutas estas estimaciones a causa de las simplificaciones que realiza el modelo hidrológico, se comprueba que es posible, basados en el conocimiento de la permeabilidad de las rocas en la región incluir la componente hidrogeológica al análisis.

En función del análisis del método de cálculo del modelo hidrológico y de la rigurosidad de su proceso de calibración, se demostró que los valores de recarga potencial al agua subterránea que se derivan de los resultados de la modelación tienen un sólido sustento basado en la calibración de dos de las más importantes componentes del balance hídrico, el escurrimiento superficial y la evapotranspiración real, cuestión que no ha sido abordada en las investigaciones antecedentes, además la comparación de las estimaciones con los resultados de métodos puramente hidrogeológicos valida el aporte a la metodología del modelo InVEST SWY y aporta más solidez a los resultados de la distribución espacial de la recarga potencial del agua subterránea.

Proyecciones de cambio climático para la región

La temperatura media anual para el Valle de San Juan del Río proyectadas por los MCG para los escenarios de cambio climático coinciden con las aseveraciones del IPCC, que indica que en las regiones ubicadas en latitudes medias y altas experimentarán algunos de los aumentos de temperatura más altos, esperándose que se produzca un aumento medio de la temperatura global que alcance los 4°C para finales del siglo ([IPCC, 2013](#)). De acuerdo con los estudios realizados en Tabasco por [Manzanilla et al. \(2021\)](#) proyectaron un aumento en temperatura promedio anual de 2.3°C hacia mediados del siglo y de 3.7°C para finales del siglo considerando el escenario de emisiones RCP4.5, para las condiciones del escenario RCP8.5

los autores estimaron un aumento en temperatura promedio anual de entre 2.73-3.55°C para 2045-2069 y de 3.42-5.82°C para 2075-2099.

Las proyecciones de los MCG para la región de estudio coinciden con los resultados del Atlas de Vulnerabilidad del Agua en México ante el Cambio Climático (Arreguín *et al.*, 2015) que proyecta que la precipitación podría disminuir ligeramente en el período primavera-verano para toda la república hasta mediados de siglo en el orden de 0 a 6% (RCP4.5), proyectándose para la región centro de la república para el escenario RCP8.5 una disminución de precipitación de 12%. Y para finales de siglo, para el escenario RCP8.5 se proyectan cambios que se encuentran en un rango de -3% a -12%.

Rendimiento hídrico futuro y su contribución a la recarga del agua subterránea

Cambios similares a los obtenidos en rendimiento hídrico en la región para la combinación de MGC y escenarios de cambio climático han sido reportados en estudios similares alrededor del mundo. Mengistu *et al.* (2021) estimó que en la cuenca alta del río Nilo en Etiopía el rendimiento total de agua disminuirá de -1.7 a -6.5% y de -10.7 a -22.7%, para simulaciones de los escenarios RCP4.5 y RCP8.5, respectivamente.

Pérez-Cutillas *et al.* (2020) define los resultados del análisis del rendimiento hídrico en el río Ródano, Europa Central, como una tendencia con un patrón complejo pues se observan en la región en diferentes períodos de planeación y escenarios, respuesta en el RH que van desde aumentos que superan el 5% y disminuciones entre 1.24-5% en este último.

Las proyecciones de recarga de agua subterránea están estrechamente relacionadas con los cambios proyectados en la precipitación (Taylor *et al.*, 2013), sin embargo, de acuerdo con el estudio de Meixner *et al.* (2016) citado por Amanambu *et al.* (2020) demostraron que varios mecanismos de recarga responderían de manera diferente al calentamiento global, y la sensibilidad de una región al cambio climático depende de los mecanismos de recarga que operan en un sistema acuífero dado.

Guyennon *et al.* (2017) en su estudio analizaron estrategias de manejo de un acuífero en una cuenca semiárida en el mediterráneo considerando los resultados del MGC CNRM-CM5 para los escenarios RCP4.5 y 8.5, obteniendo en ambos casos una respuesta del acuífero a la reducción de la recarga natural por precipitación. Amanambu *et al.* (2020) recopiló los resultados de 1000 artículos que trataron el tema de las aguas subterráneas y el cambio

climático, encontrando que la mayoría de los modelos anticipan disminuciones en la recarga, el almacenamiento y los niveles de agua subterránea, particularmente en los trópicos áridos / semiáridos.

[Pardo-Igúzquiza et al. \(2019\)](#) emplearon 9 MCG para identificar el efecto del cambio climático en la recarga al agua subterránea en Sierra de las Nieves en el Sur de España, para el horizonte 2071-2100 bajo el escenario de emisiones más pesimista (RCP8.5), en el estudio los autores encontraron una reducción del 27% en las precipitaciones y un aumento del 19% en la temperatura, resultando en una disminución media de la recarga del 53% a finales del siglo.

Es importante resaltar que aunque existe una relación entre el rendimiento hídrico superficial futuro y su contribución al agua subterránea, el almacenamiento de agua subterránea es comparativamente menos sensible a la variabilidad climática estacional o incluso de varios años y reacciona más lentamente que el agua superficial a los efectos de los cambios climáticos directos en la precipitación y tasas de recarga ([Taylor et al., 2009](#); [Pokhrel et al., 2013](#); [Amanambu et al., 2020](#)) siendo más vulnerables los acuíferos con condiciones de almacenamiento en acuíferos más pequeños con trayectos de flujo más pequeños son probablemente las más vulnerables a los cambios directos en el almacenamiento ([Amanambu et al., 2020](#)).

Los resultados de la recarga potencial futura estimada por el modelo no deben considerarse como valores absolutos, están basados en los supuestos de los escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero para los períodos de planeación ocupados, de igual forma sus resultados están sujetos a las incertidumbres propias de los fenómenos que se modelan. No obstante, a esto, la validez de las estimaciones radica en la información que brinda a los tomadores de decisión en la gestión de los recursos hídricos de la región que en cualquier caso es una estimación y no deben ser consideradas como certeza.

El modelo hidrológico Seasonal Water Yield con los parámetros calibrados permitirá analizar bajo diferentes condiciones climáticas y de uso y cobertura del suelo, la respuesta del rendimiento hídrico y su contribución a la recarga del agua subterránea en la cuenca del acuífero del Valle de San Juan del Río, pudiendo analizar adicionalmente las zonas de mayor influencia para tomar medidas de protección, analizar la influencia de la reforestación en el

aumento de la recarga potencial, entro otros posibles escenarios de manejo del entorno en favor de la mejora de la disponibilidad natural de los recursos hídricos superficiales y subterráneos.

CONCLUSIONES

1. Se estructuró y se validó la calidad estadística de la información que se empleó en la investigación, asegurando con estos procesos la homogeneidad y consistencia de los datos de precipitación, temperatura y escurrimientos superficiales necesarios para las corridas del modelo hidrológico.
2. El análisis de tendencia de la serie de temperatura evidencia que existe una ligera tendencia a la disminución de la temperatura máxima en algunas zonas del área de estudio, mientras que la tendencia más generalizada en el área apunta a un aumento de la temperatura máxima. Por otra parte, puede confirmarse que se presenta una tendencia clara en los últimos 20 años al aumento de la temperatura mínima, viéndose una variación en los 40 años anteriores.
3. Los registros de precipitación media anual demuestran que predomina una tendencia negativa en los últimos 30 años, evidenciándose en los últimos 10 años un predominio en la tendencia positiva en la región.
4. A pesar del completamiento de la información hidrométrica para la calibración y su variabilidad temporal en toda el área, considerando la combinación entre estaciones hidrométricas y el balance de agua en las presas se logró completar la información necesaria para calibrar el 67.78% y 47.85% del área de estudio para los períodos 1975-1979 y 2003-2007, respectivamente.
5. Se comprobó la hipótesis de la investigación, por lo que se puede asegurar que la tendencia exponencial del aporte de la lámina mensual de precipitación y el número de curva distribuidos espacio y temporalmente generan un ajuste satisfactorio en el balance hídrico superficial en la cuenca del Valle de San Juan del Río. El modelo es capaz de simular el rendimiento hídrico superficial en los períodos analizados, existiendo una correlación entre los valores observados y simulados superior a 0.9 para la generalidad de las subcuencas con información hidrométrica, evaluándose cualitativamente el desempeño del modelo en función de los indicadores estadísticos NSE, PBIAS y RSR de Muy bueno a Satisfactorio.
6. Las proyecciones promedio de los *Modelos de Circulación General* (MCG) para la región indican la precipitación medial anual en la región en el período 2041-2060 disminuirá 4.58% y 2.30%, para el escenario RCP4.5 y 8.5 respectivamente respecto al período base. En el período 2061-2080 se proyectan reducciones regionales de 4.56% para el escenario

de estabilización y 8.56% para el escenario pesimista, evidenciándose las diferencias que se presentan en la precipitación para los escenarios que asciende a un 4%.

7. Para la región se proyecta un incremento de la temperatura promedio que asciende a 1.29°C (RCP4.5) y 1.87°C (RCP8.5) en el período 2041-2060, mientras que para finales del siglo se proyectan incrementos 1.69°C (RCP4.5) y 2.93°C (RCP8.5).
8. De acuerdo con los resultados del modelo hidrológico SWY el rendimiento hídrico superficial en la región se verá reducido para mediados de siglo en 9.30% y 4.90% para el escenario RCP4.5 y RCP8.5 respectivamente. El impacto de recarga potencial de los escenarios de CC indican que se reducirán en la región en 23.8 hm³ (10.7%) y para el escenario RCP8.5 en 15.4 hm³ (7%). Para finales de siglo se reducirán en un 9.13% para el escenario RCP4.5 y en un 19.52% para el escenario RCP 8.5, al tiempo que la reducción de la recarga potencial ascenderá a 10.70%-21.60% respecto al período base para cada respectivo escenario.
9. En función del análisis del método de cálculo del modelo hidrológico y de la rigurosidad de su proceso de calibración, se demostró que los valores de recarga potencial al agua subterránea que se derivan de los resultados de la modelación tienen un sólido sustento basado en la calibración de dos de las más importantes componentes del balance hídrico, el escurrimiento superficial y la evapotranspiración real, cuestión que no ha sido abordada en las investigaciones antecedentes, además la demostración física de la consistencia y la validación hidrogeológica de los resultados que aportan sustento y solidez tanto a los resultados como al proceso metodológico de InVEST.

RECOMENDACIONES

1. Trabajar en el fortalecimiento de la red hidrométrica actual en la región, con el objetivo de mejorar la disponibilidad de datos para la calibración de modelos hidrológicos.
2. Ampliar el análisis de tendencia realizado a las variables climatológicas para mejorar el entendimiento de la variabilidad y el cambio climático en la región, analizando cambios estacionales, correlaciones y posible dependencia entre las variaciones observadas.
3. Poner los resultados obtenidos en el análisis del rendimiento hídrico futuro y su contribución a la recarga del agua subterránea a disposición de los gestores y tomadores de decisión del acuífero del Valle de San Juan del Río.
4. Emplear el modelo calibrado para analizar las zonas de mayor influencia para tomar medidas de protección, analizar la influencia de la reforestación en el aumento de la recarga potencial, entre otros posibles escenarios de manejo del entorno en favor de la mejora de la disponibilidad natural de los recursos hídricos superficiales y subterráneos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Abdalla, O. A., T. Al-Hosni, A. Al-Rawahi, A. Kacimov & I. Clark (2018). "Coupling isotopic and piezometric data to infer groundwater recharge mechanisms in arid areas: example of Samail Catchment, Oman." *Hydrogeology Journal* 26(8): 2561-2573. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1818-y>
2. Adeogun, A. G., B. F. Sule, A. W. Salami & M. O. Daramola (2014). "Validation of SWAT model for prediction of water yield and water balance: case study of upstream catchment of Jebba dam in Nigeria." *International Journal of Mathematical, Computational, Physical and Computer Engineering* 8(2): 264-270. <https://doi.org/10.4236/ojmh.2020.104006>
3. Aguilar, E., I. Auer, M. Brunet, T. Peterson & J. Wieringa (2003). "Guidelines on climate metadata and homogenization. world climate programme data and monitoring wcdmp-no. 53, wmo-td no. 1186." *World Meteorological Organization, Geneva* 55. https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=11635
4. Ahmed, K., S. Shahid, T. Ismail, N. Nawaz & X.-J. Wang (2018). "Absolute homogeneity assessment of precipitation time series in an arid region of Pakistan." *Atmósfera* 31(3): 301-316. <https://doi.org/10.20937/ATM.2018.31.03.06>
5. Akinsanola, A. & K. Ogunjobi (2017). "Recent homogeneity analysis and long-term spatio-temporal rainfall trends in Nigeria." *Theoretical and Applied Climatology* 128(1-2): 275-289. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1701-x>
6. Alexandersson, H. & A. Moberg (1997). "Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends." *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 17(1): 25-34. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199701\)17:1%3C25::AID-JOC103%3E3.0.CO;2-J](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199701)17:1%3C25::AID-JOC103%3E3.0.CO;2-J)
7. Al-Sudani, H. I. Z. (2020). "Derivation mathematical equations to estimate water surplus and groundwater recharge in Iraq." *Applied Water Science* 10(4): 1-11. <https://doi.org/10.1007/s13201-020-01179-2>
8. Alrashidi, M. S. & R. T. Bailey (2020). "Estimating groundwater recharge for a freshwater lens in an arid region: Formative and stability assessment." *Hydrological Processes* 34(4): 1063-1080. <https://doi.org/10.1002/hyp.13649>
9. Allen, R., L. Pereira, D. Raes & M. Smith (2006). "Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. FAO." *Irrigation and Drainage Paper* (56).
10. Amanambu, A. C., O. A. Obarein, J. Mossa, L. Li, S. S. Ayeni, O. Balogun, A. Oyebamiji and F. U. Ochege (2020). "Groundwater system and climate change: Present status and future considerations." *Journal of Hydrology*: 125-163.
11. Arévalo, R. M. (2019). Desarrollode Herramienta Hidro-Informática para estimar el caudal ecológico en cuencas no aforadas. *Tesis en opción al grado de Doctor en Ciencias del Agua*, Universidad Autónoma del Estado de México, Facultad de Ingeniería.

12. Arikan, B. B. & E. Kahya (2019). "Homogeneity revisited: analysis of updated precipitation series in Turkey." *Theoretical and Applied Climatology* 135(1-2): 211-220. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2368-x>
13. Arnold, J. G., R. S. Muttiah, R. Srinivasan & P. M. Allen (2000). "Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin." *Journal of Hydrology* 227(1-4): 21-40. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00139-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00139-0)
14. Arreguín-Cortés, F. I., R. Murillo-Fernández & H. Marengo-Mogollón (2013). "Inventario nacional de presas." *Tecnología y ciencias del agua* 4(4): 179-185. Versión On-line ISSN 2007-2422.
15. Arreguín Cortés, F., López Pérez, M., & Montero Martínez, M. (2015). Atlas de vulnerabilidad hídrica en México ante el cambio climático: efectos del cambio climático en el recurso hídrico de México.
16. Bagstad, K. J., J. C. Ingram, G. M. Lange, M. Masozera, Z. H. Ancona, M. Bana, D. Kagabo, B. Musana, N. L. Nabahungu & E. Rukundo (2020). "Towards ecosystem accounts for Rwanda: Tracking 25 years of change in flows and potential supply of ecosystem services." *People and Nature* 2(1): 163-188. <https://doi.org/10.1002/pan3.10062>
17. Bailey, R. T., S. Park, K. Bieger, J. G. Arnold & P. M. Allen (2020). "Enhancing SWAT+ simulation of groundwater flow and groundwater-surface water interactions using MODFLOW routines." *Environmental Modelling and Software* 126: 104660. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2020.104660>
18. Baker, T. J. & S. N. Miller (2013). "Using the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) to assess land use impact on water resources in an East African watershed." *Journal of hydrology* 486: 100-111. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.01.041>
19. Barontini, S., G. Grossi, N. Kouwen, S. Maran, P. Scaroni & R. Ranzi (2009). "Impacts of climate change scenarios on runoff regimes in the southern Alps." *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 6(2): 3089-3141. <https://doi.org/10.5194/hessd-6-3089-2009>
20. Bates, B., Z. W. Kundzewicz, S. Wu & J. Palutikof (2008). El cambio climático y el agua, PNUMA, Ginebra (Suiza) Organización Meteorológica Mundial, Ginebra (Suiza).
21. Behulu, F., A. M. Melesse and A. Fiori (2016). Climate change impact assessment on groundwater recharge of the Upper Tiber Basin (Central Italy). *Landscape Dynamics, Soils and Hydrological Processes in Varied Climates*, Springer: 675-701. https://doi.org/10.1007/978-3-319-18787-7_30
22. Belete, M., J. Deng, G. A. Abubakar, M. Teshome, K. Wang, M. Woldetsadik, E. Zhu, A. Comber & A. Gudo (2020). "Partitioning the Impacts of Land Use/Land Cover change and Climate Variability on Water Supply over the Source Region of Blue Nile Basin." *Land Degradation and Development*. <https://doi.org/10.1002/ldr.3589>
23. Bennett, N. D., B. F. Croke, G. Guariso, J. H. Guillaume, S. H. Hamilton, A. J. Jakeman, S. Marsili-Libelli, L. T. Newham, J. P. Norton & C. Perrin (2013). "Characterising performance of environmental models." *Environmental Modelling & Software* 40: 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2012.09.011>

24. Bessah, E., A. O. Raji, O. J. Taiwo, S. K. Agodzo, O. O. Ololade & A. Strapasson (2020). "Hydrological responses to climate and land use changes: The paradox of regional and local climate effect in the Pra River Basin of Ghana." *Journal of Hydrology: Regional Studies* 27: 100654. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100654>
25. Bizhanimanzar, M., R. Leconte & M. Nuth (2020). "Catchment-Scale Integrated Surface Water-Groundwater Hydrologic Modelling Using Conceptual and Physically Based Models: A Model Comparison Study." *Water* 12(2): 363. <https://doi.org/10.3390/w12020363>
26. Bogen, H., R. Kunkel, T. Schöbel, H. Schrey & F. Wendland (2005). "Distributed modeling of groundwater recharge at the macroscale." *Ecological modelling* 187(1): 15-26. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2005.01.023>
27. Brinckmann, S., J. Trentmann & B. Ahrens (2014). "Homogeneity analysis of the CM SAF surface solar irradiance dataset derived from geostationary satellite observations." *Remote Sensing* 6(1): 352-378. <https://doi.org/10.3390/rs6010352>
28. Buishand, T. A. (1982). "Some methods for testing the homogeneity of rainfall records." *Journal of hydrology* 58(1-2): 11-27. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90066-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90066-X)
29. Calderhead, A., R. Martel, J. Garfias, A. Rivera & R. Therrien (2012). "Pumping dry: an increasing groundwater budget deficit induced by urbanization, industrialization, and climate change in an over-exploited volcanic aquifer." *Environmental earth sciences* 66(7): 1753-1767. <https://doi.org/10.1007/s12665-011-1398-9>
30. Camino, E. R., J. R. P. Ruggeroni & F. H. Hernández (2014). "Quinto informe de evaluación del IPCC: Bases físicas." *Revista Tiempo y Clima* 5(43).
31. Campos, A. F. D. (2015). "Búsqueda de tendencias en la precipitación anual del estado de Zacatecas, México; en 30 registros con más de 50 años." *Ingeniería, investigación y tecnología* 16(3): 355-368. <https://doi.org/10.1016/j.riit.2015.058>
32. Campos Aranda, D. F. (2007). Estimación y aprovechamiento del escurrimiento, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería.
33. Citrini, A., C. Camera & G. P. Beretta (2020). "Nossana Spring (Northern Italy) under Climate Change: Projections of Future Discharge Rates and Water Availability." *Water* 12(2): 387. <https://doi.org/10.3390/w12020387>
34. Coelho, M., C. V. S. Fernandes & D. H. M. Detzel (2019). "Uncertainty analysis in the detection of trends, cycles, and shifts in water resources time series." *Water Resources Management* 33(8): 2629-2644. <https://doi.org/10.1007/s11269-019-02210-1>
35. CONABIO (2002). Estaciones hidrométricas. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. Extraído de 'Bandas (Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales)' del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA).
36. CONAGUA (2008 a). Evaluación del Riesgo Sanitario Ecológico en la Cuenca del Río San Juan. Ciudad de México. CONAGUA.

37. CONAGUA (2008 b). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero del Valle de San Juan del Río (2203), Estado de Querétaro. Publicado en el Diario Oficial de la Federación, México, Comisión Nacional del Agua.
38. CONAGUA (2015). Norma Oficial Mexicana NOM-011-CONAGUA-2015: "Conservación del recurso agua"-Que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales. , Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Estados Unidos Mexicanos.
39. CONAGUA (2018 a). Estadísticas del Agua en México. Edición 2018. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. México.
40. CONAGUA (2020). Sistema Nacional de Información del Agua (SINA). Disponibilidad de cuencas hidrográficas 2020, CONAGUA. Subdirección General Técnica.
41. CONAFOR (2013) Bosques, cambio climático y REDD+ en México. Guía básica. 2a edición. Comisión Nacional Forestal. Zapopan, Jalisco, México. 88p.
42. CONANP (2015) Estrategia de cambio climático desde las Áreas Naturales Protegidas: Una convocatoria para la resiliencia de México (2015-2020) 1a edición. Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. México. 60p.
43. Connor, R. (2015). The United Nations world water development report 2015: water for a sustainable world (Vol. 1): UNESCO publishing. ISBN 9231000713.
44. Cong, W., X. Sun, H. Guo & R. Shan (2020). "Comparison of the SWAT and InVEST models to determine hydrological ecosystem service spatial patterns, priorities and trade-offs in a complex basin." *Ecological Indicators* 112: 106089. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2020.106089>
45. Corbari, C., Ravazzani, G., Galvagno, M., Cremonese, E., & Mancini, M. (2017). Assessing crop coefficients for natural vegetated areas using satellite data and eddy covariance stations. *Sensors*, 17(11), 2664.
46. Corona, A. P., P. F. Servón & O. F. Martínez (2016). "Suelos, agua, inundaciones y cambio climático en zonas de karst: el caso de Quintana Roo, México." *GEOS* 36(2). <https://geos.cicese.mx/index.php/geos/article/view/11>
47. Cuervo-Robayo, A. P., O. Téllez-Valdés, M. A. Gómez-Albores, C. S. Venegas-Barrera, J. Manjarrez & E. Martínez-Meyer (2014). "An update of high-resolution monthly climate surfaces for Mexico." *International Journal of Climatology* 34(7): 2427-2437. <https://doi.org/10.1002/joc.3848>
48. Chacko, S., J. Kurian, C. Ravichandran, S. Vairavel & K. Kumar (2019). "An assessment of water yield ecosystem services in Periyar Tiger Reserve, Southern Western Ghats of India." *Geology, Ecology, and Landscapes*: 1-8. <https://doi.org/10.1080/24749508.2019.1699988>
49. Chung, I.-M., M. A. Sophocleous, D. B. Mitiku & N. W. Kim (2016). "Estimating groundwater recharge in the humid and semi-arid African regions." *Geosciences Journal* 20(5): 731-744. <https://doi.org/10.1007/s12303-016-0001-5>

50. DeFries, R. & K. N. Eshleman (2004). "Land-use change and hydrologic processes: a major focus for the future." *Hydrological processes* 18(11): 2183-2186. <https://doi.org/10.1002/hyp.5584>
51. de la Llata, G. R., V. J. Guadalupe, C. A. Bayona, G. E. Uribe, C. F. J. Sancén, C. A. Velasco & C. J. I. Ojeda (2018). Modelación y Evaluación de escenarios de estabilización del acuífero del Valle de San Juan del Río, Querétaro, México.
52. Del-Toro-Guerrero, F. J. & T. Kretzschmar (2020). "Precipitation-temperature variability and drought episodes in northwest Baja California, México." *Journal of Hydrology: Regional Studies* 27: 100653. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100653>
53. De Vries, J. J. and I. Simmers (2002). "Groundwater recharge: an overview of processes and challenges." *Hydrogeology Journal* 10(1): 5-17.
54. Drissia, T., V. Jothiprakash & A. Anitha (2019). "Statistical classification of streamflow based on flow variability in west flowing rivers of Kerala, India." *Theoretical and Applied Climatology* 137(3-4): 1643-1658. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2677-0>
55. Duncan, M., M. Srinivasan & H. McMillan (2016). "Field measurement of groundwater recharge under irrigation in Canterbury, New Zealand, using drainage lysimeters." *Agricultural Water Management* 166: 17-32. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.12.002>
56. Eliason, E. & A. Mcewen (1990). "Adaptive box filters for removal of random noise from digital images." *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 56(4): 453-458. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/70016380>
57. Fan, M., D. O. Mawuko, H. Shibata & W. Ou (2019). "Spatial conservation areas for water yield hydrological ecosystem services with their economic values effects under climate change: a case study of Teshio watershed located in northernmost of Japan." *Hydrology Research* 50(6): 1679-1709. <https://doi.org/10.2166/nh.20199>
58. Fan, M., H. Shibata & L. Chen (2020). "Spatial priority conservation areas for water yield ecosystem service under climate changes in Teshio watershed, northernmost Japan." *Journal of Water and Climate Change* 11(1): 106-129. <https://doi.org/10.2166/wcc.2018.088>
59. Fick, S. E. & R. J. Hijmans (2017). "WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas." *International journal of climatology* 37(12): 4302-4315. <https://doi.org/10.1002/joc.5086>
60. Francesconi, W., N. Uribe, J. Valencia & M. Quintero (2018). Modeling for Management. Andean Hydrology, *CRC Press*: 84-101.
61. Fu, Q., B. Li, Y. Hou, X. Bi & X. Zhang (2017). "Effects of land use and climate change on ecosystem services in Central Asia's arid regions: a case study in Altay Prefecture, China." *Science of the Total Environment* 607: 633-646. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.06.241>
62. Gadedjisso-Tossou, A., K. I. Adjegan & A. K. M. Kablan (2020). "Rainfall and Temperature Trend Analysis by Mann–Kendall Test and Significance for Rainfed Cereal Yields in Northern Togo." *Sci* 2(4): 74 <https://doi.org/10.3390/sci2040074>

63. Gao, J., F. Li, H. Gao, C. Zhou and X. Zhang (2017). "The impact of land-use change on water-related ecosystem services: a study of the Guishui River Basin, Beijing, China." *Journal of Cleaner Production* 163: S148-S155.
64. Gharbia, S. S., T. Smullen, L. Gill, P. Johnston & F. Pilla (2018). "Spatially distributed potential evapotranspiration modeling and climate projections." *Science of The Total Environment* 633: 571-592. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.208>
65. Galvão, P., R. Hirata & B. Conicelli (2018). "Estimating groundwater recharge using GIS-based distributed water balance model in an environmental protection area in the city of Sete Lagoas (MG), Brazil." *Environmental Earth Sciences* 77(10): 398. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7579-z>
66. Gary, M., R. McAfee, C. L. Wolf, R. McAfee & C. L. Wolf (1973). *Glossary of geology, American Geological Institute* Washington.
67. Gaspari, F. J., A. R. Díaz Gómez, M. I. Delgado & G. E. Senisterra (2015). "Evaluación del Servicio Ambiental de provisión hídrica en cuencas hidrográficas del sudeste bonaerense, Argentina." *Revista de la Facultad de Agronomía* 114. ISSN: 1669-9513 <http://www.agro.unlp.edu.ar/revista/index.php/revagro/article/view/324/219>
68. Gemitzi, A., H. Ajami & H.-H. Richnow (2017). "Developing empirical monthly groundwater recharge equations based on modeling and remote sensing data—Modeling future groundwater recharge to predict potential climate change impacts." *Journal of Hydrology* 546: 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.015>
69. Ghazavi, R. & H. Ebrahimi (2019). "Predicting the impacts of climate change on groundwater recharge in an arid environment using modeling approach." *International Journal of Climate Change Strategies and Management*. <https://doi.org/10.1108/IJCCSM-04-2017-0085>
70. Gleeson, T., Y. Wada, M. F. Bierkens & L. P. Van Beek (2012). "Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint." *Nature* 488(7410): 197-200. <https://doi.org/10.1038/nature11295>
71. Glenn, E. P., A. R. Huete, P. L. Nagler, K. K. Hirschboeck and P. Brown (2007). "Integrating remote sensing and ground methods to estimate evapotranspiration." *Critical Reviews in Plant Sciences* 26(3): 139-168.
72. Godínez, A. A. (1990). "Problemática del desarrollo de la hidrología Problemas nacionales de la hidrología superficial en la CNA." *Tecnología y ciencias del agua*: 22-38.
73. Graf, R. & J. Przybyłek (2014). "Estimation of shallow groundwater recharge using a GIS-based distributed water balance model." *Quaestiones Geographicae* 33(3): 27-37. <https://doi.org/10.2478/quageo-2014-0027>
74. Gruss, L., J. Pollert Jr, J. Pollert Sr, M. Wiatkowski & S. Czaban (2020). "The application of new distribution in determining extreme hydrologic events such as floods." *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*: 1-31. <https://doi.org/10.5194/hess-2020-173>
75. Gupta, M., J. Gao, C. Aggarwal & J. Han (2014). "Outlier detection for temporal data." *Synthesis Lectures on Data Mining and Knowledge Discovery* 5(1): 1-129.

76. Gupta, H. V., S. Sorooshian & P. O. Yapo (1999). "Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration." *Journal of hydrologic engineering* 4(2): 135-143. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1999\)4:2\(135\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1999)4:2(135))
77. Guijarro, J. (2006). Homogenization of a dense thermo-pluviometric monthly database in the Balearic Islands using the free contributed R package CLIMATOL. WMO Fifth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases.
78. Guyennon, N., F. Salerno, I. Portoghese and E. Romano (2017). "Climate change adaptation in a Mediterranean semi-arid catchment: Testing managed aquifer recharge and increased surface reservoir capacity." *Water* 9(9): 689.
79. Gyamfi, C., J. M. Ndambuki, G. K. Anornu & G. E. Kifanyi (2017). "Groundwater recharge modelling in a large scale basin: an example using the SWAT hydrologic model." *Modeling Earth Systems and Environment* 3(4): 1361-1369. <https://doi.org/10.1007/s40808-017-0383-z>
80. Haktanir, T. & H. Citakoglu (2014). "Trend, independence, stationarity, and homogeneity tests on maximum rainfall series of standard durations recorded in Turkey." *Journal of Hydrologic Engineering* 19(9): 05014009. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000973](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000973)
81. Hamed, K. H. (2008). "Trend detection in hydrologic data: the Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis." *Journal of hydrology* 349(3-4): 350-363. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.119>
82. Hamel, P., J. Valencia, R. Schmitt, M. Shrestha, T. Piman, R. P. Sharp, W. Francesconi & A. J. Guswa (2020). "Modeling seasonal water yield for landscape management: Applications in Peru and Myanmar." *Journal of Environmental Management* 270: 110792. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110792>
83. Hamel, P., G. Blundo-Canto, V. Kowal, B. P. Bryant, P. L. Hawthorne & R. Chaplin-Kramer (2019). "Where should livestock graze? Integrated modeling and optimization to guide grazing management in the Cañete basin, Peru." *Socio-Environmental Systems Modelling* 1. <https://doi.org/10.18174/sesmo.2019a16125>
84. Hamel, P. & A. J. Guswa (2015). "Uncertainty analysis of a spatially explicit annual water-balance model: case study of the Cape Fear basin, North Carolina." *Hydrology and Earth System Sciences* 19: 839. <http://10.5194/hess-19-839-2015>
85. Han, Y. (2020). "Research on Mathematical Model of Environmental Assessment." *EandES* 450(1): 012035. <https://iopscience.iop.org/journal/1755-1315>
86. Hanssen-Bauer, I. and E. J. Førland (1994). "Homogenizing long Norwegian precipitation series." *Journal of Climate* 7(6): 1001-1013. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1994\)007%3C1001:HLNPS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1994)007%3C1001:HLNPS%3E2.0.CO;2)
87. Haro-Montegudo, D., L. Palazón & S. Beguería (2020). "Long-term Sustainability of Large Water Resource Systems under Climate Change: a Cascade Modeling Approach." *Journal of Hydrology*: 124546. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124546>

88. Hatch Kuri, G., C. Denzin, F. Taboada & R. Pacheco-Vega (2017). "Agua subterránea en México: retos y pendientes para la transformación de su gestión." *El estado del agua en México. Actores, sectores y paradigmas para una transformación social-ecológica*: 149-170.
89. Healy, R. W. (2010). *Estimating groundwater recharge*, Cambridge University Press.
90. Helsel, D. & R. Hirsch (2002). *Statistical methods in water resources*. USGS, TWRI-4-A3. <https://doi.org/10.3133/tm4A3>
91. Higgins, J. J. (2004). *An introduction to modern nonparametric statistics*, Brooks/Cole Pacific Grove, CA. ISBN-13: 9780534387754, ISBN: 0534387756.
92. Hocking, M. & B. F. Kelly (2016). "Groundwater recharge and time lag measurement through Vertosols using impulse response functions." *Journal of Hydrology* 535: 22-35. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.042>
93. Hoefs, J. (2018). *Stable isotope geochemistry. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment*, Springer. <https://link.springer.com/book/10.1007%2F978-3-319-78527-1>
94. Hrachowitz, M., H. Savenije, G. Blöschl, J. McDonnell, M. Sivapalan, J. Pomeroy, B. Arheimer, T. Blume, M. Clark & U. Ehret (2013). "A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)—a review." *Hydrological sciences journal* 58(6): 1198-1255. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.803183>
95. IMTA. (2018). "Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BandAS). Instituto Mexicano de Tecnología del Agua." Retrieved 15 enero, 2020, from <https://www.imta.gob.mx/bandas>
96. INEGI (2016). *Conjunto de datos vectoriales de Uso del Suelo y Vegetación. Serie VI.(Capa Unión). Escala 1: 250 000*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
97. INIFAP & CONABIO (1995). "Instituto Nacional de investigaciones Forestales y Agropecuarias (INIFAP)-Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO),(1995).“." *Mapa edafológico*”. Escalas 1(250): 000.
98. IPCC (2007). "Informe de Síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (Equipo de redacción principal: Pachauri, K y Reisinger, A.). Ginebra, Suiza." Ginebra, Suiza 2007: 36.
99. IPCC, 2013. Summary for policymakers. In: Qin, D., Stokcer, T.F. (Eds.), *Climate Change 2103: The Physical Basis. Contribution of the Working Group I to the fifth AR of the IPCC*.
100. IPCC (2014). "Climate change 2014: Synthesis report." Contribution of working groups I, II and III to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change 27: 408.
101. Jackson, J. A. (2005). "Glossary of geology." *Glossary of Geology*, by JA Jackson. 2005 Approx. 900 p. 5th revised and enlarged ed. ISBN 3-540-27951-2. Berlin: Springer, 2005.: 5th.
102. Jarvis, A., H. Reuter, A. Nelson & E. Guevara (2008). "Hole-filled SRTM [Shuttle Radar Topographic Mission] for the globe, version 4: available from the CGIAR [Consultative Group

for International Agricultural Research]-Consortium for Spatial Information SRTM 90m Database." Jarvis, A., Reuter, HI, Nelson, andrew, and Guevara, Edward.

103. Jassas, H. and B. Merkel (2014). "Estimating Groundwater Recharge in the Semiarid Al-Khazir Gomal Basin, North Iraq." *Water* 6(8): 2467-2481.
104. Joulia, L. A. (2012). Atlas de Riesgo del Municipio de San Juan del Río Querétaro. Capítulo 1: Antecedentes e Introducción, Secretaria de Desarrollo Local.
105. Jie, Z., J. van Heyden, D. Bendel & R. Barthel (2011). "Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge calculations." *Hydrogeology Journal* 19(8): 1487-1502. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0772-8>
106. Kahsay, G. H., T. Gebreyohannes, M. A. Gebremedhin, A. Gebrekirstos, E. Birhane, H. Gebrewahid & L. Welegebriel (2019). "Spatial groundwater recharge estimation in Raya basin, Northern Ethiopia: an approach using GIS based water balance model." *Sustainable Water Resources Management* 5(2): 961-975. <https://doi.org/10.1007/s40899-018-0272-2>
107. Karger, D., O. Conrad, J. Böhner, T. Kawohl, H. Kreft, R. Soria-Auza & M. Kessler (2017 b). "Data from: Climatologies at high resolution for the earth's land surface areas, Dryad Digital Repository."
108. Karger, D. N., O. Conrad, J. Böhner, T. Kawohl, H. Kreft, R. W. Soria-Auza, N. E. Zimmermann, H. P. Linder & M. Kessler (2017). "Climatologies at high resolution for the earth's land surface areas." *Scientific data* 4: 170122. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.122> .
109. Kazemzadeh, M. and A. Malekian (2018). "Homogeneity analysis of streamflow records in arid and semi-arid regions of northwestern Iran." *Journal of Arid Land* 10(4): 493-506. <https://doi.org/10.1007/s40333-018-0064-4>
110. Kendall, M. G. (1948). "Rank correlation methods." *American Psychological Association* <https://psycnet.apa.org/record/1948-15040-000>
111. Kendall, C. & J. J. McDonnell (2012). Isotope tracers in catchment hydrology, Elsevier.
112. King, A. C., M. Raiber, M. E. Cox & D. I. Cendón (2017). "Comparison of groundwater recharge estimation techniques in an alluvial aquifer system with an intermittent/ephemeral stream (Queensland, Australia)." *Hydrogeology Journal* 25(6): 1759-1777. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1565-5>
113. Kumar, C. (2009). "Groundwater assessment methodology." National Institute of Hydrology 21.
114. Lee, C.-H., W.-P. Chen & R.-H. Lee (2006). "Estimation of groundwater recharge using water balance coupled with base-flow-record estimation and stable-base-flow analysis." *Environmental Geology* 51(1): 73-82. <https://doi.org/10.1007/s00254-006-0305-2>
115. Lerner, D. N. (1990). "Groundwater recharge in urban areas." *Atmospheric Environment Part B: Urban Atmosphere AEBAE* 5 Vol. 24 B 1: 63-64.

116. Li, J., Y. Bai & J. M. Alatalo (2020). "Impacts of rural tourism-driven land use change on ecosystems services provision in Erhai Lake Basin, China." *Ecosystem Services* 42: 101081. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2020.101081>
117. Li, S., H. Yang, M. Lacayo, J. Liu & G. Lei (2018). "Impacts of land-use and land-cover changes on water yield: A case study in Jing-Jin-Ji, China." *Sustainability* 10(4): 960. <https://doi.org/10.3390/su10040960>
118. Li, T., Y. Lü, B. Fu, W. Hu & A. J. Comber (2019). "Bundling ecosystem services for detecting their interactions driven by large-scale vegetation restoration: enhanced services while depressed synergies." *Ecological indicators* 99: 332-342. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.12.041>
119. Li, Z., X. Deng, G. Jin, A. Mohammed and A. O. Arowolo (2020). "Tradeoffs between agricultural production and ecosystem services: A case study in Zhangye, Northwest China." *Science of The Total Environment* 707: 136032. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.136032>
120. Lian, X.-h., Y. Qi, H.-w. Wang, J.-l. Zhang & R. Yang (2020). "Assessing Changes of Water Yield in Qinghai Lake Watershed of China." *Water* 12(1): 11. <https://doi.org/10.3390/w12010011>
121. Ling, L., Z. Yusop & M. F. Chow (2020). "Urban flood depth estimate with a new calibrated curve number runoff prediction model." *IEEE Access* 8: 10915-10923. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2020.2964898>
122. Liu, H., S. Shah & W. Jiang (2004). "On-line outlier detection and data cleaning." *Computers & chemical engineering* 28(9): 1635-1647. <https://doi.org/10.1016/j.compchemeng.2004.01.009>
123. Lu, H., Y. Yan, J. Zhu, T. Jin, G. Liu, G. Wu, L. C. Stringer & M. Dallimer (2020). "Spatiotemporal Water Yield Variations and Influencing Factors in the Lhasa River Basin, Tibetan Plateau." *Water* 12(5): 1498. <https://doi.org/10.3390/w12051498>
124. Luan, J., Y. Zhang, J. Tian, H. K. Meresa & D. Liu (2020). "Coal mining impacts on catchment runoff." *Journal of Hydrology*: 125101. <https://doi.org/10.1029/2019WR025770>
125. Luo, Y. & M. Sophocleous (2010). "Seasonal groundwater contribution to crop-water use assessed with lysimeter observations and model simulations." *Journal of Hydrology* 389(3-4): 325-335. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.06.011>
126. López-García, T. G., M. G. Manzano & A. I. Ramírez (2017). "Disponibilidad hídrica bajo escenarios de cambio climático en el Valle de Galeana, Nuevo León, México." *Tecnología y ciencias del agua* 8(1): 105-114. <http://dx.doi.org/10.24850/j-tyca-2017-01-08>
127. Loukika, K., K. V. Reddy, K. D. Rao & A. Singh (2020). Estimation of Groundwater Recharge Rate Using SWAT MODFLOW Model. *Applications of Geomatics in Civil Engineering*, Springer: 143-154. https://doi.org/10.1007/978-981-13-7067-0_10
128. Lovera Pons, V., I. E. Roldán Aragón, J. Sánchez Robles & P. Torres Lima (2019). "Evaluación del servicio ecosistémico de rendimiento hídrico entre los años de 1994 y 2016 en el municipio de valle de bravo, estado de México." *Papeles de Geografía* 64: 93-113. <http://hdl.handle.net/10201/69539>

129. Lu, N., G. Sun, X. Feng & B. Fu (2013). "Water yield responses to climate change and variability across the North–South Transect of Eastern China (NSTEC)." *Journal of hydrology* 481: 96-105. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.020>
130. Machiwal, D. & M. K. Jha (2009). "Time series analysis of hydrologic data for water resources planning and management: a review." *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 54(3): 237-257. <http://dlib.lib.cas.cz:8080/472/>
131. Machiwal, D. & M. K. Jha (2012). "Hydrologic time series analysis: theory and practice". New Delhi, India, Springer Science & Business Media. Capital Publishing Company. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-1861-6>
132. Machiwal, D. & M. K. Jha (2017). "Evaluating persistence and identifying trends and abrupt changes in monthly and annual rainfalls of a semi-arid region in Western India." *Theoretical and Applied Climatology* 128(3-4): 689-708. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1734-9>
133. Maliva, R. G. (2020). Groundwater Recharge and Aquifer Water Budgets. *Anthropogenic Aquifer Recharge*, Springer: 63-102. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11084-0_4
134. Maliva, R. G. (2020). Introduction to Anthropogenic Aquifer Recharge. *Anthropogenic Aquifer Recharge*, Springer: 1-20. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11084-0_1
135. Militino, A. F., M. Moradi & M. D. Ugarte (2020). "On the Performances of Trend and Change-Point Detection Methods for Remote Sensing Data." *Remote Sensing* 12(6): 1008. <https://doi.org/10.3390/rs12061008>
136. Mallakpour, I. & G. Villarini (2016). "A simulation study to examine the sensitivity of the Pettitt test to detect abrupt changes in mean." *Hydrological Sciences Journal* 61(2): 245-254. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1008482>
137. Mann, H. B. (1945). "Nonparametric tests against trend." *Econometrica: Journal of the econometric society*: 245-259. <https://doi.org/10.2307/1907187>
138. Mann, H. B. & D. R. Whitney (1947). "On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other." *The annals of mathematical statistics*: 50-60. <https://doi.org/10.1214/aoms/1177730491>
139. Manzanilla-Quñones U, Pozo-Montuy G, Delgado-Valerio P, Martínez-Sifuentes AR, AguirreCalderón OA (2021) Escenarios climáticos (CMIP-5) para la Reserva de la Biosfera Pantanos de Centla, Tabasco, México. *Ecosistemas y Recursos Agropecuarios* Núm. Esp. I: e2588.
140. Manzano-Solís, L. R., M. A. Gomez-Albores, C. Díaz-Delgado, C. A. Mastachi-Loza, R. Ordoñez-Sierra, K. M. Bâ & R. Franco-Plata (2018). "Identification of variations in the climatic conditions of the lerma-chapala-santiago watershed by comparative analysis of time series." *Advances in Meteorology* 2018. <https://doi.org/10.1155/2018/1098942>
141. Martínez-Austria, P. F., Bandala, E. R., & Patiño-Gómez, C. (2016). Temperature and heat wave trends in northwest Mexico. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 91, 20-26.

142. Medina, R. C. M. (2017). Desarrollo de una metodología para la construcción de modelos conceptuales En acuíferos de alta complejidad hidrogeológica: Caso de estudio acuífero del Valle de San Juan del Río *Tesis presentada en opción al título de Doctora en Ciencias del Agua*, Universidad Autónoma del Estado de México.
143. Meixner, T., A. H. Manning, D. A. Stonestrom, D. M. Allen, H. Ajami, K. W. Blasch, A. E. Brookfield, C. L. Castro, J. F. Clark & D. J. Gochis (2016). "Implications of projected climate change for groundwater recharge in the western United States." *Journal of Hydrology* 534: 124-138. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.027>
144. Mengistu, D., W. Bewket, A. Dosio and H.-J. Panitz (2021). "Climate change impacts on water resources in the Upper Blue Nile (Abay) River Basin, Ethiopia." *Journal of Hydrology* 592: 125614.
145. Milewski, A., M. Sultan, A. Al-Dousari & E. Yan (2014). "Geologic and hydrologic settings for development of freshwater lenses in arid lands." *Hydrological processes* 28(7): 3185-3194. <https://doi.org/10.1002/hyp.9823>
146. Minga-León, S., M. A. Gómez-Albores, K. M. Bâ, L. Balcázar, L. R. Manzano-Solís, A. P. Cuervo-Robayo & C. A. Mastachi-Loza (2018). "Estimation of water yield in the hydrographic basins of southern Ecuador." *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*: 1-18. <https://doi.org/10.5194/hess-2018-529>
147. Mirchi, A., D. Watkins Jr & K. Madani (2010). "Modeling for watershed planning, management, and decision making." *Watersheds: management, restoration and environmental impact* (Vaughn JC ed). Nova Science Publishers, Hauppauge, NY, USA. ISBN: 978-1-61668-667-3
148. Moriasi, D. N., J. G. Arnold, M. W. Van Liew, R. L. Bingner, R. D. Harmel & T. L. Veith (2007). "Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations." *Transactions of the ASABE* 50(3): 885-900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
149. Murray-Tortarolo, G. N. (2021). Seven decades of climate change across Mexico. *Atmósfera*, 34(2), 217-226.
150. Murphy, H. M., M. D. Prioleau, M. A. Borchardt & P. D. Hynds (2017). "Epidemiological evidence of groundwater contribution to global enteric disease, 1948–2015." *Hydrogeology Journal* 25(4): 981-1001. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1543-y>
151. Myronidis, D., K. Ioannou, D. Fotakis & G. Dörflinger (2018). "Streamflow and hydrological drought trend analysis and forecasting in Cyprus." *Water resources management* 32(5): 1759-1776. <https://doi.org/10.1007/s11269-018-1902-z>
152. Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe (1970). "River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles." *Journal of hydrology* 10(3): 282-290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
153. Naghettini, M. (2017). *Fundamentals of statistical hydrology*, Springer. <https://link.springer.com/book/10.1007%2F978-3-319-43561-9>

154. Nandagiri, L. (2007). Calibrating hydrological models in ungauged basins: Possible use of areal evapotranspiration instead of streamflows. Predictions In Ungauged Basins: PUB Kick-off (Proceedings of the Kick-off meeting held in Brasilia, 20–22 November 2002) IAHS.
155. Ndhlovu, G. & Y. Woyessa (2020). "Modelling impact of climate change on catchment water balance, Kabompo River in Zambezi River Basin." *Journal of Hydrology: Regional Studies* 27: 100650. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100650>
156. Nesa, N., T. Ghosh & I. Banerjee (2018). Outlier detection in sensed data using statistical learning models for IoT. *2018 IEEE Wireless Communications and Networking Conference (WCNC)*, IEEE.
157. Norouzi, N. (2020). "Climate change Impacts on the water flow to the RESERVOIR of the Dez dam basin." *Water Cycle*. Pages 113-120 <https://doi.org/10.1016/j.watcyc.2020.08.001>
158. NRCS-USDA. (2004, Jan 2009). "National Engineering Handbook Hydrology Chapters." Chapter 10: Estimation of Direct Runoff from Storm Rainfall Retrieved 27 de Marzo, 2020, from <http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/national/water/?cid=stelprdb1043063>.
159. NRCS-USDA. (2004, Jul 2004). "National Engineering Handbook Hydrology Chapters." Chapter 9: Hydrologic Soil-Cover Complexes Retrieved 27 de Marzo, 2020, from <http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/national/water/?cid=stelprdb1043063>
160. NRCS-USDA. (2009, Jan 2009). "National Engineering Handbook Hydrology Chapters." Chapter 9: Hydrologic Soil Groups Retrieved 27 de Marzo, 2020, from <http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/national/water/?cid=stelprdb1043063>
161. NRCS-USDA. (2009a, Apr 2009). "National Engineering Handbook Hydrology Chapters." Handbook Chapter 20: Watershed Yield Retrieved 27 de Marzo, 2020, from <http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/national/water/?cid=stelprdb1043063>.
162. Oke, M. O., Martins, O., Idowu, O. A., & Aiyelokun, O. (2015). Comparative analysis of groundwater recharge estimation value obtained using empirical methods in Ogun and Oshun River Basins. *Ife Journal of Science*, 17(1), 53-63.
163. ONU, P. (2016). Informe de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos en el Mundo 2016: Agua y Empleo, París: UNESCO.
164. Ord, K. (1996). "Outliers in statistical data: V. Barnett and T. Lewis, 1994, (John Wiley & Sons, Chichester), 584 pp., [UK pound] 55.00, ISBN 0-471-93094-6." *International Journal of Forecasting* 12(1): 175-176.
165. Ordoñez, J. (2011). Cartilla Técnica: Aguas subterráneas-acuíferos. "Contribuyendo al desarrollo de una Cultura del Agua y la Gestión Integral de Recurso Hídrico". Global Water Partnership, Sociedad Geográfica de Lima, Perú.
166. Ouyang, Z., C. Zhu, G. Yang, X. Weihua, H. Zheng, Y. Zhang & Y. Xiao (2013). "Gross ecosystem product concept accounting framework and case study." *Acta Ecologica Sinica* 33(21): 6747-6761.
167. Pandžić, K., M. Kobold, D. Oskoruš, B. Biondić, R. Biondić, O. Bonacci, T. Likso & O. Curić (2020). "Standard normal homogeneity test as a tool to detect change points in climate-

- related river discharge variation: case study of the Kupa River Basin." *Hydrological Sciences Journal* 65(2): 227-241. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1686507>
168. Panes, R. A. G., G. R. G. Ramírez, I. S. Cohen, G. D. Padilla & F. B. Moreno (2017). "Validación espacial de datos climatológicos y pruebas de homogeneidad: caso Veracruz, México." *Tecnología y ciencias del agua* 8(5): 157-177. <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2017-05-11>
169. Pardo-Igúzquiza, E., A. J. Collados-Lara and D. Pulido-Velazquez (2019). "Potential future impact of climate change on recharge in the Sierra de las Nieves (southern Spain) high-relief karst aquifer using regional climate models and statistical corrections." *Environmental Earth Sciences* 78(20): 1-12.
170. Park, J., Baik, J., & Choi, M. (2017). Satellite-based crop coefficient and evapotranspiration using surface soil moisture and vegetation indices in Northeast Asia. *Catena*, 156, 305-314.
171. Pascual, J. & M. Díaz-Martín (2016). Guía práctica sobre la modelización hidrológica y el modelo HEC-HMS, *IMDEA AGUA*, Centro para el Conocimiento del Paisaje.
172. Pasini, S., S. Torresan, J. Rizzi, A. Zabeo, A. Critto & A. Marcomini (2012). "Climate change impact assessment in Veneto and Friuli Plain groundwater. Part II: A spatially resolved regional risk assessment." *Science of the total environment* 440: 219-235. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.06.096>
173. Patakamuri, S. K., K. Muthiah & V. Sridhar (2020). "Long-term homogeneity, trend, and change-point analysis of rainfall in the arid district of ananthapuramu, Andhra Pradesh State, India." *Water* 12(1): 211. <https://doi.org/10.3390/w12010211>
174. Patil, N. S., N. Chetan, M. Nataraja & S. Suthar (2020). "Climate change scenarios and its effect on groundwater level in the Hiranyakeshi watershed." *Groundwater for Sustainable Development*: 100323. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100323>
175. Pereira, D. d. R., M. A. Martinez, F. F. Pruski & D. D. da Silva (2016). "Hydrological simulation in a basin of typical tropical climate and soil using the SWAT model part I: Calibration and validation tests." *Journal of Hydrology: Regional Studies* 7: 14-37. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.052>
176. Pérez-Cutillas, P., P. Baños Páez & I. Banos-González (2020). "Variability of Water Balance under Climate Change Scenarios. Implications for Sustainability in the Rhône River Basin." *Sustainability* 12(16): 6402. <https://doi.org/10.3390/su12166402>
177. Pessacg, N., S. Flaherty, L. Brandizi, S. Solman & M. Pascual (2015). "Getting water right: A case study in water yield modelling based on precipitation data." *Science of the Total Environment* 537: 225-234. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.148>
178. Pettitt, A. (1979). "A non-parametric approach to the change-point problem." *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)* 28(2): 126-135. <https://doi.org/10.2307/2346729>
179. Petpongpan, C., C. Ekkawatpanit & D. Kositgittiwong (2020). "Climate Change Impact on Surface Water and Groundwater Recharge in Northern Thailand." *Water* 12(4): 1029. <https://doi.org/10.3390/w12041029>

180. Plazas-Nossa, L., M. A. Ávila Angulo & A. Torres (2017). "Detection of outliers and imputing of missing values for water quality UV-Vis absorbance time series." *Ingeniería* 22(1): 111-124. <http://dx.doi.org/10.14483/udistrital.jour.reving.2017.1.a01>
181. Prabhakar, A., K. Singh, A. Lohani & S. Chandniha (2019). "Assessment of regional-level long-term gridded rainfall variability over the Odisha State of India." *Applied Water Science* 9(4): 93. <https://doi.org/10.1007/s13201-019-0975-z>
182. Pokhrel, Y. N., Y. Fan, G. Miguez-Macho, P. J. F. Yeh and S. C. Han (2013). "The role of groundwater in the Amazon water cycle: 3. Influence on terrestrial water storage computations and comparison with GRACE." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118(8): 3233-3244.
183. Purnomo, S. N., & Lo, W. C. (2020). Estimation of Groundwater Recharge in Semarang City, Indonesia. In IOP Conference Series: Materials Science and Engineering (Vol. 982, No. 1, p. 012035). IOP Publishing.
184. Qi, W., H. Li, Q. Zhang & K. Zhang (2019). "Forest restoration efforts drive changes in land-use/land-cover and water-related ecosystem services in China's Han River basin." *Ecological Engineering* 126: 64-73. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2018.11.001>
185. Quadros, L., Mello, B. M. Gomes & F. C. Araujo (2019). "Rainfall trends for the State of Paraná: present and future climate." *Revista Ambiente & Água* 14(2). <http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.2258>
186. Rawls, W. J., A. Shalaby & R. H. McCuen (1981). "Evaluation of methods for determining urban runoff curve numbers." *Transactions of the ASAE* 24(6): 1562-1566. <https://doi.org/10.13031/2013.34490>
187. Redhead, J., C. Stratford, K. Sharps, L. Jones, G. Ziv, D. Clarke, T. Oliver & J. Bullock (2016). "Empirical validation of the InVEST water yield ecosystem service model at a national scale." *Science of the Total Environment* 569: 1418-1426. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.06.227>
188. Remesan, R. & J. Mathew (2016). Hydrological data driven modelling, Springer. <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/978-3-319-09235-5.pdf>
189. Ribeiro, S., J. Caineta & A. C. Costa (2016). "Review and discussion of homogenisation methods for climate data." *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 94: 167-179. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2015.08.007>
190. Rodríguez-Huerta, E., M. Rosas-Casals & L. M. Hernández-Terrones (2020). "A water balance model to estimate climate change impact on groundwater recharge in Yucatan Peninsula, Mexico." *Hydrological Sciences Journal* 65(3): 470-486. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1702989>
191. Ross, G. J. (2015). "Parametric and nonparametric sequential change detection in R: The cpm package." *Journal of Statistical Software* 66(3): 1-20. <http://dx.doi.org/10.18637/jss.v066.c03>
192. Rougé, C., Y. Ge & X. Cai (2013). "Detecting gradual and abrupt changes in hydrological records." *Advances in Water Resources* 53: 33-44. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.098>

193. Rousseeuw, P. J. & M. Hubert (2011). "Robust statistics for outlier detection." *Wiley Interdisciplinary Reviews: Data Mining and Knowledge Discovery* 1(1): 73-79. <https://doi.org/10.1002/widm.2>
194. Ryberg, K. R., G. A. Hodgkins & R. W. Dudley (2020). "Change points in annual peak streamflows: Method comparisons and historical change points in the United States." *Journal of Hydrology* 583: 124307. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124307>
195. Rybski, D. & J. Neumann (2011). A review on the Pettitt test. In: Kropp J., Schellnhuber HJ. (eds) In Extremis. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-14863-7_10
196. Sahle, M., O. Saito, C. Fürst & K. Yeshitela (2019). "Quantifying and mapping of water-related ecosystem services for enhancing the security of the food-water-energy nexus in tropical data-sparse catchment." *Science of the Total Environment* 646: 573-586. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.347>
197. Sánchez, F., M. García, O. Jaramillo & N. Verdugo (2010). "Agua superficial: Caracterización y análisis de la oferta." Instituto Nacional de Hidrología y Medioambiente (Ed.), Estudio Nacional del agua 2010: 54-110.
198. Sanford, W. (2002). "Recharge and groundwater models: an overview." *Hydrogeology journal* 10(1): 110-120. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0173-5>
199. Scanlon, B. R., A. R. Dutton & M. A. Sophocleous (2002). Groundwater recharge in Texas, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.
200. Scanlon, B. R., K. E. Keese, A. L. Flint, L. E. Flint, C. B. Gaye, W. M. Edmunds and I. Simmers (2006). "Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions." *Hydrological Processes: An International Journal* 20(15): 3335-3370.
201. Scordo, F., T. M. Lavender, C. Seitz, V. L. Perillo, J. A. Rusak, M. Piccolo & G. M. Perillo (2018). "Modeling water yield: Assessing the role of site and region-specific attributes in determining model performance of the InVEST seasonal water yield model." *Water* 10(11): 1496. <https://doi.org/10.3390/w10111496>
202. Schilling, K. E. & C. S. Jones (2019). "Hydrograph separation of subsurface tile discharge." *Environmental monitoring and assessment* 191(4): 231. <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7377-4>
203. Schönwiese, C.-D. & J. Rapp (2013). Climate trend atlas of Europe based on observations 1891–1990, Springer Science and Business Media.
204. Seiler, K.-P. & J. R. Gat (2007). Groundwater recharge from run-off, infiltration and percolation, Springer Science and Business Media.
205. Sen, P. K. (1968). "Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau." *Journal of the American statistical association* 63(324): 1379-1389.
206. Sharma, M. & A. Kujur (2012). "Application of Remote Sensing and GIS for groundwater recharge zone in and around Gola Block, Ramgargh district, Jharkhand, India." *International Journal of Scientific and Research Publications* 2(2): 130-135.

207. Sharp, R., H. Tallis, T. Ricketts, A. Guerry, S. Wood, R. Chaplin-Kramer, E. Nelson, D. Ennaanay, S. Wolny & N. Olwero (2018). InVEST 3.7.0.post22+ug.h3b687e57fad0 User's Guide. The Natural Capital Project, Stanford University, University of Minnesota, The Nature Conservancy, and World Wildlife Fund.
208. Shaukat, R. S., M. M. Khan, M. Shahid, M. Shoaib, T. A. Khan & M. A. Aslam (2020). "Quantitative Contribution of Climate Change and Land Use Change to Runoff in Tarbela Catchment, Pakistan." *Polish Journal of Environmental Studies* 29(5).
209. Shirmohammadi, B., A. Malekian, A. Salajegheh, B. Taheri, H. Azarnivand, Z. Malek & P. H. Verburg (2020). "Impacts of future climate and land use change on water yield in a semi-arid basin in Iran." *Land Degradation and Development*. <https://doi.org/10.1002/ldr.3554>
210. Shrestha, M., S. Shrestha & P. K. Shrestha (2019). "Evaluation of land use change and its impact on water yield in Songkhram River basin, Thailand." *International Journal of River Basin Management*: 1-9. <https://doi.org/10.1080/15715124.2019.1566239>
211. Shrestha, S., T. V. Bach & V. P. Pandey (2016). "Climate change impacts on groundwater resources in Mekong Delta under representative concentration pathways (RCPs) scenarios." *Environmental Science and Policy* 61: 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2016.03.010>
212. Singh, J., H. V. Knapp, J. Arnold & M. Demissie (2005). "Hydrological modeling of the Iroquois river watershed using HSPF and SWAT 1." *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 41(2): 343-360.
213. Simmers, I. (2017). Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas: *IAH International Contributions to Hydrogeology* 19, Routledge.
214. Şimşek, C., A. C. Demirkesen, A. Baba, A. Kumanlıoğlu, S. Durukan, N. Aksoy, Z. Demirkıran, A. Hasözbeke, A. Murathan & G. Tayfur (2020). "Estimation groundwater total recharge and discharge using GIS-integrated water level fluctuation method: a case study from the Alaşehir alluvial aquifer Western Anatolia, Turkey." *Arabian Journal of Geosciences* 13(3): 143. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5062-0>
215. Singh, V. P. & D. A. Woolhiser (2002). "Mathematical modeling of watershed hydrology." *Journal of hydrologic engineering* 7(4): 270-292.
216. Sobral, B. S., J. F. de Oliveira-Júnior, F. Alecrim, G. Gois, J. G. Muniz-Júnior, P. M. de Bodas Terassi, E. R. Pereira-Júnior, G. B. Lyra and M. Zeri (2020). "PERSIANN-CDR based characterization and trend analysis of annual rainfall in Rio De Janeiro State, Brazil." *Atmospheric Research* 238: 104873.
217. Sophocleous, M. (2004). Groundwater recharge, Groundwater, Encyclopedia of life support systems (EOLSS), UNESCO, EOLSS, Oxford.
218. Sophocleous, M. & J. McAllister (1987). "Basinwide water-balance modeling with emphasis on spatial distribution of ground water recharge 1." *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 23(6): 997-1010. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1987.tb00849.x>

219. Sophocleous, M. & J. Schloss (2000). "Estimated annual groundwater recharge." An Atlas of the Kansas High Plains Aquifer. <http://129.237.140.42/HighPlains/atlas/atrch.htm>
220. Sophocleous, M. A. (1991). "Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects." *Journal of hydrology* 124(3-4): 229-241. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(91\)90016-B](https://doi.org/10.1016/0022-1694(91)90016-B)
221. Sukhija, B., P. Nagabhushanam and D. Reddy (1996). "Groundwater recharge in semi-arid regions of India: an overview of results obtained using tracers." *Hydrogeology Journal* 4(3): 50-71.
222. Sun, Y. & M. G. Genton (2011). "Functional boxplots." *Journal of Computational and Graphical Statistics* 20(2): 316-334. <https://doi.org/10.1198/jcgs.2011.09224>
223. Sun, Y., R. Hao, J. Qiao & H. Xue (2020). "Function zoning and spatial management of small watersheds based on ecosystem disservice bundles." *Journal of Cleaner Production* 255: 120285. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2020.120285>
224. Tao, X.-e., H. Chen, C.-y. Xu, Y.-k. Hou & M.-x. Jie (2015). "Analysis and prediction of reference evapotranspiration with climate change in Xiangjiang River Basin, China." *Water Science and Engineering* 8(4): 273-281. <https://doi.org/10.1016/j.wse.2015.11.002>
225. Taylor, R. G., A. D. Koussis and C. Tindimugaya (2009). "Groundwater and climate in Africa—a review." *Hydrological Sciences Journal* 54(4): 655-664.
226. Taylor, R. G., B. Scanlon, P. Döll, M. Rodell, R. Van Beek, Y. Wada, L. Longuevergne, M. Leblanc, J. S. Famiglietti and M. Edmunds (2013). "Ground water and climate change." *Nature climate change* 3(4): 322-329.
227. Thompson, S. E., C. Harman, A. Konings, M. Sivapalan, A. Neal & P. A. Troch (2011). "Comparative hydrology across AmeriFlux sites: The variable roles of climate, vegetation, and groundwater." *Water Resources Research* 47(10). <https://doi.org/10.1029/2010WR009797>
228. Thompson, S. E., C. J. Harman, P. A. Troch, P. D. Brooks and M. Sivapalan (2011). "Spatial scale dependence of ecohydrologically mediated water balance partitioning: A synthesis framework for catchment ecohydrology." *Water Resources Research* 47(10). <https://doi.org/10.1029/2010WR009998>
229. Thornton, M., P. Thornton, Y. Wei, B. Mayer, R. Cook & R. Vose (2018). "Daymet: Monthly climate summaries on a 1-km grid for north america, version 3." *ORNL DAAC*, Oak Ridge, Tennessee, USA.
230. Toreti, A., F.-G. Kuglitsch, E. Xoplaki, P. M. Della-Marta, E. Aguilar, M. Prohom & J. Luterbacher (2011). "A note on the use of the standard normal homogeneity test to detect inhomogeneities in climatic time series." *International Journal of Climatology* 31(4): 630-632. <https://doi.org/10.1002/joc.2088>
231. Tran, Q. Q., P. Willems & M. Huysmans (2019). "Coupling catchment runoff models to groundwater flow models in a multi-model ensemble approach for improved prediction of

- groundwater recharge, hydraulic heads and river discharge." *Hydrogeology Journal* 27(8): 3043-3061. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02018-8>
232. Tuswa, N. (2019). Using coupled atmospheric-unsaturated zone model to quantify groundwater recharge to the Table Mountain Group Aquifer system, George, South Africa, University of the Western Cape.
233. UNESCO. (2019). "Adaptación a los impactos del cambio climático en los sistemas acuíferos." Retrieved 10 de abril, 2019, from <https://es.unesco.org/themes/garantizar-suministro-agua/hidrologia/agua-subterranea/adaptacion-impactos>.
234. Valle, G. A. & C. H. U. Zaragoza (2019). La recarga de acuíferos. análisis de su estimación de acuerdo con la información disponible, el caso del acuífero del Valle de San Juan del Río, Querétaro Tesis presentada en opción al título de Licenciado en Geología Ambiental y Recursos Hídricos.
235. Van der Velde, Y., N. Vercauteren, F. Jaramillo, S. C. Dekker, G. Destouni & S. W. Lyon (2014). "Exploring hydroclimatic change disparity via the Budyko framework." *Hydrological Processes* 28(13): 4110-4118. <https://doi.org/10.1002/hyp.9949>
236. van Ramshorst, J. (2017). "Groundwater recharge in Myanmar-Estimations in the Chindwin catchment by base flow separation and SWAT." Delft University of Technology, Water Management <http://resolver.tudelft.nl/uuid:808e99e8-85a7-4f1e-ad73-f295126c4cc1>
237. Vazifekkhah, S. & E. Kahya (2019). "Hydrological and agricultural droughts assessment in a semi-arid basin: Inspecting the teleconnections of climate indices on a catchment scale." *Agricultural Water Management* 217: 413-425. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2019.02.034>
238. Villamizar, S. R., S. M. Pineda & G. A. Carrillo (2019). "The Effects of Land Use and Climate Change on the Water Yield of a Watershed in Colombia." *Water* 11(2): 285. <https://doi.org/10.3390/w11020285>
239. Walker, D., G. Parkin, P. Schmitter, J. Gowing, S. A. Tilahun, A. T. Haile & A. Y. Yimam (2019). "Insights from a multi-method recharge estimation comparison study." *Groundwater* 57(2): 245-258. <https://doi.org/10.1111/gwat.12801>
240. Wang, H. F. & M. P. Anderson (1995). Introduction to groundwater modeling: finite difference and finite element methods, *Academic Press*. eBook ISBN: 9780080571942
241. Wang, C., S. Wang, B. Fu and L. Zhang (2016). "Advances in hydrological modelling with the Budyko framework: A review." *Progress in Physical Geography* 40(3): 409-430.
242. Wang, Z., A. M. Lechner and T. Baumgartl (2018). "Ecosystem services mapping uncertainty assessment: A case study in the Fitzroy Basin mining region." *Water* 10(1): 88. <https://doi.org/10.3390/w10010088>
243. Wang, J., A. Huo, X. Zhang & Y. Lu (2020). "Prediction of the response of groundwater recharge to climate changes in Heihe River basin, China." *Environmental Earth Sciences* 79(1): 13. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8752-8>

244. Wang, Z., A. M. Lechner & T. Baumgartl (2018). "Ecosystem services mapping uncertainty assessment: A case study in the Fitzroy Basin mining region." *Water* 10(1): 88. <https://doi.org/10.3390/w10010088>
245. Watson, K. B. (2018). "Conservation of Ecosystem Services and Biodiversity in Vermont, USA."
246. Wester, P., A. Mishra, A. Mukherji & A. B. Shrestha (2019). *The Hindu Kush Himalaya assessment: mountains, climate change, sustainability and people*, Springer Nature. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-92288-1>
247. Wijngaard, J., A. Klein Tank & G. Können (2003). "Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series." *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 23(6): 679-692. <https://doi.org/10.1002/joc.906>
248. Woldesenbet, T. A., N. A. Elagib, L. Ribbe & J. Heinrich (2017). "Hydrological responses to land use/cover changes in the source region of the Upper Blue Nile Basin, Ethiopia." *Science of the Total Environment* 575: 724-741. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.124>
249. Xu, Y. & H. E. Beekman, Eds. (2003). *Groundwater recharge estimation in Southern Africa*. Cape Town, UNESCO Paris, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO) and International Hydrological Programme (IHP).
250. Xu, C. Y. & D. Chen (2005). "Comparison of seven models for estimation of evapotranspiration and groundwater recharge using lysimeter measurement data in Germany." *Hydrological Processes: An International Journal* 19(18): 3717-3734. <https://doi.org/10.1002/hyp.5853>
251. Xue, L., F. Yang, C. Yang, G. Wei, W. Li & X. He (2018). "Hydrological simulation and uncertainty analysis using the improved TOPMODEL in the arid Manas River basin, China." *Scientific reports* 8(1): 1-12. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-18982-8>
252. Yang, S., W. Zhao, Y. Liu, S. Wang, J. Wang & R. Zhai (2018). "Influence of land use change on the ecosystem service trade-offs in the ecological restoration area: Dynamics and scenarios in the Yanhe watershed, China." *Science of the total environment* 644: 556-566. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.348>
253. Yang, X., R. Chen, M. E. Meadows, G. Ji & J. Xu (2020). "Modelling water yield with the InVEST model in a data scarce region of northwest China." *Water Supply*. <https://doi.org/10.2166/ws.2020.026>
254. Yates, D., J. Sieber, D. Purkey and A. Huber-Lee (2005). "WEAP21—A demand-, priority-, and preference-driven water planning model: part 1: model characteristics." *Water International* 30(4): 487-500.
255. Yeh, H.-F., C.-H. Lee, J.-F. Chen & W.-P. Chen (2007). "Estimation of groundwater recharge using water balance model." *Water Resources* 34(2): 153-162. <https://doi.org/10.1134/S0097807807020054>
256. Yue, S. and C. Wang (2002). "Power of the Mann–Whitney test for detecting a shift in median or mean of hydro-meteorological data." *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 16(4): 307-323. <https://doi.org/10.1007/s00477-002-0101-9>

257. Zhao, C. and J. Yang (2019). "A Robust Skewed Boxplot for Detecting Outliers in Rainfall Observations in Real-Time Flood Forecasting." *Advances in Meteorology* 2019. <https://doi.org/10.1155/2019/1795673>
258. Zhao, M., Z. He, J. Du, L. Chen, P. Lin and S. Fang (2019). "Assessing the effects of ecological engineering on carbon storage by linking the CA-Markov and InVEST models." *Ecological Indicators* 98: 29-38.
259. Zhu, R., B. F. Croke & A. J. Jakeman (2020). "Diffuse groundwater recharge estimation confronting hydrological modelling uncertainty." *Journal of Hydrology* 584: 124642. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124642>

ANEXOS

Anexo 1: Información de las estaciones hidrométricas y climatológicas en el área de estudio.

Tabla A1.1 Estaciones de hidrométricas disponibles en el área de estudio con sus características.

Clave	Nombre	Corriente	Cuenca	Longitud	Latitud	Área drenada (km ²)	Objeto de la instalación
26020	Taxie	Arroyo Zarco	Río San Juan	99°54'0"	20°13'30"	659.0	La instalación de esta estación tiene como objeto medir el volumen escurrido por el arroyo producto de los excedentes de las presas El Molino y Huapango situadas a 20 y 30 kilómetros respectivamente aguas arriba y las aportaciones de la cuenca
26150	El Sauz	Arroyo de La D	Río Caracol	100°6'60"	20°28'30"	80.0	Conocer el volumen escurrido por el arroyo de la "D" para estudios de aprovechamiento directo en riego
26171	San Ildefonso	Salidas totales	Río prieto	99°58'0"	20°12'30"	534.0	Conocer el régimen del río Prieto, aguas abajo de la presa San Ildefonso. En esta estación se miden las filtraciones, extracciones y derrames de esa obra hidráulica
26172	Pedro Escobedo	Arroyo seco	Río San Juan	100°9'0"	20°30'15"	111.0	Conocer el volumen escurrido en el arroyo Seco para posibles aprovechamientos para riego en la zona
26417	Galindo II	Río Galindo	Río Caracol	100°5'36"	20°23'19"	153.4	Estudiar el régimen del escurrimiento de esta corriente y conocer su aportación al vaso de la presa Constitución de 1917
26435	La H II	Río de La H	Río Caracol	100°4'45"	20°21'45"	203.2	
26434	La Concepción	Río Aculco	Río Prieto	99°54'32"	20°8'53"	302.3	Conocer los volúmenes escurridos que entran a la presa San Ildefonso por el río Aculco y emplear esta estadística en el cálculo del régimen de almacenamiento de la mencionada obra hidráulica

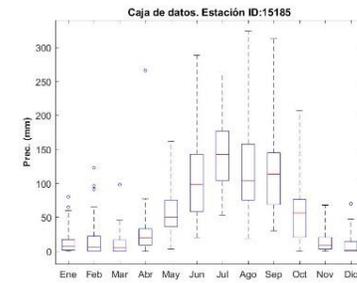
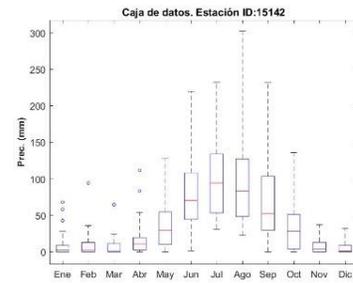
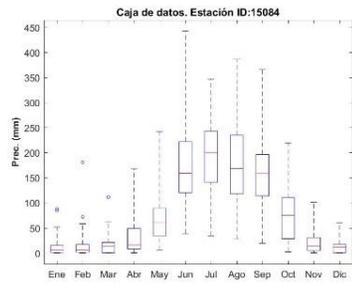
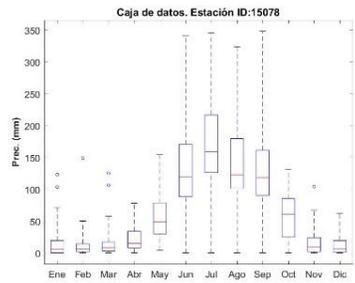
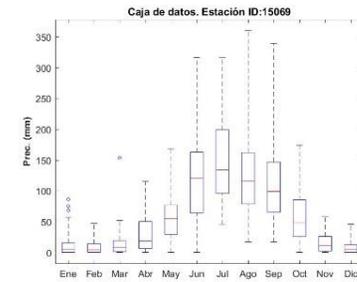
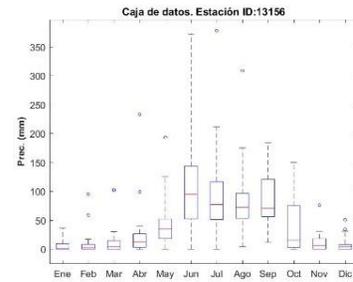
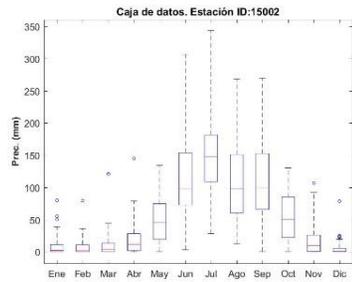
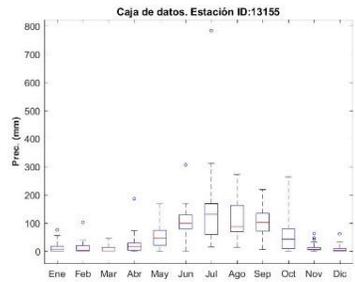
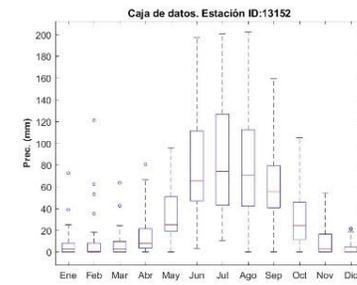
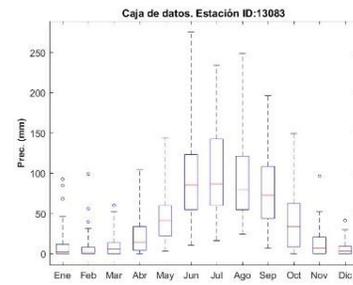
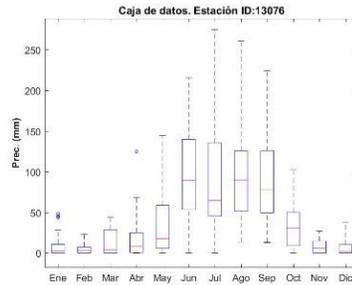
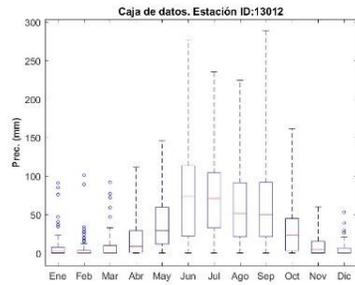
Tabla A1.2 Estaciones de climatológicas utilizadas en el estudio de la tendencia de la precipitación en el área de estudio.

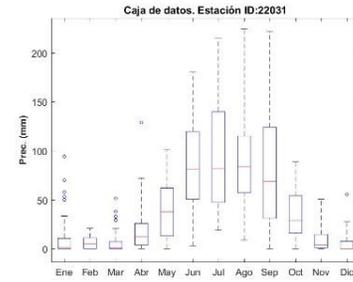
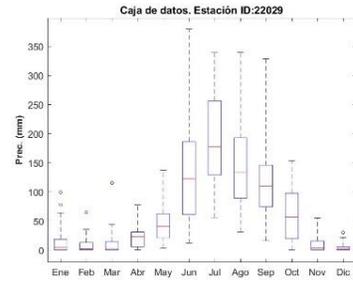
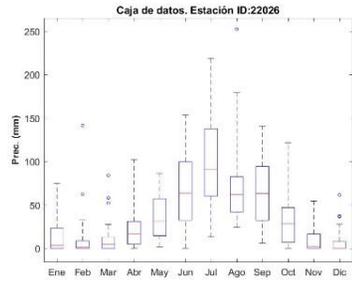
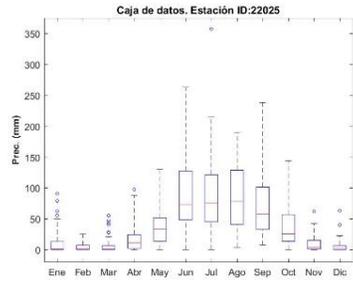
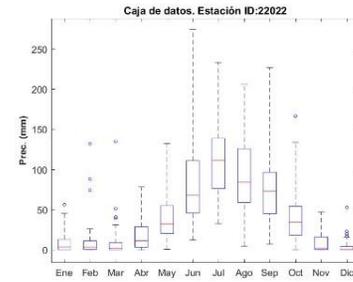
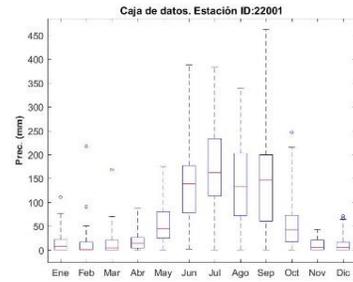
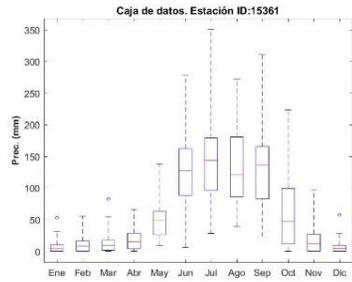
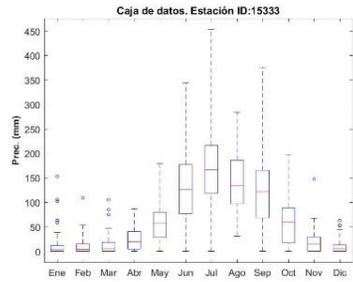
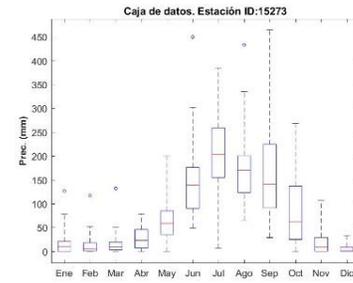
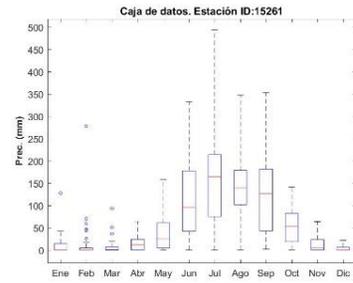
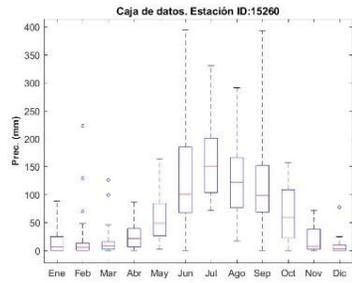
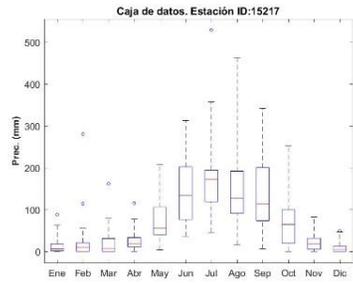
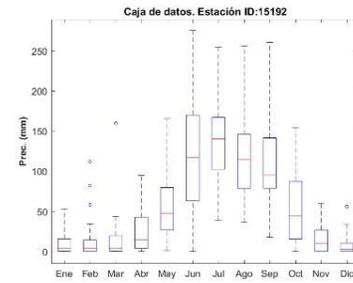
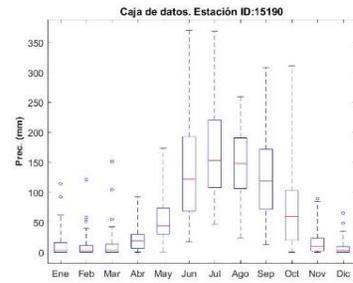
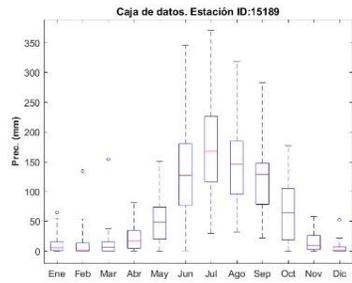
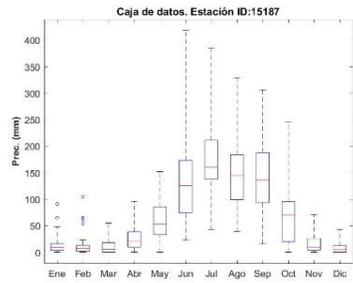
ID	Nombre	Altitud (m)	Longitud	Latitud	Años de registros	Inicio	Fin	Datos faltantes
13012	Huichapan	2125	20°22'10"	99°38'53"	54	1964	2017	8
13076	Jonacapa	2310	20°26'12"	99°31'57"	43	1967	2009	95
13083	Presa Madero	2206	20°18'34"	99°43'21"	57	1961	2017	11
13152	El Potrero	1857	20°28'32"	99°44'24"	32	1986	2017	2
13155	Maravillas	2399	20°12'21"	99°35'16"	26	1986	2011	66
13156	Tlaxcalilla	2194	20°22'29"	99°48'32"	26	1986	2011	24
15002	Aculco	2490	20°6'0"	99°49'12"	56	1961	2016	95
15069	Polotitlán	2280	20°13'9"	99°50'45"	50	1961	2010	31
15071	Presa El Tigre	2710	19°46'49"	99°41'11"	53	1961	2013	10
15078	Presa Francisco Trinidad Fabela	2718	19°49'30"	99°47'27"	56	1961	2016	53
15084	San Andrés Timilpan	2658	19°52'30"	99°44'6"	53	1964	2016	71
15142	San Marcos Tlaxalpan	2711	19°47'9"	99°43'4"	37	1965	2001	29
15185	Presa El Molino	2493	20°7'37"	99°44'26"	42	1973	2014	50
15187	Presa Huapango	2640	20°3'16"	99°41'25"	41	1973	2013	11
15189	La Concepcion	2351	20°8'48"	99°54'53"	38	1973	2010	48
15190	Presa San Ildefonso	2290	20°11'51"	99°57'23"	63	1952	2014	4
15192	Taxhie	2260	20°13'32"	99°53'21"	42	1973	2014	91
15217	San Juan Acazuchitlan	2605	20°8'24"	99°36'9"	36	1975	2010	37
15260	San Lucas Totolmaloya	2737	20°5'3"	99°54'25"	36	1979	2014	10
15261	El Jazmín	2650	20°1'15"	99°52'48"	39	1978	2016	33
15273	Presa Ñado	2600	20°2'19"	99°51'52"	31	1981	2011	70
15333	El Palmito	2641	19°55'2"	99°40'48"	30	1981	2010	30
15361	Pozo Ocho	2626	19°57'20"	99°44'44"	29	1982	2010	84
22001	Amealco	2629	20°11'5"	100°8'44"	73	1945	2017	162
22022	San Juan del Río	1933	20°22'27"	99°59'54"	40	1973	2012	15
22025	Presa Centenario	1889	20°30'47"	99°54'0"	56	1951	2006	21
22026	Colon	1913	20°47'8"	100°2'43"	39	1973	2011	57
22029	Huimilpan	2271	20°23'2"	100°16'50"	38	1973	2010	24
22031	Presa Paso de Tablas	1903	20°32'37"	99°50'21"	34	1973	2006	2
22033	San Pablo	2404	20°7'42"	99°59'48"	34	1973	2006	25
22034	Villa Bernal	2061	20°44'30"	99°56'30"	34	1973	2006	76
22042	La Llave	1894	20°27'51"	99°59'29"	30	1977	2006	40
22046	Nogales	2053	20°41'55"	100°8'39"	26	1980	2005	47
22047	Presa el Capulín	2746	20°7'45"	100°0'35"	31	1980	2010	36
22054	El Salitre	1981	20°43'9"	99°41'33"	31	1981	2011	67
22058	Santa Teresa	2092	20°29'31"	100°18'12"	25	1982	2006	15
22067	La Venta	1906	20°29'10"	100°11'15"	24	1984	2007	71

Tabla A1.3 Estaciones de climatológicas utilizadas en el estudio de la tendencia de la temperatura máxima y mínima en el área de estudio.

ID	Nombre	Altitud (m)	Longitud	Latitud	Años de registros	Inicio	Fin	Datos faltantes Tmáx.	Datos faltantes Tmin.
13012	Huichapan	2125	20°22'10 "	99°38'53"	58	1960	2017	20	21
13083	presa Madero	2206	20°18'34"	99°43'21"	58	1960	2017		21
13152	El Potrero	1857	20°28'32"	99°44'24"	32	1986	2017	-	2
13156	Tlaxcalilla	2194	20°22'29"	99°48'32"	32	1986	2017		25
15002	Aculco	2490	20°6'0"	99°49'12"	56	1961	2017		96
15069	Polotitlan	2280	20°13'9"	99°50'45"	47	1961	2007	20	38
15071	Presas Tl Tigre	2710	19°46'49"	99°41'11"	53	1961	2013		11
15185	Presas El Molino	2493	20°7'37"	99°44'26"	40	1973	2012	41	50
15187	Presas Huapango	2640	20°3'16"	99°41'25"	41	1973	2013		10
15190	Presas San Ildefonso	2290	20°11'51"	99°57'23"	59	1952	2010		12
15217	San Juan Acazuchitlan	2605	20°8'24"	99°36'9"	36	1975	2010		34
15244	Muyteje	2840	20°1'19"	99°55'51"	33	1978	2010		29
15260	San Lucas Totolmaloya	2737	20°5'3"	99°54'25"	37	1979	2015		11
15261	El Jazmín	2650	20°1'15"	99°52'48"	39	1978	2016	35	41
15333	El Palmito	2641	19°55'2"	99°40'48"	36	1981	2016		33
15361	Pozo ocho	2626	19°57'2"	99°44'44"	29	1982	2010		84
22001	Amealco	2629	20°11'5"	100°8'44"	73	1945	2017	154	158
22022	San Juan del Río	1933	20°22'27"	99°59'54"	40	1973	2002		15
22025	Presas Centenario	1889	20°30'47"	99°54'	55	1952	2006		23
22029	Huimilpan	2271	20°23'2"	100°16'50"	38	1973	2010	37	49
22034	Villa Bernal	2061	20°44'3"	99°56'30"	34	1973	2006	85	77
22042	La Llave	1894	20°27'51"	99°59'29"	30	1977	2006	39	41
22046	Nogales	2053	20°41'55"	100°8'39"	26	1980	2005	42	49
22047	Presas El Capulin	2746	20°7'45"	100°0'35"	31	1980	2010	36	30
22054	El Salitre	1981	20°43'9"	99°41'33"	31	1981	2011		64
22058	Santa Teresa	2092	20°29'31"	100°18'12"	25	1982	2006		16
22067	La Venta	1906	20°29'10"	100°11'15"	24	1984	2007	59	48

Anexo 2: Diagramas de caja en la detección de valores atípicos de las variables hidrológicas.





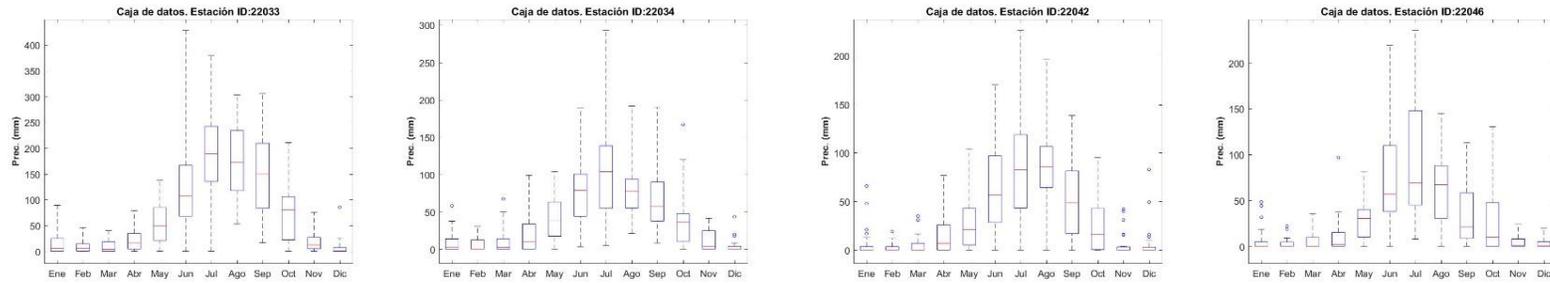
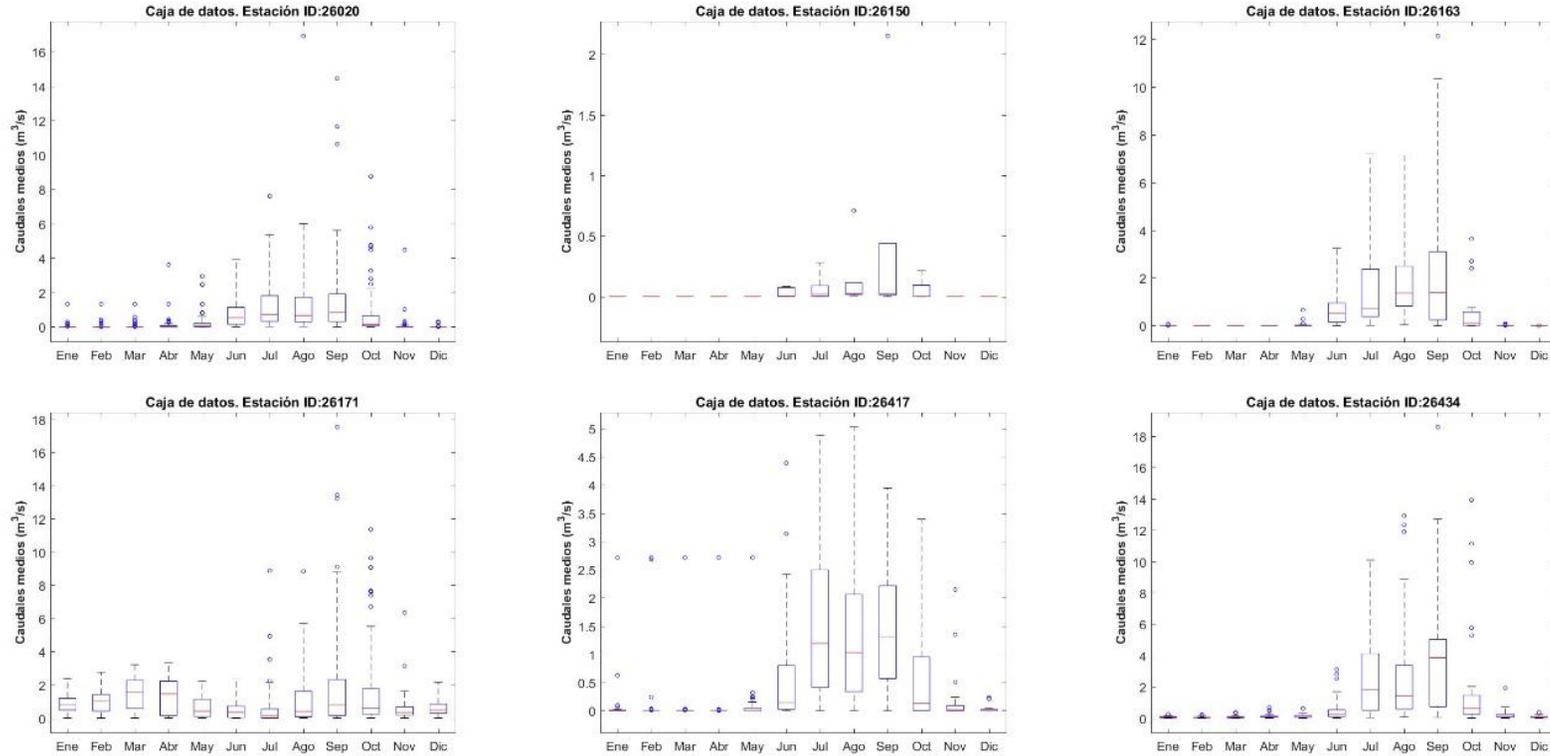


Figura A2.1 Diagramas de cajas para la detección de valores atípicos en la precipitación mensual por estaciones.



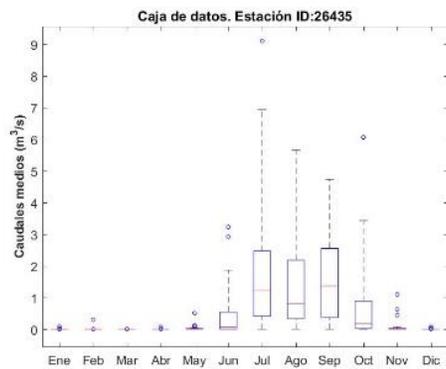
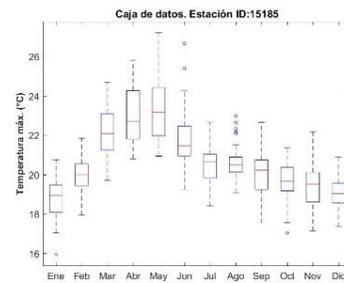
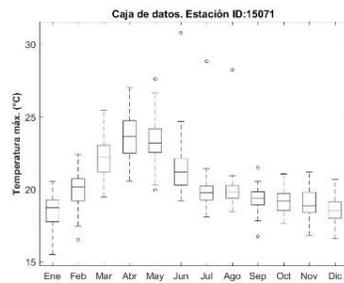
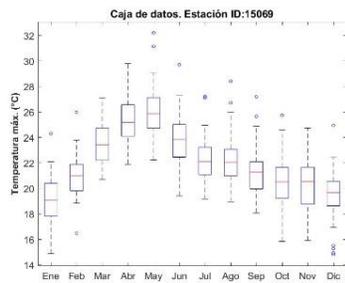
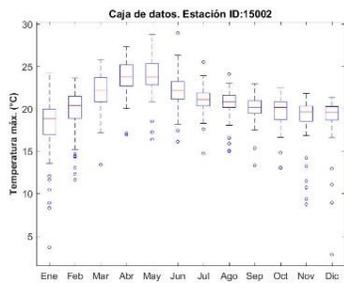
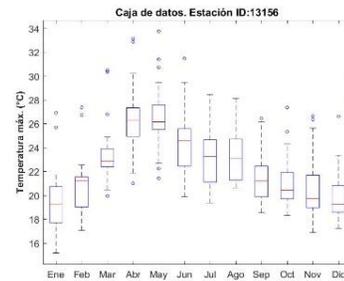
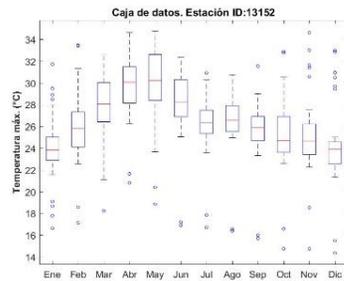
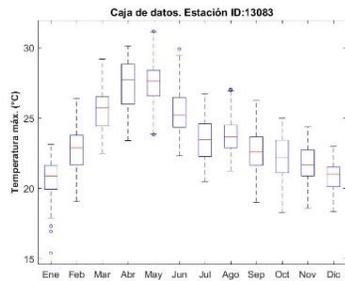
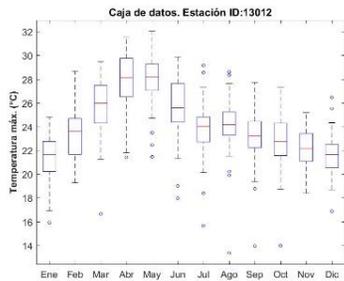


Figura A2.1 Diagramas de cajas para la detección de valores atípicos en los escurrimientos mensual por estaciones.



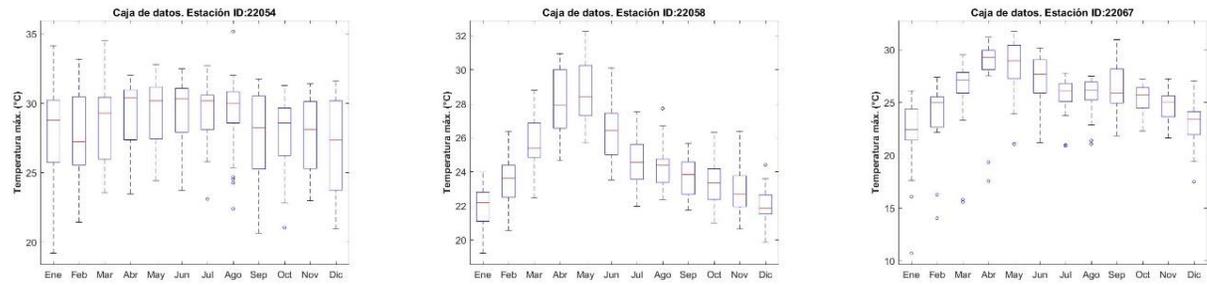
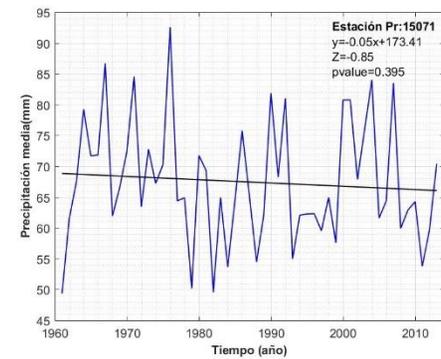
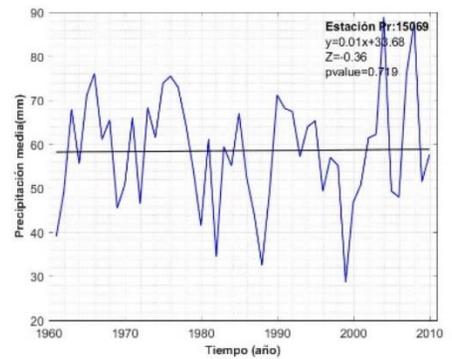
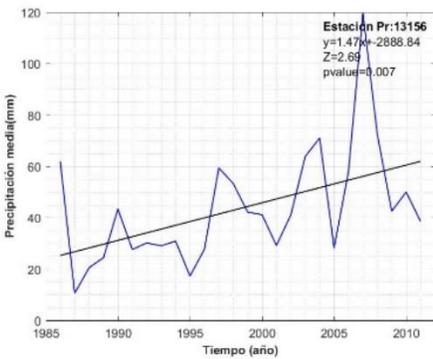
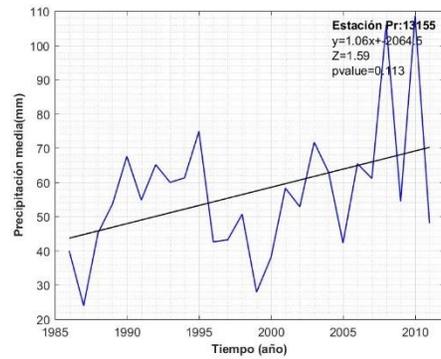
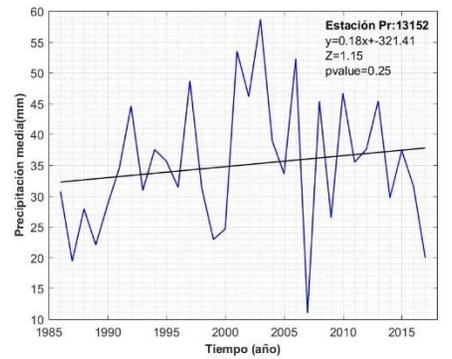
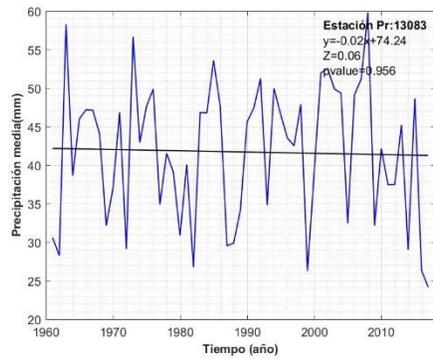
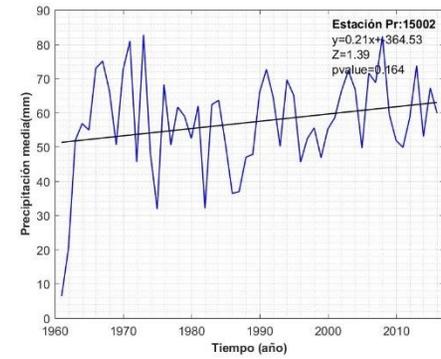
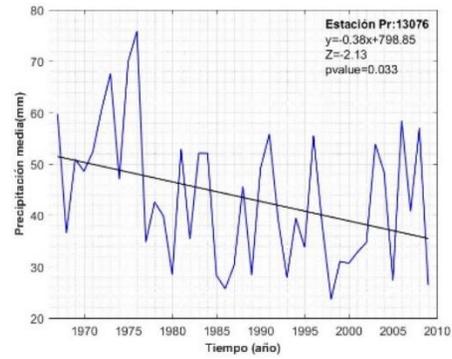
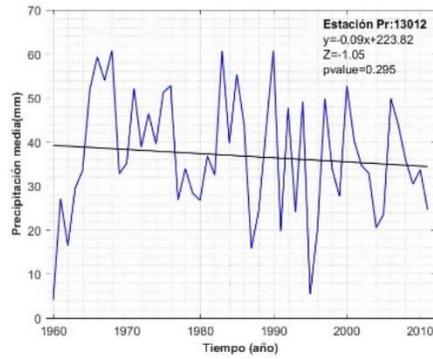
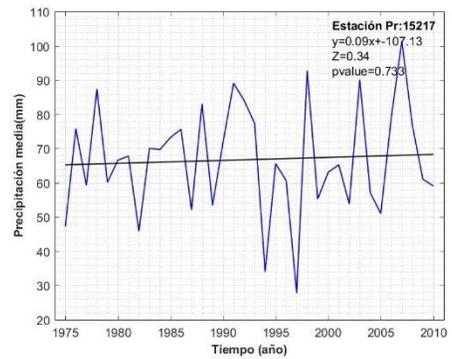
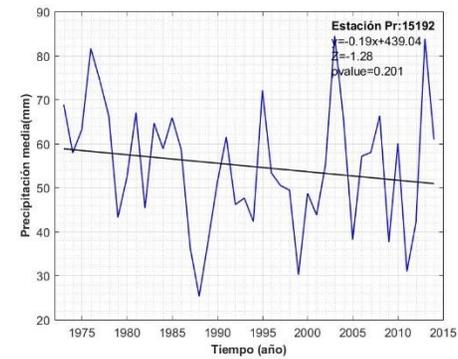
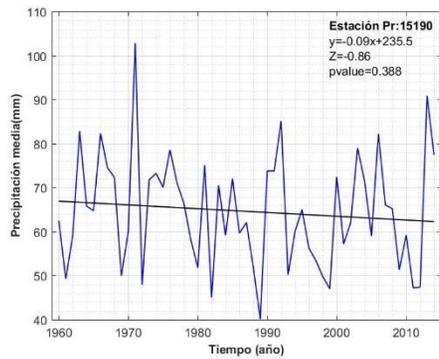
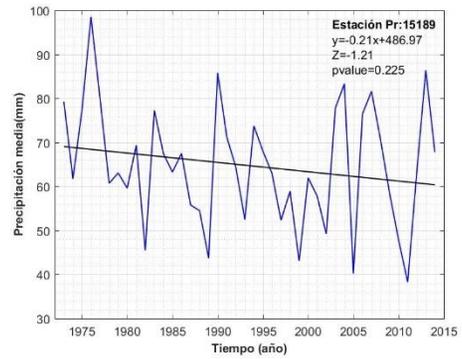
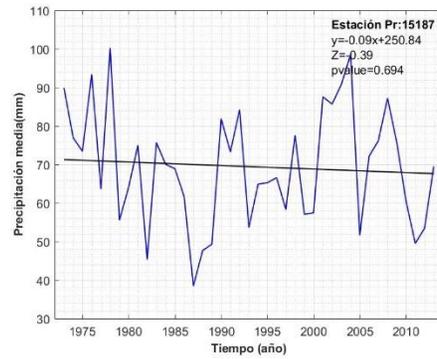
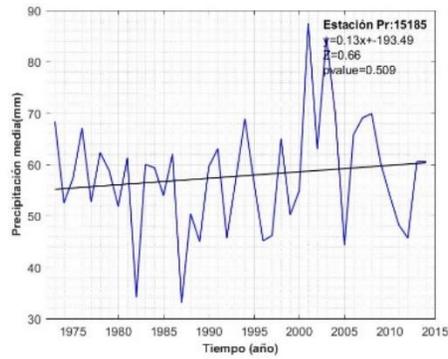
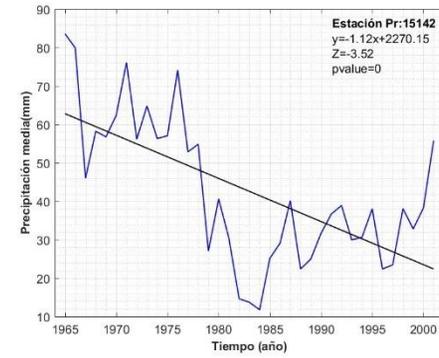
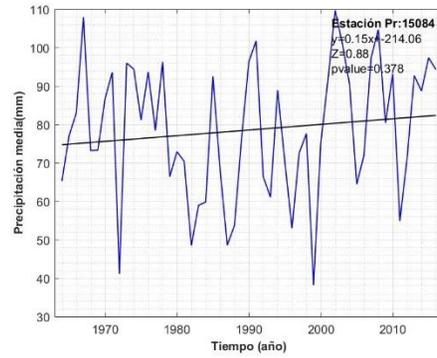
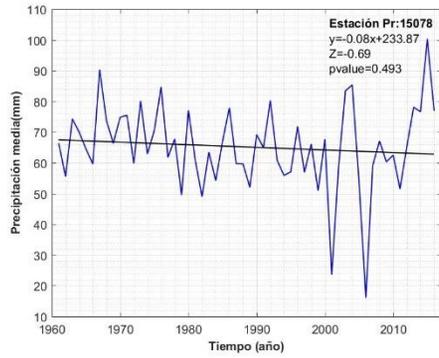
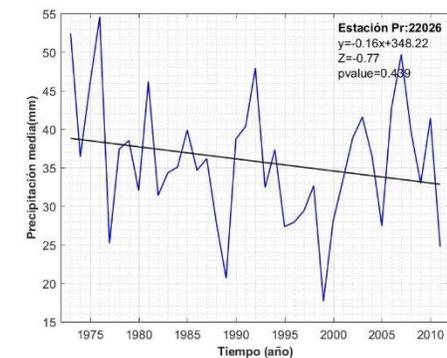
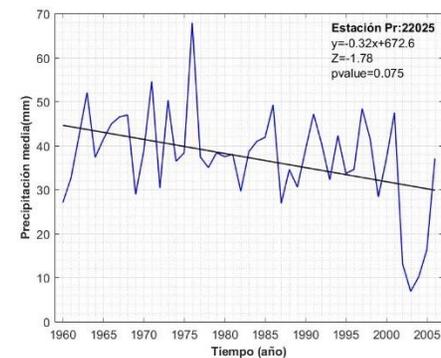
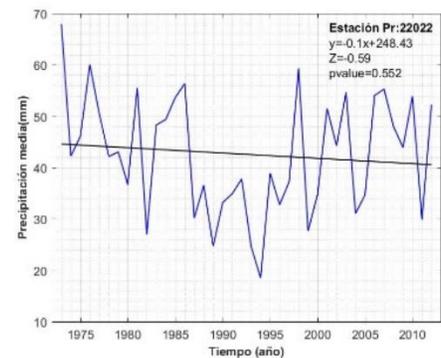
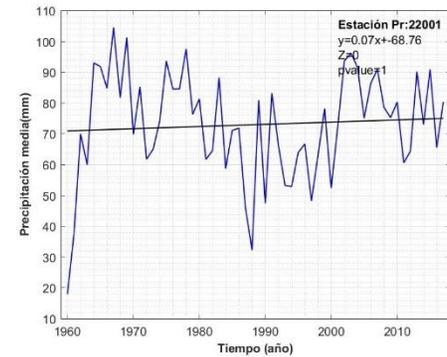
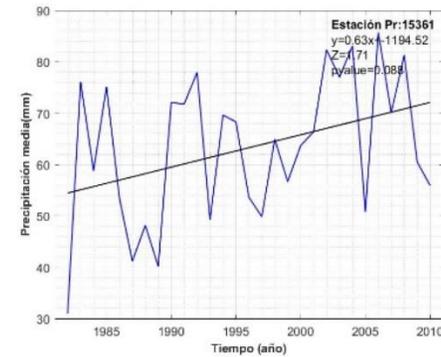
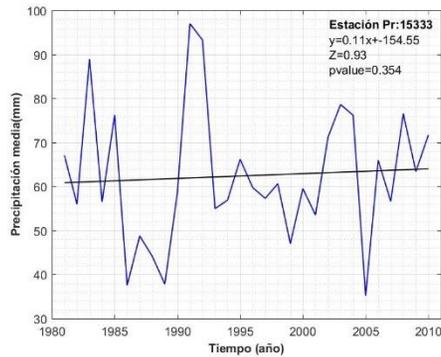
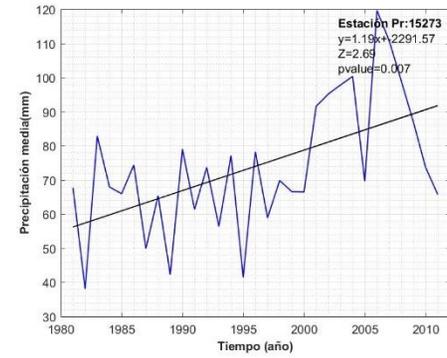
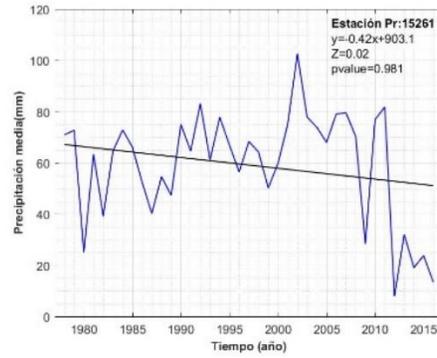
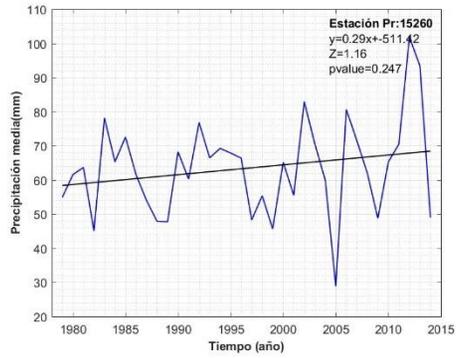


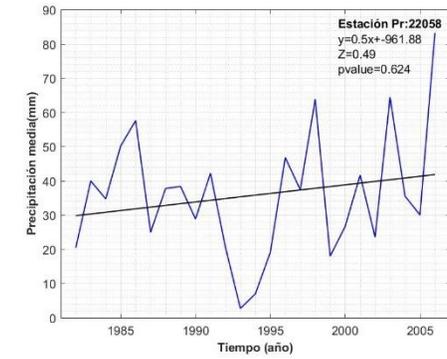
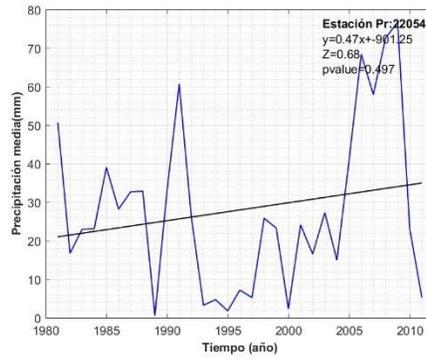
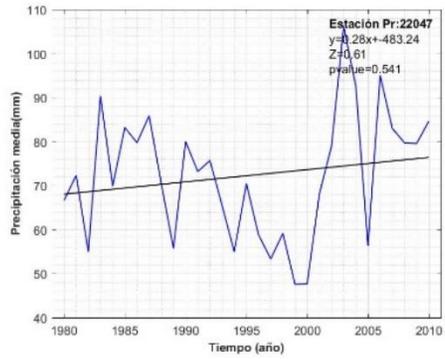
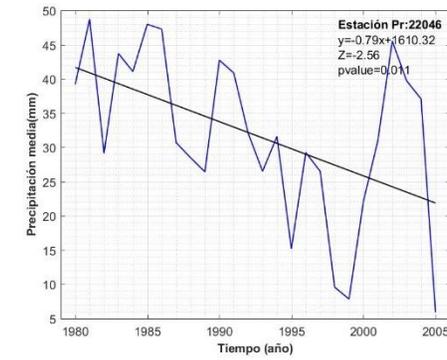
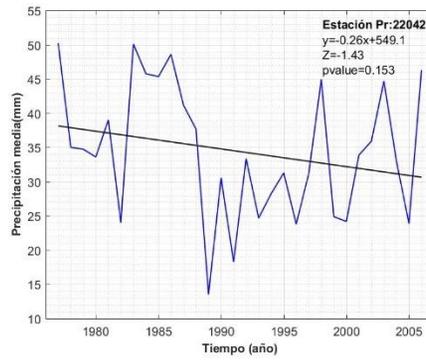
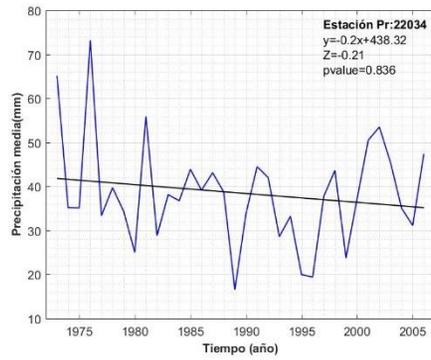
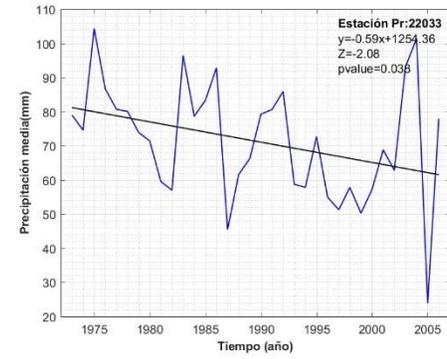
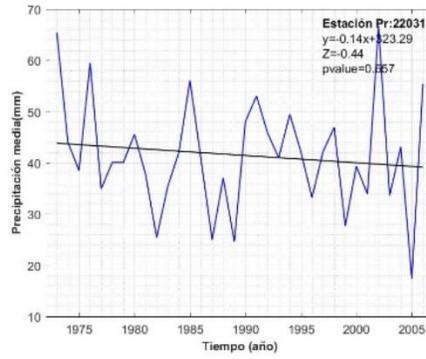
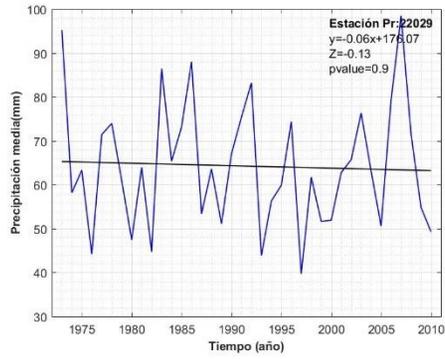
Figura A2.3 Diagramas de cajas para la detección de valores atípicos en temperatura máxima mensual por estaciones.

Anexo 3: Gráficas de tendencia en variables hidrológicas de acuerdo con la prueba Mann-Kendall.









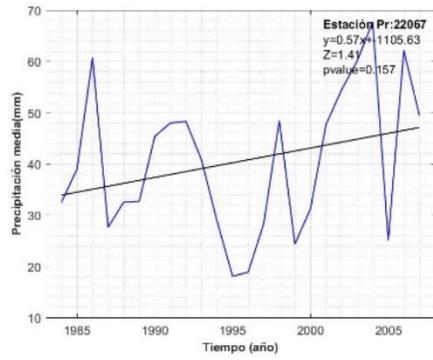
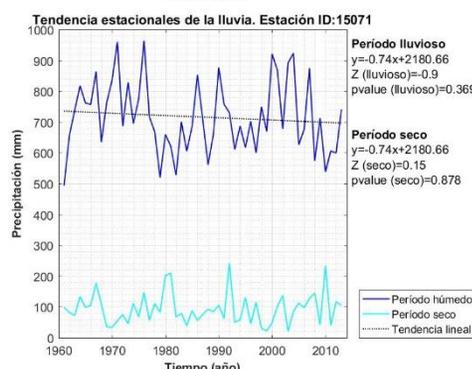
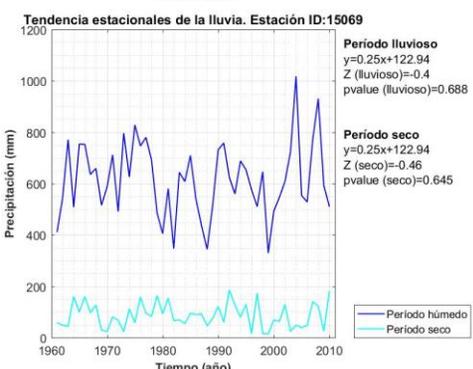
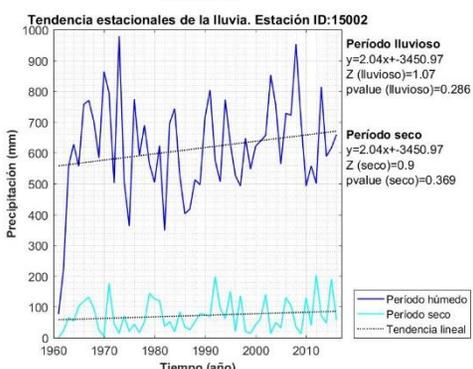
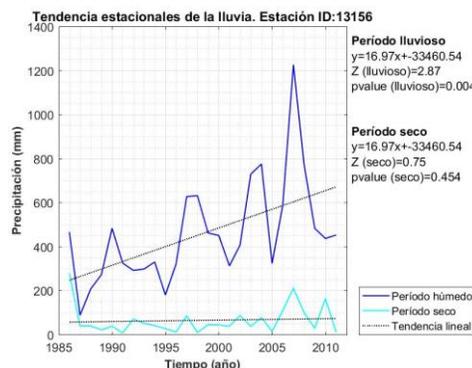
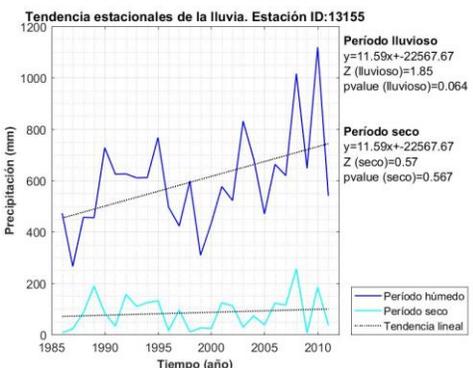
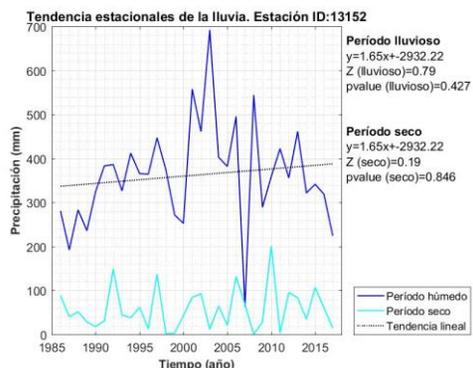
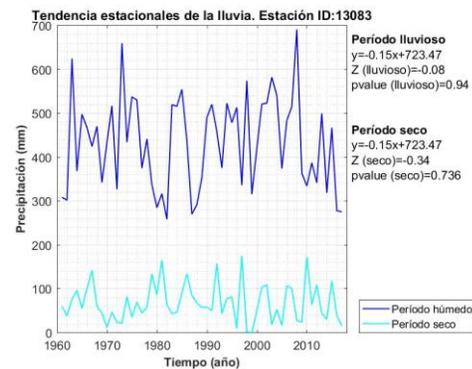
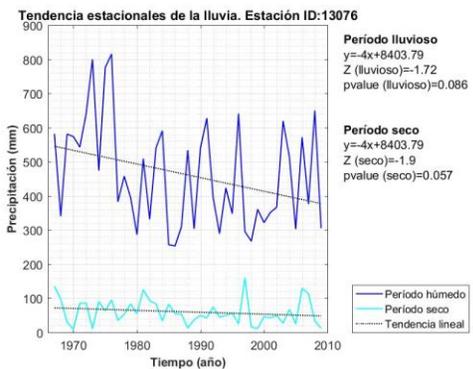
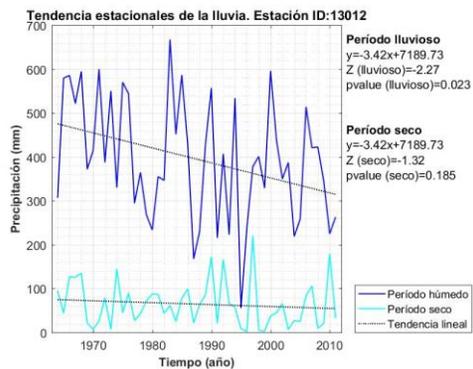
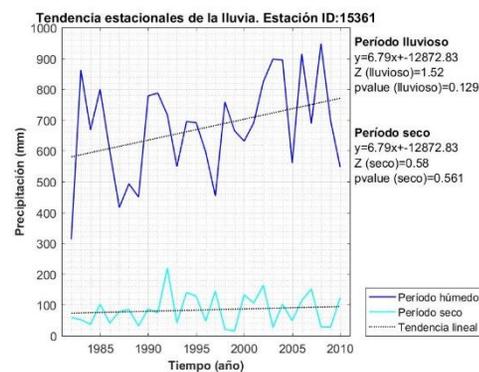
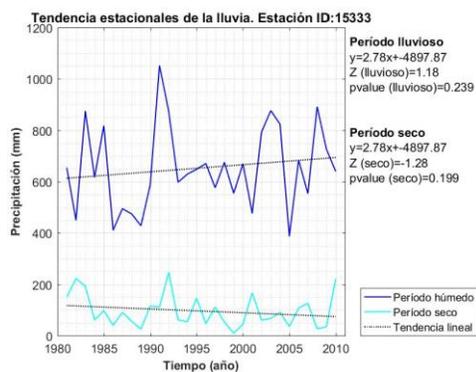
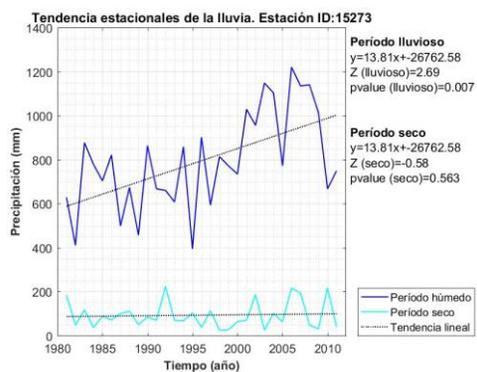
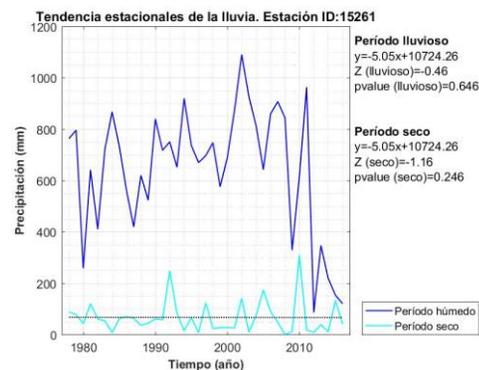
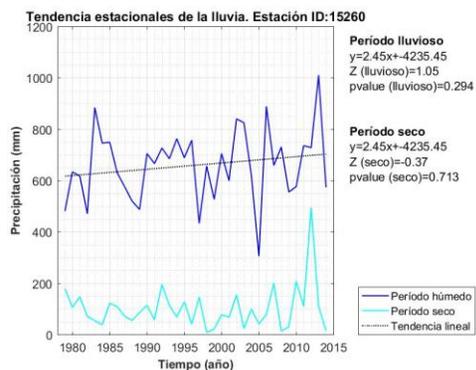
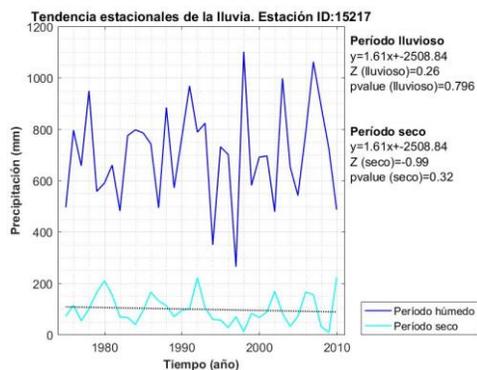
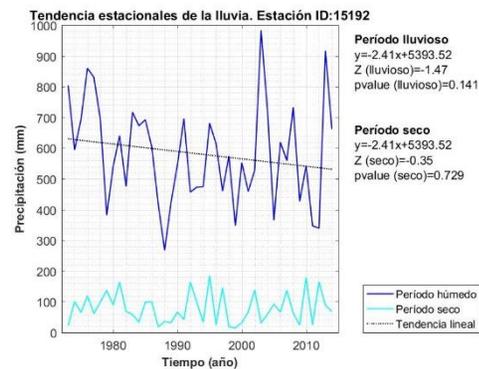
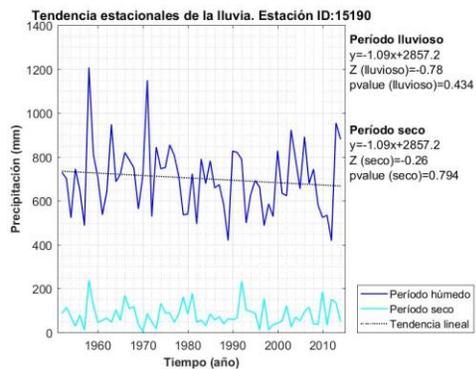
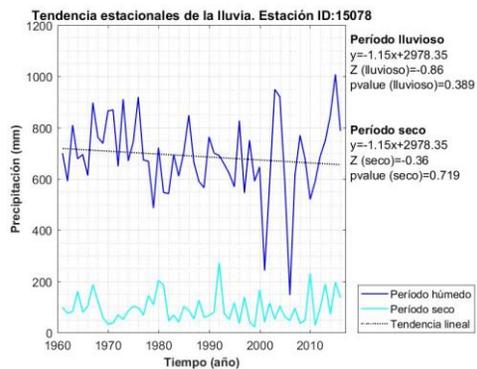
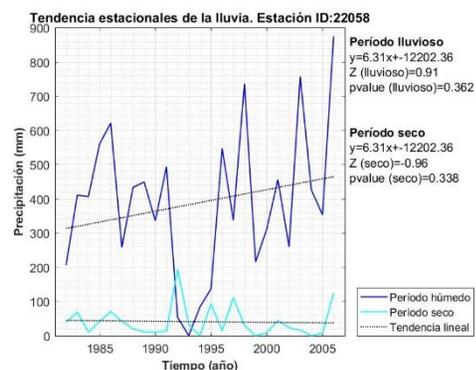
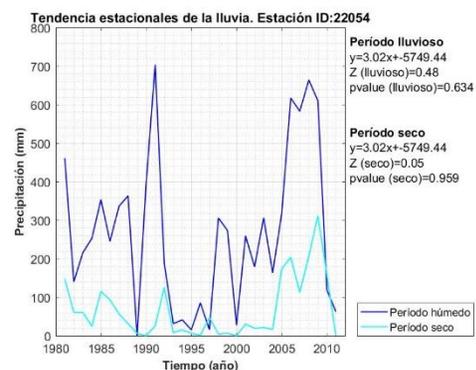
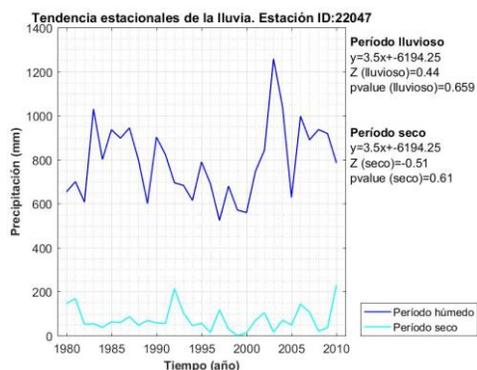
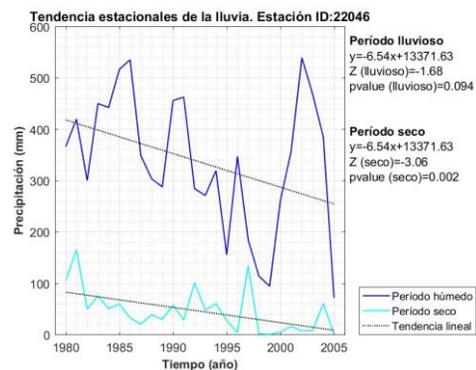
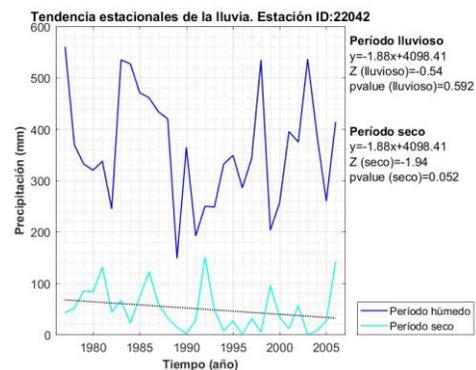
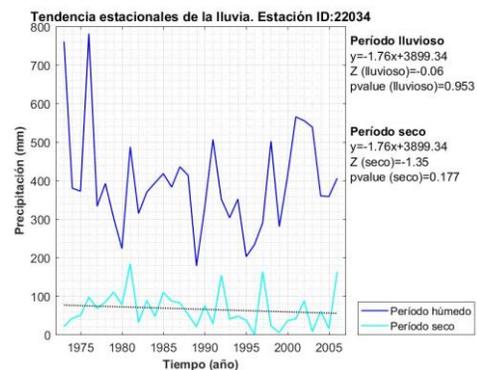
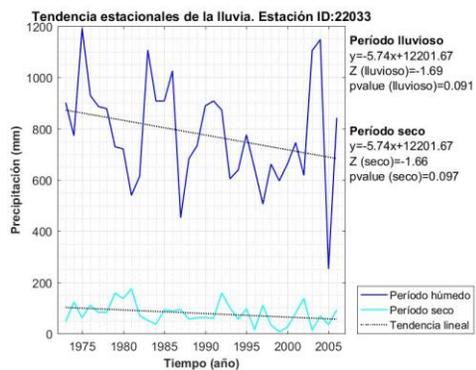
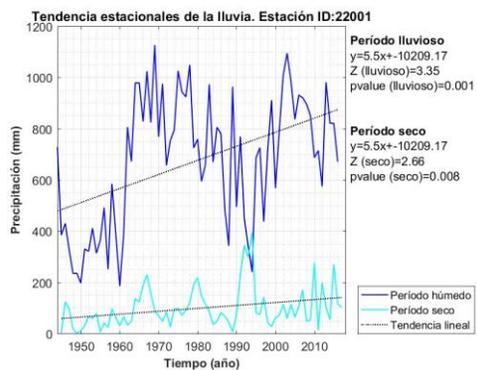
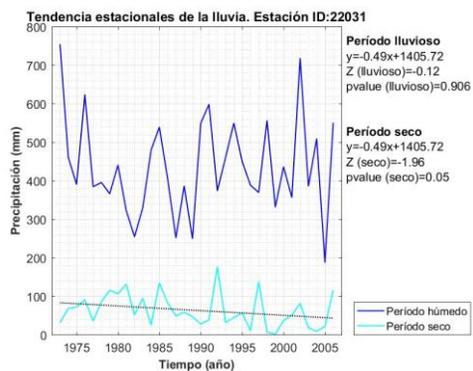
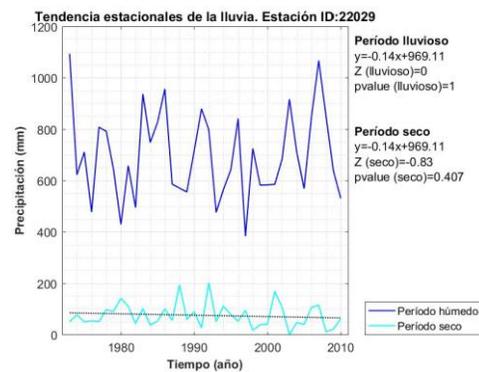
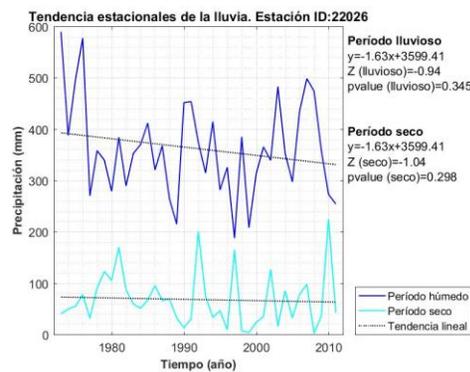
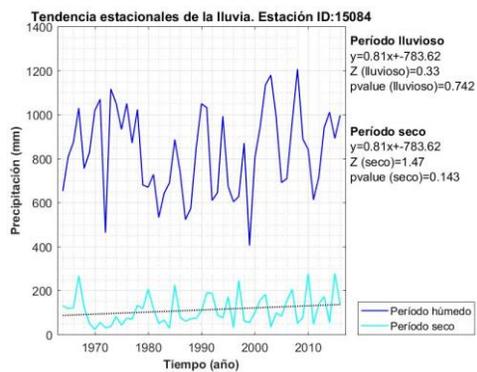
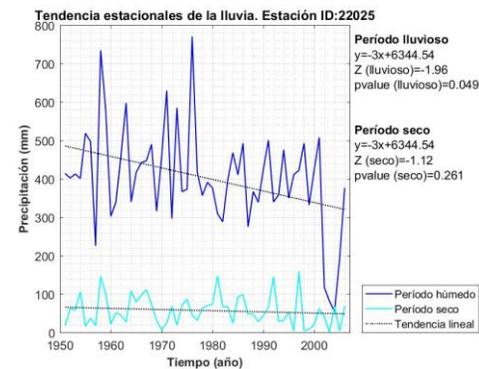
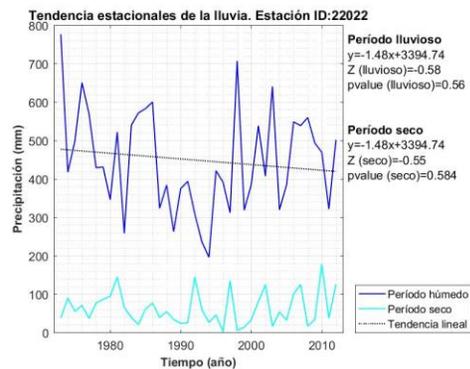
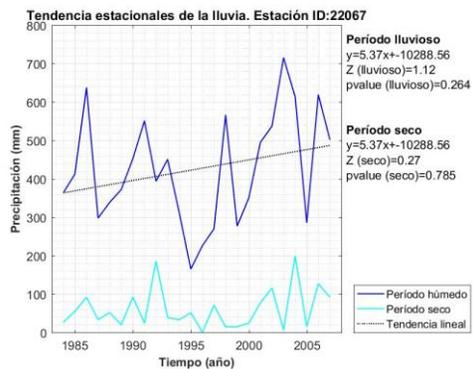


Figura A3.1 Gráficas de tendencias en la precipitación media anual por estaciones.









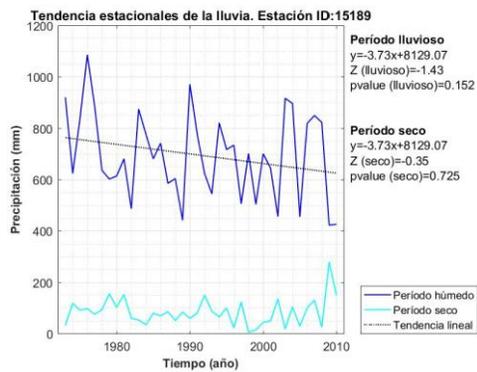
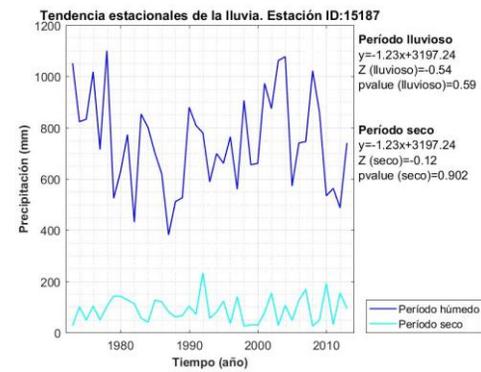
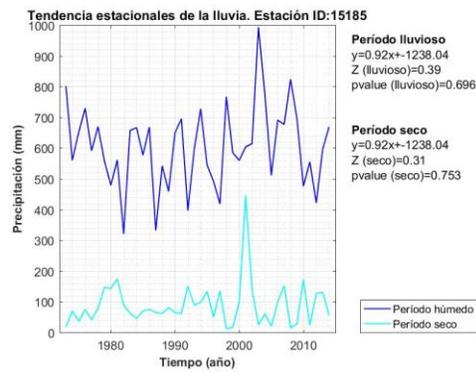
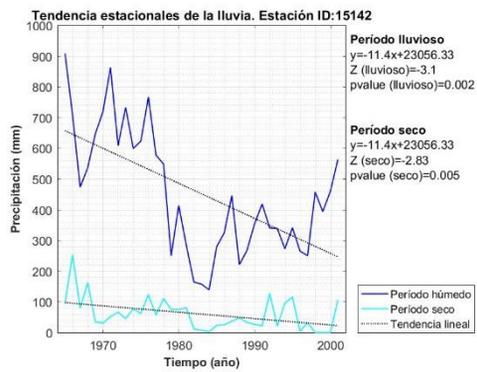


Figura A3.2 Gráfica de tendencias en la precipitación acumulada anual en el período lluvioso y seco del año por estaciones.