



**UNIVERSIDAD
DE ANTIOQUIA**

**MODELO CONCEPTUAL DE LA RECARGA DE AGUAS
SUBTERRÁNEAS EN EL NIVEL SOMERO DEL SISTEMA
HIDROGEOLÓGICO GOLFO DE URABÁ, EVALUANDO SU
MAGNITUD Y VARIABILIDAD ESPACIO – TEMPORAL**

Breiner Dan Bastidas Osejo

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental

Medellín, Colombia

2019



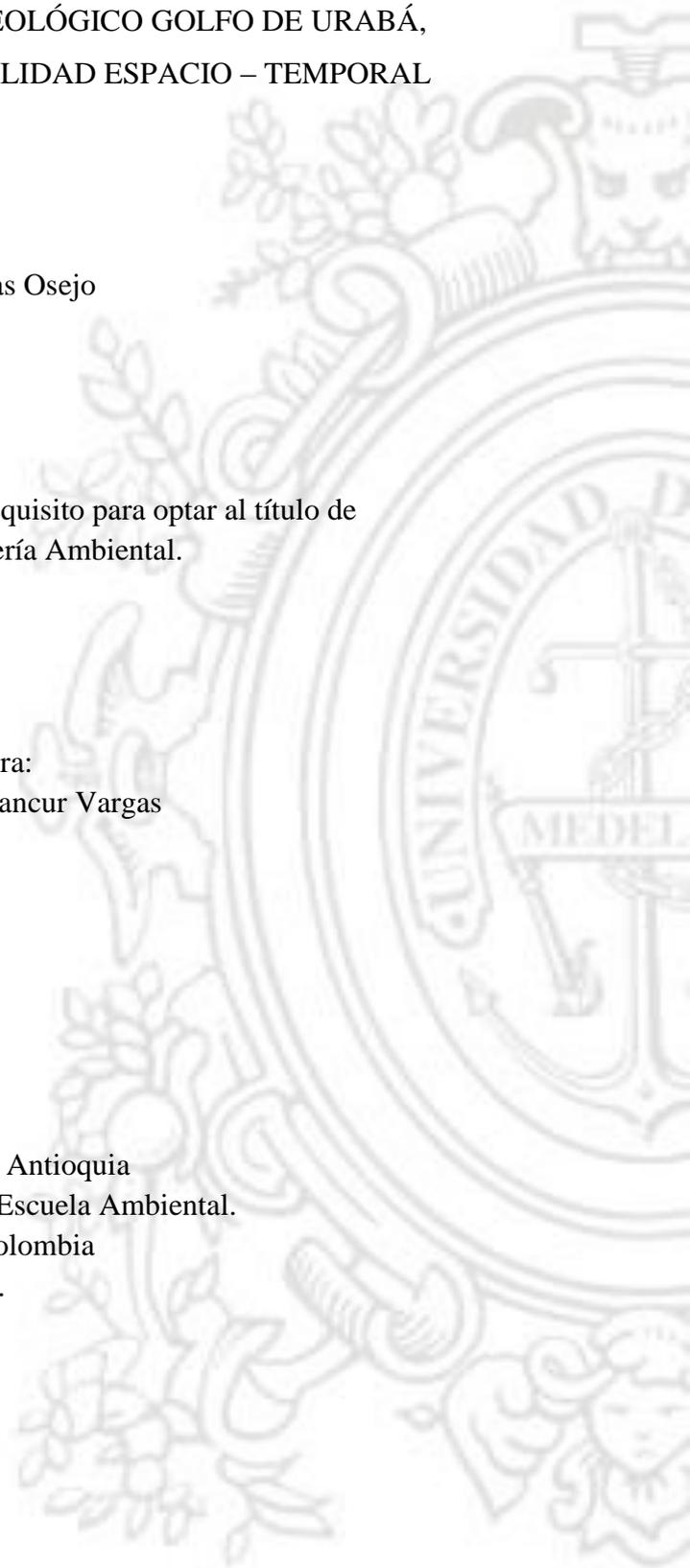
MODELO CONCEPTUAL DE LA RECARGA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN EL
NIVEL SOMERO DEL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO GOLFO DE URABÁ,
EVALUANDO SU MAGNITUD Y VARIABILIDAD ESPACIO – TEMPORAL

Breiner Dan Bastidas Osejo

Informe de investigación como requisito para optar al título de
Magister en Ingeniería Ambiental.

Directora:
PhD. Teresita Betancur Vargas

Universidad de Antioquia
Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental.
Medellín, Colombia
2019.



“Olvidamos que el ciclo del agua y el ciclo de la vida son uno mismo”

Jacques Y. Cousteau



Manantial de descarga desde el nivel somero del acuífero multicapa hacia el cauce del río Carepa, interceptado por captación a gravedad para consumo humano

Agradecimientos

A mi familia, a mi madre y mi padre, quienes son mi apoyo y motor de mi vida, a mis hermanos Brian y Katilla, por ser siempre los mejores y estar ahí. Todo escalón que asciendo en mi vida tiene una especial dedicación a todos ustedes, porque sin ustedes, nada de esto sería posible.

A Vivi, por siempre estar a mi lado, por saber esperarme y entenderme, eres comprensión, amor y profunda inspiración para mí.

A la Profe Teresita, por su inmenso apoyo como directora de este trabajo, por su motivación y comprensión, por sus valiosas enseñanzas en lo personal y en el campo de la investigación. Un gran ejemplo a seguir.

A todos mis compañeros del grupo GIGA, quienes desde el primer momento me han brindado todo su apoyo y motivación, cosas únicas que solo se alcanzan en un maravilloso equipo como este; un agradecimiento especial a Ana, Camilo, Deisy, Daniel, Silvana, Juliana, Cris y Ángela.

A la Profe María V; por su confianza, apoyo incondicional y sus grandes enseñanzas. A Rubén; jefe, compañero y amigo. A Caro Ortiz por darme la oportunidad de conocer el maravilloso mundo de las aguas subterráneas.

Al Profe Alejandro Martínez, por sus valiosos aportes en los aspectos hidrometeorológicos.

Un agradecimiento especial a Andrés Zapata por toda su colaboración en las actividades de laboratorio y por su interés en el desarrollo de este trabajo.

A la Universidad de Antioquia. El poder desarrollar mi investigación en esta maravillosa institución, es sin duda un sueño cumplido para mí.

A los evaluadores PhD. Tibor Stigter y PhD. Micha Wegner del IHE Delft Institute for Water Education, por la detallada revisión de este documento y su valiosos aportes para la mejora de esta investigación

A la empresa Servicios Hidrogeológicos Integrales S.A.S por brindarme el tiempo para poder desarrollar esta investigación, por ser mi segunda escuela y en donde me enamoré de la Hidrogeología. A todos mis compañeros de SHI, en especial a los compañeros de la Cueva.

A CORPOURABA por el suministro de la información necesaria para el desarrollo de este trabajo y a UNESCO-IHE por el apoyo técnico y financiero a través del programa Evidence4Policy.

“Si caminas solo, llegarás más rápido; Si caminas acompañado, llegarás más lejos”

Proverbio

Infinitas gracias a todas las personas que me han acompañado y apoyado en este grato caminar.

RESUMEN

La recarga de aguas subterráneas constituye la entrada principal al sistema hidrogeológico, la cual le confiere al recurso hídrico subterráneo la categoría de renovable. La caracterización espacial y temporal de la recarga es una tarea fundamental para la construcción de un modelo hidrogeológico conceptual y para la gestión integral y sostenible del recurso hídrico. Alrededor del mundo y especialmente en zonas áridas y semi-áridas, cada vez es más frecuente la aplicación de diversos métodos para estimar la recarga de aguas subterráneas, para reducir la incertidumbre asociada y obtener mayores elementos numéricos y conceptuales para su análisis, presentando especial atención al comportamiento espacio – temporal acoplado. En las regiones húmedas tropicales y especialmente en Colombia aún existen muchos retos para ser abordados en relación a estas tendencias. En este trabajo se propone el uso de dos métodos para caracterizar en el espacio y el tiempo la recarga de aguas subterráneas para el nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá (acuífero regional en clima cálido húmedo tropical), considerando el método de fluctuaciones del nivel freático (WTF) y un modelo distribuido de balance de humedad en el suelo (SWB). Los resultados obtenidos de las estimaciones se analizan por separado y en conjunto, considerando otros elementos del balance hídrico (evapotranspiración, escorrentía, humedad en el suelo y descargas subterráneas) para la identificación de posibles fuentes adicionales de recarga, todo a la luz del modelo hidrogeológico conceptual existente, permitiendo sintetizar y proponer un modelo conceptual de recarga de aguas subterráneas.

Palabras clave: recarga de aguas subterráneas, fluctuaciones del nivel freático, balance de humedad en el suelo, sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, fuentes de recarga, variabilidad espacio – temporal.

ABSTRACT

The groundwater recharge is the main inflow to the hydrogeological system, which gives the groundwater resource the category of renewable. The spatial and temporal characterization of the recharge is a fundamental task for the construction of a conceptual hydrogeological model and for the integral and sustainable management of the water resource. Around the world and especially in arid and semi-arid zones, it is increasingly common to apply different methods to estimate the groundwater recharge, to reduce the associated uncertainty and get more numerical and conceptual elements for the analysis, paying special attention to the coupled spatio-temporal behavior. In the humid tropical regions and especially in Colombia there are still many challenges to be addressed in relation to these trends. We propose the use of two methods to characterize in space and time the groundwater recharge for the shallow level of the Gulf of Urabá hydrogeological system (regional aquifer in a warm humid tropical climate), considering the Water Table Fluctuations method (WTF) and a distributed model of Soil Water Balance (SWB). The results obtained from the estimates are analyzed separately and together, considering other elements of the water budget (evapotranspiration, runoff, soil moisture and groundwater discharge) for the identification of possible additional recharge sources, always considering the existing conceptual hydrogeological model, allowing synthesize and propose a conceptual model of groundwater recharge.

Keywords: groundwater recharge, water level fluctuations, soil water balance, Gulf of Urabá hydrogeological system, recharge sources, spatio-temporal variability.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	16
1. CONTEXTO GENERAL	17
1.1. ESTADO DEL ARTE: LA RECARGA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS Y SU ESTIMACIÓN	17
1.1.1. Modelos de estimación de la recarga directa.....	17
1.1.2. La incertidumbre de los modelos, su calibración, ajuste y desempeño	18
1.1.3. Métodos para estimar la recarga real y la variación del almacenamiento: el método de fluctuaciones del nivel freático (WTF)	21
1.1.4. Limitaciones y factores de incertidumbre en el método WTF	22
1.1.5. Combinando métodos para la estimación de recarga y su validación.....	22
1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA, HIPOTESIS Y OBJETIVOS	23
1.2.1. Objetivos de investigación	25
1.3. CONTEXTO GEOGRÁFICO – ZONA DE ESTUDIO	25
1.3.1. Entorno natural.....	25
1.3.2. Aspectos socioeconómicos y su relación con el agua	27
1.4. CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO - MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL	28
1.4.1. Geología	28
1.4.2. Unidades hidrogeológicas y geometría del acuífero.....	30
1.4.3. Propiedades hidráulicas.....	31
1.4.4. Direcciones de flujo.....	32
1.4.5. Recarga de aguas subterráneas al sistema acuífero	33
2. MATERIALES Y MÉTODOS.....	34
2.1. CARACTERIZACIÓN HIDROCLIMATOLÓGICA	34
2.2. METODO DE FLUCTUACIONES DEL NIVEL FREÁTICO	35
2.2.1. Descripción.....	35
2.2.2. Metodología específica aplicada.....	38
2.3. MODELO DISTRIBUIDO DE BALANCE DE HUMEDAD EN EL SUELO	39
2.3.1. Selección del modelo.....	39
2.3.1. Descripción del modelo	40
2.3.2. Datos requeridos de entrada	43
2.3.3. Parámetros, subprocesos y variables de estado	44
2.3.4. Variables de salida	47
2.4. CONSTRUCCIÓN DE UN MODELO CONCEPTUAL DE RECARGA.....	48
2.5. INFORMACIÓN DISPONIBLE	49
2.5.1. Datos geomorfológicos.....	49
2.5.2. Datos hidrometeorológicos	50
2.5.3. Datos de niveles piezométricos	53
2.5.4. Información de suelos y coberturas	56

2.6.	TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS.....	65
2.6.1.	Topografía, cuencas y direcciones de flujo	65
2.6.1.	Datos hidrometeorológicos.....	67
2.6.2.	Datos de niveles piezométricos	71
2.6.3.	Suelos y coberturas	79
3.	RESULTADOS	90
3.1.	CARACTERIZACIÓN HIDROCLIMATOLÓGICA	90
3.1.1.	Tendencias estacionales de las variables hidrometeorológicas	90
3.1.2.	Distribución espacial de las variables hidrometeorológicas.....	94
3.1.3.	Estimación de la escurrentía total – caudales medios	99
3.2.	MODELO DE BALANCE DE HUMEDAD EN EL SUELO.....	101
3.2.1.	Propiedades suelo – cobertura	101
3.2.2.	Zona vadosa y profundidad de raíces	103
3.2.3.	Configuración del modelo	105
3.2.4.	Distribución espacial diaria de las variables hidrometeorológicas	106
3.2.5.	Distribución espacio temporal de la Recarga potencial por precipitación	111
3.2.6.	Distribución espacio temporal de otros términos del balance de humedad en el suelo	119
3.2.7.	Resumen del balance de humedad en el suelo	130
3.3.	ANÁLISIS DE FLUCTUACIONES DEL NIVEL FREÁTICO Y WTF	131
3.3.1.	Análisis de variación temporal	131
3.3.2.	Correlación con la precipitación	143
3.3.3.	Correlación con otras variables hidroclimatológicas	155
3.3.4.	Rendimiento específico Sy.....	157
3.3.5.	Curvas de recesión del nivel freático.....	162
3.3.6.	Estimación de la recarga total y variación en el almacenamiento	167
3.4.	COMPARACIÓN ENTRE LOS METODOS DE ESTIMACIÓN DE LA RECARGA.....	177
4.	DISCUSIÓN FINAL: MODELO CONCEPTUAL DE RECARGA PARA EL NIVEL SOMERO DEL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO GOLFO DE URABÁ.....	186
4.1.	TIPO Y FUENTES DE RECARGA	186
4.2.	MAGNITUD DE LA RECARGA.....	188
4.3.	DISTRIBUCIÓN ESPACIO – TEMPORAL DE LA RECARGA.....	189
4.4.	DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y ZONAS DE RECARGA	190
4.5.	TENDENCIA DE FLUJO Y DESCARGA.....	191
4.6.	SINTESIS DEL MODELO CONCEPTUAL DE RECARGA	192
4.7.	TRABAJO FUTURO Y RECOMENDACIONES.....	194
5.	REFERENCIAS.....	195

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esquema de representación del balance de humedad en el suelo para la estimación de recarga directa bajo los modelos EARTH (derecha) y WetSpa (izquierda). Adaptado de: Vrije Universiteit Brussel (2009).	18
Figura 2. Esquema resumen de familias de modelos de estimación de recarga basados en balances de humedad en el suelo, zonas del agua en el suelo asociadas y elementos potenciales de mayor incertidumbre.	20
Figura 3. Localización de la zona de estudio: Eje Bananero del Urabá antioqueño.	26
Figura 4. Distribución de la demanda hídrica subterránea estimada por usos en la zona de estudio, sobre un total 23'754 548 m ³ /año. A partir de (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).	27
Figura 5. Contexto hidrogeológico: extensión en superficie del acuífero multicapa y unidades geológicas, (a) modelo geométrico inicial del acuífero definido por INGEOMINAS (1995) y (b) modelo geométrico actual del acuífero, definido por CORPOURABA & Universidad de Antioquia, (2014).	31
Figura 6. Tendencias generales de flujo de aguas subterráneas en el sistema hidrogeológico Golfo de Urabá para algunos meses de 2008 y 2009. Modificado de (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).	32
Figura 7. Esquema metodológico para la caracterización hidroclimatológica en la zona de estudio (recuadros en azul representan los principales resultados que se obtienen de este proceso).	35
Figura 8. Elementos que intervienen en el balance de masas en las aguas subterráneas de un acuífero libre.	36
Figura 9. Interpretación de los procesos de llegada de la recarga al nivel freático y su posterior redistribución (líneas azules representan flujos, líneas verdes representan efectos). Adaptado de (Healy & Cook, 2002).	37
Figura 10. Ascenso del nivel freático y metodología para estimar su variación Δh al pico del evento de recarga. Modificado de (USGS, 2017).	37
Figura 11. Metodología específica aplicada para el análisis de las fluctuaciones del nivel freático y la estimación de la recarga mediante el método WTF.	39
Figura 12. Esquema de representación del volumen de control Suelo – Planta, celda a celda en el dominio del modelo SWB y los elementos del balance de humedad en el suelo que intervienen para la estimación de la recarga potencial directa y la evapotranspiración real.	40
Figura 13. Flujograma que resume el pre procesamiento de la información y la operación del modelo distribuido SWB aplicado para la zona de estudio (los procesos dentro del recuadro en traza discontinua indican los procesos directos dentro del modelo SWB).	42
Figura 14. Tablas de retención de humedad en el suelo, propuestas por Thornthwaite & Mather (1957) y computarizadas en el modelo SWB por Westenbroek et al. (2010).	47
Figura 15. Esquema metodológico estructurado por fases para la construcción del modelo conceptual de recarga de aguas subterráneas en el nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá (líneas punteadas indican conexiones posibles entre procesos/modelos, pero no necesarias).	49
Figura 16. Dominio hidroclimatológico y localización de las estaciones hidrometeorológicas (HM) disponibles.	52
Figura 17. Campos de precipitación promedio multianual de tres fuentes diferentes de información base, útiles para ser usados como variables secundarias para la generación de campos de precipitación a escala de cuencas.	53
Figura 18. Localización de los puntos de agua monitoreados con divers de nivel y estaciones hidrometeorológicas con registros de precipitación disponibles en la zona de estudio.	55
Figura 19. Mapa de unidades cartográficas de suelos, perfiles disponibles y muestras tomadas en campo.	57
Figura 20. Distribución espacial de la tasa de infiltración (mm/h) para una época seca: febrero 2018.	60
Figura 21. Algunas curvas granulométricas para definición textural de los suelos. Muestra 1 franco limoso (FL) y Muestra 4 franco (F).	60

Figura 22. Algunas curvas granulométricas para definición textural de los suelos. Muestra 9 arcillo limoso (AL) y Muestra 10 arenoso (A).	61
Figura 23. Distribución espacial de la humedad gravimétrica (%) en las muestras de suelo para una época seca: febrero 2018.	61
Figura 24. Distribución espacial de los análisis granulométricos realizados (gr: gruesas, med: medias, fin: finas).	62
Figura 25. Distribución espacial de las coberturas terrestres a Nivel 3 en la zona de estudio.	64
Figura 26. Convenciones de direcciones de flujo superficial para distintos formatos SIG. (tomado de Universidad Nacional de Colombia (2011)).	65
Figura 27. Direcciones de flujo superficial D8 – Formato ARCGIS limitadas para la zona estudio.	66
Figura 28. Modelo Digital de Elevaciones (MDT) y cuencas hidrográficas de interés.	67
Figura 29. Porcentaje de datos faltantes en las series de precipitación disponibles en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).	69
Figura 30. Porcentaje de datos faltantes en las series de temperatura disponibles en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).	69
Figura 31. Porcentaje de datos faltantes en las series de evaporación de tanque (derecha) y de caudales medios (izquierda) en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).	70
Figura 32. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C6_D5_Mosquerita.	72
Figura 33. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C30_D28_Sazón_Sindy.	73
Figura 34. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso.	73
Figura 35. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C45_D72_Las_Florez.	73
Figura 36. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C42_D37_Turbo_Playa.	73
Figura 37. Series diarias de la profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo, usando la media estadística como métrica de agregación (sin filtrar <i>outlier</i>).	74
Figura 38. Diferencias entre las medidas de nivel manual (con sonda de nivel) y automática (Divers) por trimestre. Adaptado a partir de (Campillo, 2019).	75
Figura 39. Series horarias de longitud diaria superpuestas para el mes de diciembre de 2017 en el punto C2_D13_Bajo_El_Oso, donde se identifican datos anómalos posiblemente asociados a bombeos.	76
Figura 40. Serie horaria de nivel freático en el mes de diciembre de 2017 en el punto C2_D13_Bajo_El_Oso, donde se identifican datos anómalos posiblemente asociados a bombeos.	76
Figura 41. Serie horaria de nivel freático en el mes de octubre de 2017 en el punto C33_D70_Dubis_Mercado, donde se identifican datos anómalos posiblemente asociados a fallas en el registrador de nivel (Diver).	76
Figura 42. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C6_D5_Mosquerita (sin <i>outlier</i>).	78
Figura 43. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C30_D28_Sazón_Sindy (sin <i>outlier</i>).	78
Figura 44. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso (sin <i>outlier</i>).	78
Figura 45. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C45_D72_Las_Florez (sin <i>outlier</i>).	78
Figura 46. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C42_D37_Turbo_Playa (sin <i>outlier</i>).	79
Figura 47. Ubicación de los 170 perfiles de suelos superficiales disponibles en la zona de estudio en el triángulo textural de la USDA para su respectiva clasificación textural.	80
Figura 48. Ubicación de los 135 perfiles de suelos más profundos disponibles en la zona de estudio en el triángulo textural de la USDA para su respectiva clasificación textural.	81
Figura 49. Distribución porcentual de las texturas en los niveles superficiales de los perfiles de suelos.	81
Figura 50. Distribución porcentual de las texturas en los niveles profundos de los perfiles de suelos.	81
Figura 51. Distribución espacial de las texturas de los suelos en el nivel superficial en la zona de estudio.	83
Figura 52. Distribución espacial de los suelos clasificados por Grupo Hidrológico según la NRCS.	84

Figura 53. Evaluación gráfica del desempeño de los métodos utilizados para estimar propiedades hidráulicas de los suelos en función de la textura: capacidad de campo (izquierda) y punto de marchitez permanente (derecha), en 46 muestras superficiales de suelo en la zona de estudio. ...	86
Figura 54. Evaluación gráfica del desempeño de los métodos utilizados para estimar propiedades hidráulicas de los suelos en función de la textura: capacidad de campo (izquierda) y punto de marchitez permanente (derecha), en 92 muestras de suelo en la zona de estudio, 46 en superficie y 46 en profundidad.	86
Figura 55. Escenarios considerados para la distribución espacial de la capacidad de campo (%) en la zona de estudio.	87
Figura 56. Distribución espacial de la capacidad de campo de los suelos en el nivel más superficial. ...	89
Figura 57. Ciclo promedio multianual de lluvias en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).	90
Figura 58. Precipitación media multianual en las estaciones disponibles en el dominio hidroclimatológico.	91
Figura 59. Ciclo promedio multianual de la temperatura media en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).	91
Figura 60. Ciclo promedio multianual de la temperatura máxima (izquierda) y mínima (derecha) en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).	92
Figura 61. Ciclo promedio multianual de caudales medios en los principales ríos de la zona de estudio (izquierda) y del río León (derecha) en la parte media y alta de la cuenca.	92
Figura 62. Relación lluvia – escorrentía en la zona de estudio descrita por los registros de caudal y precipitación de algunas estaciones hidrometeorológicas en el dominio hidroclimatológico.	93
Figura 63. Ciclo promedio multianual de la evaporación en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).	93
Figura 64. Comparación de ciclos anuales de lluvia entre datos observados de las estaciones (Obs), datos de WorldClim (WC) y datos de Chelsa (CH) para algunas estaciones en el dominio hidroclimatológico.	94
Figura 65. Comparación de ciclos anuales de temperatura media entre datos observados de las estaciones (Obs), datos de WorldClim (WC) y datos de Chelsa (CH) para algunas estaciones en el dominio hidroclimatológico.	95
Figura 66. Distribución espacial de la precipitación total multianual en el dominio hidroclimatológico: por KDE con WorldClim como deriva (izquierda) y con Chelsa como deriva (derecha).	97
Figura 67. Distribución espacial de la temperatura media anual en el dominio hidroclimatológico: por KDE con WorldClim como deriva (izquierda) y usando la expresión de Cenicafé (derecha).	97
Figura 68. Distribución espacial de la evapotranspiración real (ETR) promedio multianual estimada por cuatro diferentes métodos.	98
Figura 69. Red de drenaje y direcciones de flujo, encargadas del tránsito de la escorrentía hacia las corrientes principales generando caudales medios.	99
Figura 70. Comparación de caudales medios observados (registro de estaciones) y caudales medios estimados (balance hidrológico de largo plazo) para los diferentes métodos de estimación de la evapotranspiración (ETP-ETR).	100
Figura 71. Escenarios de distribución espacial de Espesor de la Zona Vadosa considerados en el modelo SWB.	105
Figura 72. Algunas series diarias de precipitación incorporadas al código de interpolación para la construcción de los mapas de precipitación requeridos para el modelo de balance de humedad en el suelo SWB.	106
Figura 73. Series diarias de temperatura máxima incorporadas al código de interpolación para la construcción de los mapas de temperatura máxima requeridos para el modelo de balance de humedad en el suelo SWB.	107
Figura 74. Series diarias de temperatura mínima incorporadas al código de interpolación para la construcción de los mapas de temperatura mínima requeridos para el modelo de balance de humedad en el suelo SWB.	108

Figura 75. Campos espaciales de precipitación diaria (mm) obtenidos por interpolación con Spline de Placa Delgada (SPD) para algunos días del año 2014. Puntos en blanco representan localización de las estaciones.	109
Figura 76. Campos espaciales de temperatura máxima (°C) obtenidos por interpolación con Spline de Placa Delgada (SPD) para algunos días del año 2014. Puntos en blanco representan localización de las estaciones.	109
Figura 77. Campos espaciales de temperatura mínima (°C) obtenidos por interpolación con Spline de Placa Delgada (SPD) para algunos días del año 2014. Puntos en blanco representan localización de las estaciones.	109
Figura 78. Mapas anuales de precipitación y evapotranspiración potencial (ETP) para los años de simulación.....	110
Figura 79. Serie diaria de recarga potencial directa (RPD) estimada en promedio espacial para la zona de estudio (2014 – 2018).	111
Figura 80. Distribución espacio temporal de la recarga potencial directa mensual para el año 2015 estimada usando el modelo SWB.	114
Figura 81. Distribución espacio temporal de la recarga potencial directa mensual para el año 2016 estimada usando el modelo SWB.	115
Figura 82. Distribución espacio temporal de la recarga potencial directa mensual para el año 2017 estimada usando el modelo SWB.	116
Figura 83. Distribución espacio temporal de la recarga potencial directa mensual para el año 2018 estimada usando el modelo SWB.	117
Figura 84. Variabilidad espacial interanual de la recarga potencial directa estimada usando el modelo SWB.....	118
Figura 85. Distribución espacial promedio multianual de la recarga potencial directa en la zona de estudio (2015 – 2018), estimada usando el modelo SWB.....	119
Figura 86. Serie diaria de evapotranspiración real (ETR) y potencial (ETP) estimada en promedio para la zona de estudio (2014 – 2018).....	120
Figura 87. Variabilidad espacial interanual de la evapotranspiración real estimada usando el modelo SWB.....	122
Figura 88. Distribución espacial promedio multianual de la evapotranspiración real (ETR) en la zona de estudio (2015 – 2018), estimada usando el modelo SWB.....	123
Figura 89. Serie diaria de interceptación en el follaje (αI) estimada en promedio espacial para la zona de estudio (2014 – 2018).	123
Figura 90. Variabilidad espacial interanual de la interceptación en el follaje estimada usando el modelo SWB.....	124
Figura 91. Serie diaria de escorrentía superficial directa (Esd) estimada en promedio espacial para la zona de estudio (2014 – 2018).....	125
Figura 92. Variabilidad espacial interanual de la escorrentía superficial directa estimada usando el modelo SWB.	126
Figura 93. Distribución espacial de los caudales medios (2015 – 2018) por escorrentía superficial directa en la zona de estudio estimada usando el modelo SWB.	127
Figura 94. Serie diaria de humedad en el suelo (H) estimada en promedio para la zona de estudio (2014 – 2018).	129
Figura 95. Serie diaria de cambio de humedad en el suelo (ΔH) estimada en promedio para la zona de estudio (2014 – 2018).	129
Figura 96. Variabilidad espacial interanual de la humedad en el suelo (promedio diario) estimada usando el modelo SWB.	129
Figura 97. Ciclo promedio anual (2015-2018) de los diferentes componentes del balance de humedad en el suelo, simulados con el modelo SWB.	130
Figura 98. Diagramas Box-Plot del ciclo diario de profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo.....	131
Figura 99. Diagramas Box-Plot del ciclo diario de profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo (continuación).	132
Figura 100. Ciclo promedio diario de la profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo.	134

Figura 101. Ciclo promedio diario de la profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo (continuación).	135
Figura 102. Variación diaria de la profundidad del nivel freático en C30_D28_Sazón_Sindy considerando tres métricas de agregación.	135
Figura 103. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C6_D5_Mosquerita.....	136
Figura 104. Variación diaria y rango de variación de profundidad del nivel freático en C11_D16_Cesar_Hurtado.	136
Figura 105. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C14_D14_Nicuro.	137
Figura 106. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C16_D17_Parador_Johnson.	137
Figura 107. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C21_D9_El_Encanto.	137
Figura 108. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C30_D28_Sazón_Sindy.	137
Figura 109. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C33_D70_Dubis_Mercado.	138
Figura 110. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C34_D50_Alvaro_Perez.....	138
Figura 111. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C35_D40_El_Desierto.	138
Figura 112. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C36_D41_Esc_Casanova.....	138
Figura 113. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C45_D72_Las_Florez.	139
Figura 114. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C42_D37_Turbo_Playa.	139
Figura 115. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C4_D30_El_Congo.....	139
Figura 116. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso.....	139
Figura 117. Series diarias de la profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo, usando la media estadística como métrica de agregación (datos con remoción de <i>Outlier</i>).	140
Figura 118. Variación mensual y rango de variación de profundidad del nivel freático en puntos de monitoreo.....	141
Figura 119. Variación mensual y rango de variación de profundidad del nivel freático en puntos de monitoreo (continuación).	142
Figura 120. Series mensuales de la profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo, usando la media estadística como métrica de agregación (datos con remoción de <i>Outlier</i>).	143
Figura 121. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C6_D5_Mosquerita y la precipitación diaria en Trigana (12010090).	145
Figura 122. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C11_D16_Cesar_Hurtado y la precipitación diaria en Apto Los Cedros (12010090).	145
Figura 123. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C14_D14_Nicuro y la precipitación diaria en Apto Sta Martha (12010120).	145
Figura 124. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C16_D17_Parador_Johnson y la precipitación diaria en Apto Los Cedros (12010090).	145
Figura 125. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C21_D9_El_Encanto y la precipitación diaria en Barranquillita (12010030).	146
Figura 126. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C30_D28_Sazón_Sindy y la precipitación diaria en Uniban (12015020).	146
Figura 127. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C33_D70_Dubis_Mercado y la precipitación diaria en Apto Los Cedros (12010090).	146

Figura 128. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C34_D50_Alvaro_Perez y la precipitación diaria en Sta Martha (12010120).	146
Figura 129. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C35_D40_El_Desierto y la precipitación diaria en Prado Mar (12010110).	147
Figura 130. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C36_D41_Esc_Casanova y la precipitación diaria en Prado Mar (12010110).	147
Figura 131. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C45_D72_Las_Florez y la precipitación diaria en Trigana (12010090).	147
Figura 132. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C4_D30_El_Congo y la precipitación diaria en Trigana (12010090).	147
Figura 133. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C42_D37_Turbo_Playa y la precipitación diaria en Prado Mar (12010110).	148
Figura 134. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso y la precipitación diaria en Sta Martha (12010120).	148
Figura 135. Relación gráfica entre la profundidad promedio mensual de nivel freático en los puntos de monitoreo y la precipitación total mensual.	148
Figura 136. Relación gráfica entre la profundidad promedio mensual de nivel freático en los puntos de monitoreo y la precipitación total mensual (continuación).	149
Figura 137. Correlogramas cruzados entre la lluvia y la profundidad del nivel freático para diferentes escenarios en (a) un punto con correlación media a alta con la precipitación y en (b) un punto con correlación baja con la precipitación.	151
Figura 138. Distribución espacial del coeficiente de correlación entre la lluvia y el ascenso de nivel diario para los puntos de monitoreo y su relación con las texturas de los suelos.	154
Figura 139. Relación cualitativa entre las oscilaciones horarias del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso y la ocurrencia de la evaporación horaria (Estación Pista Indira).	156
Figura 140. Comportamiento oscilatorio periódico de los niveles freáticos en la estación C42_d37_Turbo_Playa, característico del comportamiento oscilatorio en la escala horaria que se presenta en toda la serie.	156
Figura 141. Relación cualitativa entre las oscilaciones horarias del nivel freático en C42_D37_Turbo_Playa y la ocurrencia de mareas meteorológicas en el Golfo de Urabá (Estación Boya Turbo).	157
Figura 142. Triangulo de texturas de los suelos mostrando la relación entre el tamaño de partícula y el rendimiento específico (Johnson, 1967). (en rojo las muestras de suelo de este estudio).	158
Figura 143. Ejemplos de la estimación del rendimiento específico (Sy) en dos puntos de monitoreo aplicando la variante del método del balance hídrico.	159
Figura 144. Resumen gráfico de los resultados obtenidos de la estimación del rendimiento específico Sy en los puntos de monitoreo aplicando diferentes métodos: a la izquierda todos los métodos y a la derecha los que muestran mayor convergencia (todos exceptuando el método o: FPT 1 – Saxton & Rawls, 2006).	160
Figura 145. Distribución espacial del rendimiento específico Sy (%) estimado en la zona de estudio mediante el método del balance hídrico y su relación con las texturas de los suelos.	161
Figura 146. Extrapolación de la curva de recesión local para cada pico de ascenso de nivel freático en C11_D16_Cesar_Hurtado, mostrando su incidencia en la estimación del Δh	162
Figura 147. Curvas de recesión del nivel freático promedio diario en los puntos de monitoreo.	163
Figura 148. Curvas de recesión del nivel freático promedio diario en los puntos de monitoreo (continuación).	164
Figura 149. Curvas de descenso sucesivo del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso y su respectiva Curva de Recesión Generalizada (CRG).	165
Figura 150. Distribución espacial de la pendiente media de la Curva de Recesión Generalizada (CRG).	166
Figura 151. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C6_D5_Mosquerita.	168
Figura 152. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C11_D15_Cesar_Hurtado.	168

Figura 153. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C14_D14_Nicuro.	169
Figura 154. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C16_D17_Parador_Johnson.	169
Figura 155. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C21_D9_El_Encanto.	169
Figura 156. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C30_D28_Sazón_Sindy.	169
Figura 157. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C33_D70_Dubis_Mercado.	170
Figura 158. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C34_D70_Alvaro_Perez.	170
Figura 159. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C35_D40_El_Desierto.	170
Figura 160. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C36_D41_Esc_Casanova.	170
Figura 161. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C45_D72_Las_Florez.	171
Figura 162. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C4_D30_El_Congo.	171
Figura 163. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C42_D37_Turbo_Playa.	171
Figura 164. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C2_D13_Bajo_El_Oso.	171
Figura 165. Series mensuales de recarga total real estimada mediante el método WTF en los puntos de monitoreo.	172
Figura 166. Series mensuales de recarga total real estimada mediante el método WTF en los puntos de monitoreo (continuación).	173
Figura 167. Variaciones trimestrales promedio del nivel freático en los puntos de monitoreo y su relación con la precipitación trimestral, para estimar la variación en el almacenamiento usando el método WTF.	173
Figura 168. Variaciones trimestrales promedio del nivel freático en los puntos de monitoreo y su relación con la precipitación trimestral, para estimar la variación en el almacenamiento usando el método WTF (continuación).	174
Figura 169. Resumen gráfico de la recarga real total (RRT) y la variación en el almacenamiento (ΔS) estimados mediante el método WTF en los puntos de monitoreo.	175
Figura 170. Distribución espacial de la recarga promedio mensual estimada por el método WTF.	175
Figura 171. Distribución espacial de la recarga anual estimada para 2017 por el método WTF.	176
Figura 172. Distribución espacial de la variación en el almacenamiento estimada para 2017 por el método WTF.	176
Figura 173. Comparación gráfica entre la RRT y la RPD para el año 2017 considerando dos escenarios de EZV: escenario 1 (izquierda), escenario 2 (derecha). (sin considerar el punto C2_D13_Bajo_El_Oso).	178
Figura 174. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C11_d16_Cesar_Hurtado.	179
Figura 175. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C14_d14_Nicuro.	179
Figura 176. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C16_d17_Parador_Johnson.	180
Figura 177. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C21_D9_El_Encanto.	180
Figura 178. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C2_D13_Bajo_El_Oso.	180

Figura 179. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C30_D28_Sazón_de_Sindy.....	181
Figura 180. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C33_D70_Dubis_Mercado.	181
Figura 181. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C34_D50_Alvaro_Pérez.....	181
Figura 182. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C35_D40_El_Desierto.	182
Figura 183. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C36_D41_Escuela_Casanova.....	182
Figura 184. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C4_D30_El_Congo.....	182
Figura 185. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C42_D37_Turbo_Playa.	183
Figura 186. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C45_D72_Las_Florez.	183
Figura 187. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C6_D5_Mosquerita.....	183
Figura 188. Comparación gráfica entre la RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) promedio mensual en los 14 puntos de monitoreo en la zona de estudio (sin considerar el punto C2_D13_Bajo_El_Oso).	184
Figura 189. Distribución espacial promedio temporal de la recarga potencial directa (RPD) y de la recarga real total (RRT) expresadas como porcentaje de la precipitación.....	185
Figura 190. Comparación gráfica entre la distribución espacial de la recarga de aguas subterráneas caracterizada y las zonas de recarga definidas por CORPOURABA & Universidad de Antioquia (2018).	191
Figura 191. Tendencias generales y espaciales de flujo de agua subterránea a partir de datos piezométricos en el acuífero somero del Golfo de Urabá (modificado de Campillo (2019)).	192
Figura 192. Esquema del modelo conceptual de recarga de aguas subterráneas en la zona de estudio.	193

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen estadístico de la caracterización de la conductividad hidráulica en el sistema acuífero (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).....	32
Tabla 2. Resumen de la recarga directa y neta potencial estimada para el sistema acuífero (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014), (% P: porcentaje de la precipitación anual).	33
Tabla 3. Condiciones de humedad antecedente consideradas en el modelo SWB (M. S. Westenbroek et al., 2010).	45
Tabla 4. Resumen de las estaciones hidrometeorológicas disponibles en la zona de estudio.....	50
Tabla 5. Puntos de monitoreo del nivel freático en la zona de estudio.	54
Tabla 6. Estaciones hidrometeorológicas con registros de precipitación asociadas a cada punto de monitoreo de nivel freático en la zona de estudio.	54
Tabla 7. Detalle sobre los datos colectados de nivel freático en los puntos de monitoreo en la zona de estudio.....	55
Tabla 8. Estudios de suelos de carácter regional y local utilizados para la caracterización.	56
Tabla 9. Detalles de los puntos de muestreo en campo y sus resultados de tasas de infiltración, humedad gravimétrica y granulometría.....	58
Tabla 10. Estudios con caracterización de las coberturas terrestres de carácter regional y local, utilizados en esta investigación.	63
Tabla 11. Coberturas terrestres presentes en la zona de estudio.	63

Tabla 12. Cuencas hidrográficas de interés con puntos de descarga (desembocadura) en la zona de estudio.....	65
Tabla 13. Porcentaje de datos faltantes en las series de precipitación disponibles en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).	68
Tabla 14. Porcentaje de datos faltantes en las series temperatura disponibles en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).	68
Tabla 15. Porcentaje de datos faltantes en las series de caudales medios en los ríos principales de la zona de estudio.	69
Tabla 16. Porcentaje de datos faltantes en las series de evaporación de tanque, disponibles en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).	69
Tabla 17. Resumen del porcentaje de datos faltantes y reconstrucción para el periodo específico de análisis (ene-2014 a dic-2018) en las series de las variables precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima.	71
Tabla 18. Estadísticos del conjunto de datos de nivel freático en escala horaria (escala original de colección) en los puntos de monitoreo en la zona de estudio.	72
Tabla 19. Criterios adoptados para la remoción de datos anómalos de las series horarias de nivel freático.	76
Tabla 20. Resumen de los resultados de detección de datos anómalos (<i>outlier</i>) en las series horarias de nivel freático en los puntos de monitoreo (N/A: en series donde el método estadístico no converge y/o donde el número de datos anómalos es considerablemente alto).	77
Tabla 21. Estadísticos del conjunto de datos de nivel freático en escala horaria (escala original de colección) en los puntos de monitoreo en la zona de estudio – posterior a la remoción de los datos anómalos.....	79
Tabla 22. Categorías texturales de los suelos adoptadas y su respectiva clasificación por grupo hidrológico (adaptada de Sumner, (2000) en Dripps & Bradbury, (2007))......	82
Tabla 23. Ecuaciones de regresión multivariada entre las texturas (arenas y arcillas) y las principales propiedades hidráulicas de interés: capacidad de campo y punto de marchitez permanente para la zona de estudio.	85
Tabla 24. Estadísticos básicos para evaluar el desempeño de los métodos utilizados para estimar propiedades hidráulicas de los suelos en función de la textura en 46 muestras superficiales de suelo en la zona de estudio.	86
Tabla 25. Estadísticos básicos para evaluar el desempeño de los métodos utilizados para estimar propiedades hidráulicas de los suelos en función de la textura en 92 muestras de suelo en la zona de estudio, 46 en superficie y 46 en profundidad.....	87
Tabla 26. Resumen estadístico de las métricas usadas para evaluar el desempeño de los datos de WorldClim V.1.2 y Chelsa V.2.0 en relación a los datos de precipitación observados (estaciones) en la zona de estudio.	95
Tabla 27. Resumen estadístico de las métricas usadas para evaluar el desempeño de los datos de WorldClim V.1.2 y Chelsa V.2.0 en relación a los datos de temperatura media observados (estaciones) en la zona de estudio.	96
Tabla 28. Resultados de los caudales medios de largo plazo estimados para las corrientes principales por balance hidrológico de largo plazo y los diferentes métodos de estimación de la evapotranspiración (ETP-ETR).	100
Tabla 29. Propiedades suelo – cobertura definidas como parámetros para el modelo SWB: impermeabilización supuesta, umbral de intercepción y Número de Curva en condición Normal (CNII).	102
Tabla 30. Propiedades suelo – cobertura definidas como parámetros para el modelo SWB: tasa máxima de recarga (R_{max}) y profundidad de la zona de raíces (PR).....	103
Tabla 31. Datos de profundidad del nivel freático en 25 aljibes de monitoreo en la extensión de los depósitos aluviales del acuífero multicapa del Golfo de Urabá, utilizados para representar el espesor de la zona vadosa (EZV), tomado de (Campillo, 2019).....	104
Tabla 32. Datos generales de la configuración específica del modelo SWB para ser aplicado a la zona de estudio.	105

Tabla 33. Precipitación media multianual y su variación interanual en las estaciones utilizadas dentro del modelo para cada año de simulación.	107
Tabla 34. Descripción general de los puntos con información de temperatura diaria utilizados para la interpolación.	108
Tabla 35. Resumen estadístico de la tasa de recarga potencial directa (RPD) diaria promedio estimada para la zona de estudio.	112
Tabla 36. Resumen estadístico de la recarga potencial directa (RPD) total anual, promedio espacial para la zona de estudio.	113
Tabla 37. Resumen estadístico de la recarga potencial directa (RPD) total anual, promedio espacial por cuenca hidrográfica de interés (tonos azules mayores magnitudes y tonos rojos menores magnitudes).	113
Tabla 38. Resumen estadístico de las tasas de ETP y de ETR diaria promedio estimada para la zona de estudio.	121
Tabla 39. Resumen estadístico de la evapotranspiración real (ETR) total anual, promedio espacial para la zona de estudio.	121
Tabla 40. Resumen estadístico de la intercepción diaria en el follaje promedio estimada para la zona de estudio.	124
Tabla 41. Comparación de la escorrentía superficial directa estimada con el modelo SWB y la escorrentía total de las estaciones hidrológicas en la zona de estudio.	128
Tabla 42. Resumen de los principales términos (en mm/año) que componen el balance de humedad en el suelo (SWB) en promedio espacial para la zona de estudio.	130
Tabla 43. Resumen de los principales términos (como porcentaje de la precipitación) que componen el balance de humedad en el suelo (SWB) en promedio espacial para la zona de estudio.	130
Tabla 44. Matriz de correlación cruzada hasta rezago de 31 días entre la profundidad promedio diaria del nivel freático y la precipitación total diaria.	152
Tabla 45. Matriz de correlación cruzada hasta rezago de 5 días entre los ascensos promedio diarios del nivel freático y la precipitación total diaria.	153
Tabla 46. Perfiles de suelos y sus respectivas texturas asociados a los puntos de monitoreo piezométrico.	157
Tabla 47. Resumen de los resultados obtenidos de la estimación del rendimiento específico S_y en los puntos de monitoreo aplicando diferentes métodos.	160
Tabla 48. Resumen de parámetros característicos de las curvas de recesión del nivel promedio diario en los puntos de monitoreo.	165
Tabla 49. Resumen de la recarga total y la variación en el almacenamiento estimados mediante el método WTF en los puntos de monitoreo.	174
Tabla 50. Comparación estadística entre la recarga real total (RRT) y la recarga potencial directa (RPD) para el año de referencia 2017 en ocho (8) puntos de monitoreo en la zona de estudio. ...	178
Tabla 51. Comparación estadística entre la magnitud y la variación mensual de la recarga real total (RRT) y la recarga potencial directa (RPD) para el periodo de registro de cada punto de monitoreo en la zona de estudio.	184
Tabla 52. Puntos de monitoreo cercanos a cuerpos de agua superficial. Adaptado de Campillo (2019).	188

INTRODUCCIÓN

Las aguas subterráneas constituyen un recurso estratégico para el suministro de agua potable y el desarrollo socioeconómico de las comunidades, así como para la productividad y sostenibilidad de los ecosistemas, al hacer parte integral del ciclo hidrológico y representar las mayores reservas explotables de agua dulce del planeta (Shiklomanov, 1997; Vélez, 1999; Sahuquillo Herráztz, 2009; Davudirad, Sadeghi, & Sadoddin, 2016; Enku et al., 2017). La recarga de aguas subterráneas constituye un elemento de gran interés dentro del ciclo hidrológico, siendo la entrada principal al sistema hidrogeológico, y el cual, a su vez le confiere al recurso hídrico subterráneo la categoría de renovable. Adicionalmente, en el marco de la Gestión Integral del Recurso Hídrico – GIRH, se considera que la oferta de agua subterránea (cantidad de agua aprovechable) debe ser inferior a la magnitud del recurso anual renovable (RAR) del acuífero, la cual es determinada por la recarga directa en la mayoría de los acuíferos, especialmente en acuíferos libres (Custodio, 1997; FCIHS, 2009; Xie et al., 2017), dada la importancia de asegurar la permanencia de flujos ecológicos, tales como las descargas en ríos, humedales y manantiales.

Dada la importancia de la recarga en el ciclo hidrológico y en el marco de la GIRH, alrededor del mundo y especialmente en zonas áridas y semi-áridas, cada vez es más frecuente la aplicación de diversos métodos para estimar la recarga de aguas subterráneas, para reducir la incertidumbre asociada y obtener mayores elementos numéricos y conceptuales para su análisis, presentando especial atención al comportamiento espacio – temporal acoplado. En las regiones húmedas tropicales y especialmente en Colombia aún existen muchos retos para ser abordados en relación a estas tendencias. En este trabajo se propone el uso de dos métodos para caracterizar en el espacio y el tiempo la recarga de aguas subterráneas para el nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá (acuífero regional en clima cálido húmedo tropical), considerando el método de fluctuaciones del nivel freático (WTF) y un modelo distribuido de balance de humedad en el suelo (SWB). Los resultados obtenidos de las estimaciones se analizan por separado y en conjunto, considerando otros elementos del balance hídrico (evapotranspiración, escorrentía, humedad en el suelo y descargas subterráneas) para la identificación de posibles fuentes adicionales de recarga, todo a la luz del modelo hidrogeológico conceptual existente, permitiendo sintetizar y proponer un modelo conceptual de recarga de aguas subterráneas.

El presente documento se ha estructurado en cuatro capítulos: el primer capítulo (1.) es introductorio y describe inicialmente, el estado del arte de las estimaciones de la recarga de aguas subterráneas, a partir del cual se define el planteamiento del problema, hipótesis y objetivos, para posteriormente describir el contexto geográfico e hidrogeológico bajo el cual se desarrolla esta investigación, el segundo capítulo (2.) corresponde a la descripción de los materiales y métodos utilizados, donde se hace mención de las metodologías específicas aplicadas, así como la descripción de los datos disponibles y su tratamiento, el tercer capítulo (3.) presenta los resultados obtenidos de la presente investigación en cuatro grandes componentes: caracterización hidroclimatológica, modelo de balance de humedad en el suelo, análisis de fluctuaciones del nivel freático y comparación entre los métodos de estimación de recarga finalmente, el capítulo cuatro (4.) presenta la discusión y conclusiones, enfatizando en la descripción del modelo conceptual de recarga construido a partir del desarrollo de los pasos anteriores, finalmente el capítulo cierra con la descripción del trabajo futuro y recomendaciones.

1. CONTEXTO GENERAL

1.1. ESTADO DEL ARTE: LA RECARGA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS Y SU ESTIMACIÓN

Las aguas subterráneas se encuentran disponibles para su aprovechamiento en unidades geológicas denominadas acuíferos, que se caracterizan por su capacidad de almacenar y transmitir agua. La conceptualización de los acuíferos para la gestión integral y sostenible del recurso hídrico (GIRH), permite diferenciar entre la componente de almacenamiento de aguas subterráneas denominadas *reservas* y la componente de flujo y renovación denominada *recursos* (FCIHS, 2009). Los recursos corresponden a las entradas netas que efectivamente alcanzan el acuífero (zona saturada) y en el contexto hidrogeológico se denominan recargas, las cuales pueden darse por diferentes mecanismos, siendo la principal, los flujos verticales provenientes de la infiltración desde superficie, especialmente en acuíferos libres, a estas entradas se les denomina recarga directa o por precipitación (Vélez et al., 2005). Es importante mencionar las diferencias entre los diferentes conceptos de recarga de aguas subterráneas, especialmente entre recarga potencial, recarga real y recarga neta, tres conceptos que son del mayor interés en este trabajo.

De acuerdo con Scanlon et al. (2002) y Healy & Cook (2002), la recarga potencial y la recarga real, se diferencian en función del procedimiento de estimación y de la zona del agua en el suelo que se considera. Cuando se habla de recarga real, es porque el análisis se ha efectuado directamente a partir de información hidrogeológica, es decir mediante análisis en el nivel freático, pues se asegura que la recarga ha llegado a la zona saturada; el método WTF (Water Table Fluctuation) es un caso de estimación que se aproxima a la recarga real. Mientras que cuando se habla de recarga potencial, es porque el análisis se ha efectuado a partir de análisis hidrológicos, de agua superficial o de zona no saturada, como por ejemplo a partir de modelos de balance de humedad en el suelo, esta recarga se denomina potencial, ya que, al no considerar directamente la zona saturada, el flujo estimado como recarga puede o no alcanzar el nivel freático dependiendo en gran manera de los procesos que tengan lugar en la zona no saturada. La recarga real también suele denominarse como recarga actual.

La diferencia principal entre recarga real y neta, según Healy & Cook (2002) radica en la escala temporal en la que se produce y por tanto en la que se estima. La recarga real, especialmente cuando está asociada a la precipitación ocurre en periodos cortos de tiempo, escala de horas a unos cuantos días comúnmente (Healy & Cook, 2002; Wittenberg et al., 2019), asegurando que llegue al nivel freático, pero que no se disipe en forma de flujo base, evapotranspiración u otros flujos. Mientras que la recarga neta normalmente ocurre en periodos de tiempo más prolongados (meses, trimestres e incluso años) y representa el flujo que se incorpora al almacenamiento en los acuíferos, una vez se ha disipado parte de la recarga en forma de flujo base, evapotranspiración u otros flujos. La recarga neta comúnmente se conoce como variación en el almacenamiento, y será el término utilizado a lo largo de este documento.

1.1.1. Modelos de estimación de la recarga directa

Dada la justificada necesidad de cuantificar las tasas de recarga en los acuíferos y conocer su comportamiento espacio – temporal en los territorios, especialmente en zonas áridas y semi – áridas (alta dependencia del agua subterránea para suplir demandas hídricas) (Chenini & Ben Mammou, 2010), se han desarrollado diferentes métodos para su estimación, los cuales se clasifican según Lerner et al., (1990) en métodos de medición directa (lisímetros), balance hídrico, trazadores químicos e isotópicos y relaciones empíricas, de los cuales el método de mayor uso es el basado en balances hídricos de humedad en el suelo (Xie et al., 2017), siendo notoria su predominancia en la actualidad, ya que permite estimar la recarga directa y una aproximación de la respuesta del medio a los cambios en superficie (coberturas terrestres, usos del suelo, precipitación, evapotranspiración) haciendo de estos métodos, herramientas valiosas para la actual GIRH y su proyección en el tiempo (Westenbroek et al., 2010; Mair et al., 2013; Ehlers et al., 2016).

Los modelos de balance de humedad en el suelo a su vez, pueden subdividirse en: modelos de aproximación matemática tipo tanques (o reservorios) y modelos de base física (Xie et al., 2017), los primeros simplifican el medio en celdas verticales donde se almacena o se descarga agua, por flujos de entrada (precipitación), salida (evapotranspiración) y exceso en la capacidad de almacenamiento (recarga), mientras que los modelos de base física representan el proceso de evapotranspiración como un sub-modelo (mayor refinamiento) y transitan la infiltración por la zona no saturada, resolviendo la ecuación de Richard para flujo en la zona vadosa (Ruiz et al., 2010; Turkeltaub et al., 2015).

En la Figura 1 se muestran esquemas básicos de representación de los modelos de balance de humedad en el suelo. Algunos modelos de base física son WAVES, COMFORT, EARTH y WetSpa, también denominados modelos acoplados, por considerar balances de agua y energía (Xie et al., 2017; Yenehun et al., 2017) mientras que algunos modelos de simplificación de tanques son GROWA, SWB, MABIA, entre otros (Bogena et al., 2005; Ruiz et al., 2010; Westenbroek et al., 2010; Jabloun & Sahli, 2012; Toure et al., 2017).

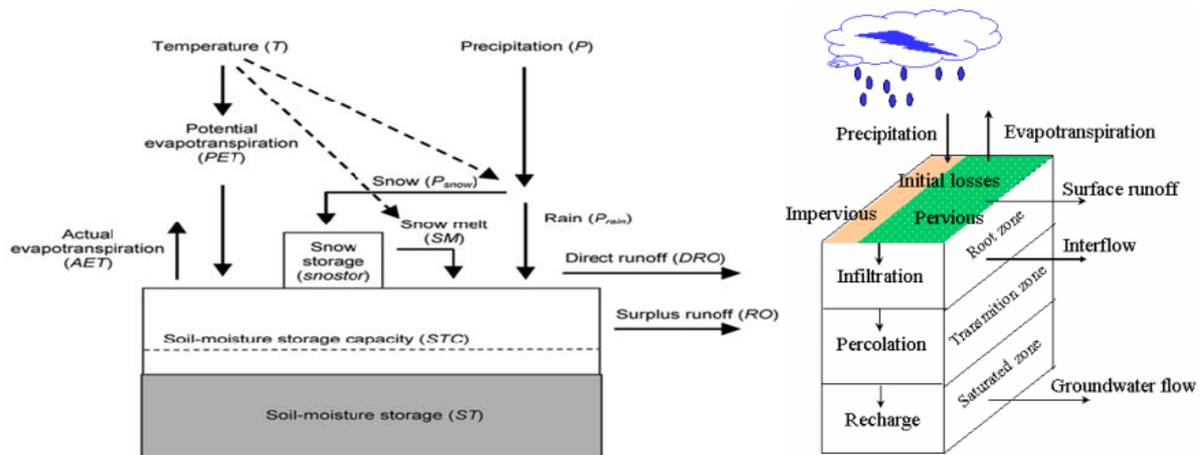


Figura 1. Esquema de representación del balance de humedad en el suelo para la estimación de recarga directa bajo los modelos EARTH (derecha) y WetSpa (izquierda). Adaptado de: Vrije Universiteit Brussel (2009).

Otra alternativa de estimación de la recarga de aguas subterráneas, es mediante la modelación inversa de flujo, utilizando herramientas que resuelvan la ecuación de flujo en medio poroso (MODFLOW, FeFLOW, SUTRA, etc.), considerando los niveles piezométricos y los caudales como entradas del modelo y obteniendo como salidas las tasas de recarga (Scanlon et al., 2002; Sanford, 2002; Santos et al., 2016).

En general, la selección inicial de un modelo para representar la recarga directa de los acuíferos, se hace en función de: a) el nivel de detalle requerido para los objetivos del estudio y la respuesta esperada, b) la escala espacial y temporal que se desea analizar y representar, c) la cantidad de información disponible para calibrar y/o evaluar el modelo, d) la capacidad técnica y computacional disponible para implementar los modelos (Scanlon et al., 2002).

1.1.2. La incertidumbre de los modelos, su calibración, ajuste y desempeño

Los resultados entregados por un modelo, dependerán tanto de las funciones internas de representación del fenómeno (parametrización) como de los datos de entrada asignados al modelo (Anderson et al., 2015), a su vez, dichos datos normalmente se ingresan como series de tiempo o como campos espacialmente distribuidos, o en casos de mayor refinamiento como campos de distribución espacio – temporal, dichos datos al provenir de diferentes fuentes, métodos y escalas de trabajo, tienen asociados niveles de incertidumbre, que al agregarse al modelo, son propagados hasta el resultado final. En las últimas décadas los niveles de incertidumbre asociados a los resultados de los modelos de recarga empezaron a ser objeto de investigaciones, dado el interés de utilizar dichas herramientas como soporte para la gestión, el uso conjunto y la proyección de escenarios (Bogena et al., 2005; Mair et al., 2013).

Bogena et al., (2005) evaluaron la incertidumbre de las estimaciones espaciales de recarga directa a diferentes escalas, como resultado de la propagación del error gaussiano proveniente de las incertidumbres particulares de cada variable de entrada del modelo, considerando el modelo GROWA. Los resultados concluyeron que la escala espacial de trabajo no influye de manera contundente en la propagación de la incertidumbre, adicionalmente se encontró que bajo este modelo (determinístico), las variables que mayor incertidumbre aportan son la precipitación y el índice de flujo base (IFB), mientras que la evapotranspiración potencial (ETP) muestra un bajo aporte a la incertidumbre. Esta situación se debe principalmente a que diversos parámetros del modelo dependen directamente de la precipitación, cuya distribución espacial se obtuvo por métodos de interpolación determinísticos (IDW) con alta incertidumbre, y a que el IFB es la simplificación con la que trabaja el modelo para separar el flujo base del flujo total, asimilándolo como recarga potencial directa en un sistema cerrado; dicha simplificación al seguir una función lineal, propaga linealmente el error de las variables involucradas, entre ellas, nuevamente la precipitación.

Por otra parte, Xie et al., (2017) evaluaron la incertidumbre de las estimaciones temporales de recarga directa, considerando el modelo de base física WAVES, realizando gran cantidad de simulaciones de Monte Carlo (40.000 escenarios) variando los parámetros de entrada de manera aleatoria por cada escenario. Se encontró que la calibración de la ETP dentro del modelo, a partir de series observadas de esta variable, puede reducir hasta un 50% de la incertidumbre en la estimación de la recarga; mientras que la calibración de otras variables como la humedad del suelo representó poca reducción en el nivel de incertidumbre; otra variable que mostró influencia importante en la incertidumbre fue la conductividad hidráulica del suelo, para la cual se logra un mejor ajuste a partir del uso de diversas funciones de pedo transferencia.

Los resultados anteriores permiten contrastar dos modelos, cuyo principio físico es el mismo (balance de humedad en el suelo), pero el desarrollo operacional varía y al parecer esto incide notablemente en los resultados finales obtenidos y en la relevancia otorgada a los datos de entrada; en especial en lo relacionado a la ETP, donde, el modelo GROWA tipo tanque, requiere la ETP como dato de entrada, mientras que el modelo acoplado WAVES, estima la ETP mediante un sub-modelo, a partir de los parámetros de superficie (suelo – cobertura) y la humedad en el suelo; explicando la razón por la cual en el modelo WAVES la incertidumbre alrededor de la ETP puede ser mayor.

Finalmente Ehlers et al., (2016), realizaron un análisis de sensibilidad para las estimaciones de recarga directa utilizando el modelo GROWA, con variaciones de los parámetros representativos de coberturas terrestres y suelos dentro del modelo, se encontró que las variaciones del coeficiente cultivo K_c (uno de los parámetros utilizados para convertir ETP a evapotranspiración real ETR) agregan diferencias sustanciales en el modelo, por lo cual para el área específica de estudio (Cerdeña, Italia), se realizaron simulaciones considerando las diferentes fuentes de información que aportaran variaciones de dicho parámetro, obteniéndose una gama amplia de resultados y la necesidad de refinar estas variables de entrada (reducción de incertidumbre).

Otra variable de gran interés en el balance de humedad en el suelo, y que puede aportar un importante nivel de incertidumbre a las estimaciones de recarga, es la escorrentía superficial directa. Los modelos de balance utilizan diferentes metodologías para su estimación, entre las cuales se destacan; el método de Número de Curva (Cronshey et al., 1986) utilizado en gran cantidad de modelos como SWB (Westenbroek et al., 2010), Visual Balan 2.0 (Samper et al., 1999) y SWAT (Neitsch et al., 2005) y los métodos basados en coeficientes de infiltración o de separación de flujos, que pueden variar en la complejidad de su estimación, siendo dependientes de los suelos, coberturas terrestres y/o del estado de humedad en el suelo; usados en modelos como GROWA, el modelo simplificado de Schosinsky N. (2006), COMFORT y WetSpa. Es importante resaltar que, dada la importancia de la escorrentía superficial directa en el balance, diversos enfoques de calibración de los modelos de balance de humedad en el suelo, están basados en el ajuste de los parámetros para representar los valores observados de esta variable (Ruiz et al., 2010; Mair et al., 2013; Yenehun et al., 2017).

El comportamiento físico de la recarga directa y su variación espacio temporal, dependerá en gran medida de las condiciones particulares de los acuíferos de interés, del clima en el que se encuentran y de los suelos y coberturas que le superyacen. Es por esto, que los modelos; tanto los de aproximación matemática (determinísticos) como los de base física, deberían ser en lo posible calibrados o ajustados a partir de observaciones de campo o evaluados mediante el análisis comparativo de diferentes métodos de estimación. Sin embargo, la actividad de calibración suele ser un paso complejo en el modelamiento de la recarga, dada la alta dificultad de la obtención de datos de calibración y la distancia preexistente (baja correlación) entre parámetros de recarga y parámetros de flujos de agua subterránea (conductividades) (Knowing et al., 2016).

Se han identificado múltiples modelos de estimación de recarga directa o por precipitación que se basan en el balance de humedad en el suelo, se identificaron dos diferencias principales: primero, que los modelos pueden variar en su representación de las zonas del agua en el suelo, detallando o simplificando el comportamiento de los flujos. Segundo y posiblemente como consecuencia de lo primero, las incertidumbres y la influencia de los parámetros de entrada en la incertidumbre total de la recarga; varía de acuerdo al modelo considerado, esto puede representar diversas dificultades, dado que para seleccionar un modelo que represente adecuadamente la magnitud y la distribución espacio – temporal de la recarga en un acuífero, lo ideal sería evaluar diversos modelos y sus incertidumbres asociadas, a su vez que se evalúa el desempeño de representar variables correlacionadas, como por ejemplo la oscilación de los niveles piezométricos durante los picos de precipitación, o la escorrentía en las corrientes superficiales que interactúan con los acuíferos.

En la Figura 2 se muestra un esquema resumen de la clasificación de los modelos de estimación de recarga directa y las zonas del agua en el suelo que consideran, así como las principales fuentes potenciales de incertidumbre asociadas según la bibliografía consultada.

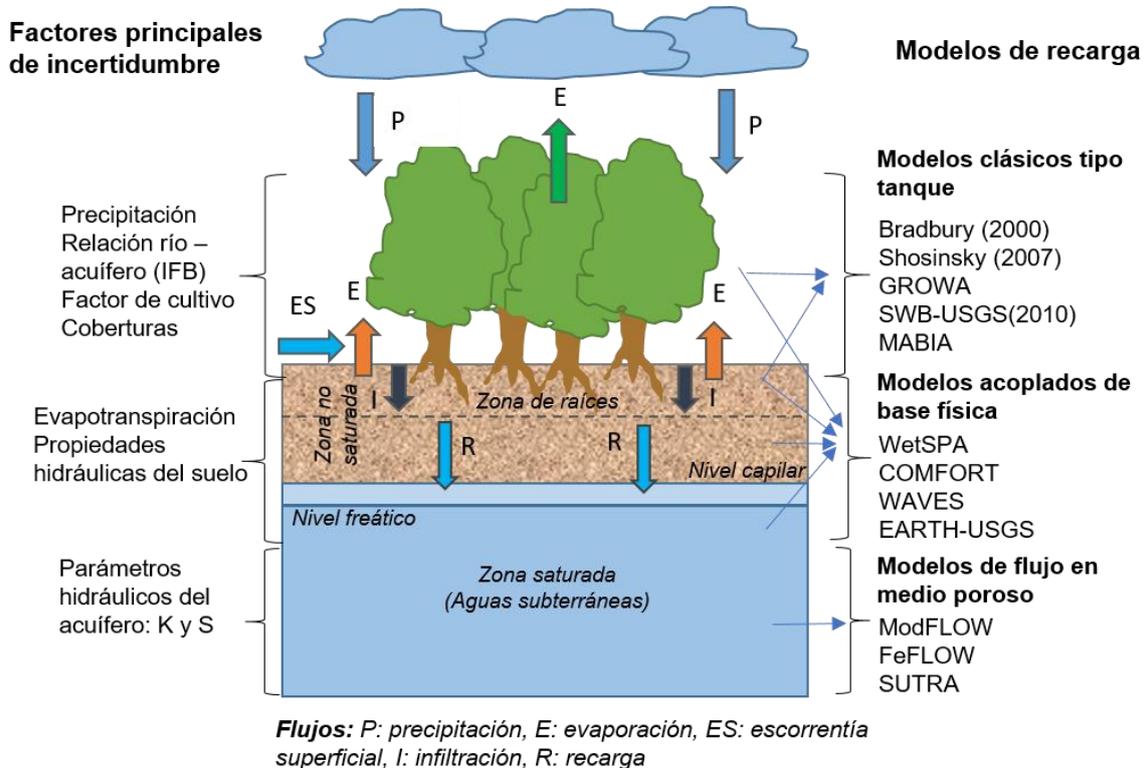


Figura 2. Esquema resumen de familias de modelos de estimación de recarga basados en balances de humedad en el suelo, zonas del agua en el suelo asociadas y elementos potenciales de mayor incertidumbre.

1.1.3. Métodos para estimar la recarga real y la variación del almacenamiento: el método de fluctuaciones del nivel freático (WTF)

El método de fluctuaciones del nivel freático (WTF por sus siglas en inglés) es un método ampliamente utilizado y de fácil aplicación cuando se cuenta con información de monitoreos continuos y temporalmente representativos (horario o mínimo diario) de la variación de las alturas del nivel freático en pozos de observación. El método WTF es aplicable para el cálculo de la recarga siempre que el acuífero sea freático (libre) (Healy & Cook, 2002; Varni, 2013; Wendland et al., 2015).

El método se basa en el balance de agua en el acuífero, partiendo del principio de que las variaciones del nivel freático en un acuífero libre se atribuyen a las aportaciones de la recarga por infiltración. Para un periodo de tiempo se cumple que la pérdida de agua en el acuífero es igual a la ganancia de agua más un cambio en el almacenamiento. Este método suele arrojar resultados con un buen grado de confiabilidad, cuyo factor principal de incertidumbre está asociado a la adecuada estimación del rendimiento específico, así como a la representatividad y ubicación óptima de los pozos o piezómetros de monitoreo en relación a la condiciones generales de la cuenca y el acuífero de interés (Healy & Cook, 2002; Gómez et al., 2010). Diversas metodologías son recopiladas por Healy & Cook (2002) para la estimación del rendimiento específico, y en años recientes diversos autores, como (Crosbie et al., 2005) proponen metodologías alternativas para facilitar su estimación y reducir su incertidumbre.

Diversos estudios han utilizado el método WTF con múltiples propósitos, entre los que se destaca la estimación de la recarga y la variación del almacenamiento en el acuífero. Algunas aplicaciones en regiones tropicales dan cuenta de la idoneidad del método, pues la identificación de los tiempos de recarga dependen estrechamente de su relación con los picos de lluvia que a su vez coinciden con el tiempo después de una recesión en el nivel freático (Healy & Cook, 2002; Park & Parker, 2008). Aplicaciones de este método como la de Wendland et al. (2015) para el acuífero Guaraní (Sur de Brasil) muestran valiosos resultados de la caracterización temporal de la recarga y la variación del almacenamiento, que a su vez se contrastan con otros elementos del balance hídrico como la evapotranspiración y el flujo base.

En los trabajos realizados por Izady et al., (2017) se ha propuesto una combinación de balances hídricos subterráneos y del método de fluctuaciones de nivel freático (WTF), para el entendimiento y cuantificación de la recarga en un sistema acuífero complejo de interacción depósito aluvial – roca fracturada en una región árida de Oman, donde se encontró que; la optimización del método WTF, considerando diversos puntos de observación y una sencilla pero adecuada discretización espacial para representar la variabilidad del acuífero (en geometría, geología, direcciones de flujo e interacción medio poroso – medio fracturado), en conjunto con los elementos del balance hídrico subterráneo, permite un mejor entendimiento de los flujos de interacción y por ende, mejores estimaciones de la recarga directa.

Otras aplicaciones interesantes, resultan de utilizar los registros de variación del nivel freático y su relación con la lluvia, como entradas para la calibración y validación de modelos de flujo analíticos sencillos de aguas subterráneas en respuesta a los pulsos de precipitación, obteniéndose modelos predictivos de base física con dependencia a la precipitación, dichos ejercicios de modelación basados en WTF han mostrado resultados exitosos (Park & Parker, 2008).

Sin embargo, las fluctuaciones del nivel freático, no solo se presentan como respuesta a la precipitación, sino que, en condiciones de interacción natural o de intervención antrópica, como es el caso de zonas urbanas, áreas industrializadas y terrenos agrícolas; las fluctuaciones pueden estar mostrando también, la incidencia de los regímenes de bombeo de los pozos de captación, la incidencia de los retornos por fugas en sistemas de conducción y retornos por riego en campos agrícolas. Tal situación fue identificada por Abiye et al., (2018) en una región minera de Johannesburgo, donde a partir de amplios registros temporales de fluctuaciones del nivel freático en pozos, se logró identificar que la correlación con la lluvia no era totalmente clara, principalmente en época seca, donde se presentaban descensos mayores de los esperados en relación a la lluvia, atribuyéndose a diferentes

abstracciones del caudal de aguas subterráneas, e indicando que los procesos de recarga y descarga en dicha zona no podrían ser explicados únicamente en relación con la precipitación.

Como se ha mencionado, el método WTF es de aplicación sencilla y ofrece importantes ventajas, que pueden ser ampliamente potenciadas para el estudio de las aguas subterráneas en acuíferos libres de zonas húmedas tropicales, donde los cambios del nivel freático responden notablemente a las variaciones de la precipitación en diversas escalas temporales. La aplicación del método puede ajustarse para tener en cuenta consideraciones específicas tales como: regímenes altos de pluviosidad, periodicidad del monitoreo de las fluctuaciones, periodos de rezago variables (tiempos de respuesta) y particularidad de los puntos de monitoreo (monitoreo en pozos de gran diámetro).

1.1.4. Limitaciones y factores de incertidumbre en el método WTF

A continuación, se enuncian las principales limitaciones del método y sus factores de incertidumbre (Healy & Cook, 2002; Varni, 2013; Wendland, Gomes, & Troeger, 2015; Troian et al., 2017):

- El método WTF muestra mejores resultados en acuíferos libres y poco profundos. El método WTF ha sido aplicado en ambientes de roca fracturada (Flint et al., 2002; Izady et al., 2017), teniendo en cuenta algunas consideraciones especiales, sin embargo, aún puede representar un escenario con altos niveles de incertidumbre.
- Sigue siendo un método puntual de estimación, aunque puede representar condiciones generales de una cuenca o acuífero dependiendo de la ubicación óptima y representativa del pozo o piezómetro y de las condiciones específicas del relieve (Healy & Cook, 2002; Izady et al., 2017).
- El método es aplicable para recarga variable, es decir cuantifica el proceso en estado transitorio. Es incapaz de cuantificar la recarga cuando esta es constante y en estado estacionario, más aún si se encuentra en equilibrio con el drenaje de redistribución (transito al flujo base, evapotranspiración y otros flujos), (ver sección 2.2).
- El método WTF solo es capaz de cuantificar la recarga en los eventos de ascenso del nivel freático, siendo incapaz de hacerlo en los periodos de recesión o descenso del nivel. El descenso de nivel freático no siempre implica la ausencia de recarga, sino también puede darse, que la tasa de salida (por evapotranspiración, flujos bases y acciones exteriores) sea mayor que la tasa de recarga.
- La presencia del termino fuente – sumidero con una ocurrencia rápida, es decir, menor o igual al periodo de arribo de la recarga (por ejemplo, bombeos continuos), genera que la hidrógrafa obtenida este altamente influenciada por dicho termino y los ascensos de nivel puedan ser subestimados. En dicho caso, es pertinente la remoción de la influencia de dicho término de la hidrógrafa de análisis.
- La aplicación del método WTF implica analizar previamente, cuales eventos de ascenso del nivel freático son producto de la recarga, puesto que las oscilaciones en el nivel freático se pueden dar por diversos procesos físicos, entre los que se destacan: evapotranspiración de las aguas subterráneas hacia superficie, especialmente en niveles someros, aire atrapado, presión atmosférica y mecanismos artificiales como bombeos y recargas inducidas (termino fuente – sumidero).
- El método es linealmente sensible al rendimiento específico, es decir, dicha variable representa un alto factor de incertidumbre para el método. A su vez, el rendimiento específico es una variable con una alta incertidumbre, inherente a su determinación (Healy & Cook, 2002), siendo muy variable en función del método de estimación y el tiempo de ejecución de los mismos, en el caso de los métodos de laboratorio y campo.

1.1.5. Combinando métodos para la estimación de recarga y su validación

Como lo mencionan Scanlon et al. (2002), las estimaciones de recarga de aguas subterráneas, adquieren mayor fiabilidad en la medida en que se conozca y se reduzca la incertidumbre asociada, lo cual es posible mediante la aplicación de distintitos métodos o técnicas de estimación. Diversos estudios han validado esta premisa y para diversos ambientes hidrogeológicos, desde ambientes de topografía variable en rocas fracturadas (Flint et al., 2002; Izady et al., 2017), hasta acuíferos aluviales

en condiciones tropicales de la India (Ruiz et al., 2010) y Colombia (Céspedes, 2017) y en condiciones secas relacionadas con corrientes intermitentes en Australia (King et al., 2017). Se ha encontrado que métodos que comúnmente se usan en conjunto para entender y cuantificar los procesos de recarga son: método de fluctuaciones de nivel freático con métodos de balance hídrico, métodos de balance de cloruros con métodos de balance hídrico, métodos de fluctuaciones del nivel freático con modelamiento numérico inverso, métodos de Darcy en zona no saturada con métodos de balance hídrico. En la actualidad muchas de estas estimaciones vienen siendo ampliamente apoyadas en Sistemas de Información Geográfica (SIG) y en el uso de sensores remotos (Chenini & Ben Mammou, 2010; Homero et al., 2016; Doble & Crosbie, 2017; Niraula et al., 2017).

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA, HIPOTESIS Y OBJETIVOS

Las aguas subterráneas constituyen un recurso estratégico para el suministro de agua potable y el desarrollo socioeconómico de las comunidades, así como para la productividad y sostenibilidad de los ecosistemas, al hacer parte integral del ciclo hidrológico y representar las mayores reservas explotables de agua dulce del planeta. A su vez constituyen recursos estratégicos para la adaptación al cambio climático, dado que se espera que los cambios hidrometeorológicos proyectados tengan su primer efecto en las fuentes hídricas superficiales, limitando su disponibilidad, propiciando así, la mayor demanda del recurso hídrico subterráneo (Shiklomanov, 1997; Vélez, 1999; Sahuquillo Herráiz, 2009; Davudirad et al., 2016; Enku et al., 2017).

En el marco de la Gestión Integral del Recurso Hídrico – GIRH, se considera que la oferta de agua subterránea (cantidad de agua aprovechable) no debería superar el recurso anual renovable (RAR) del acuífero, preservando flujos ecológicos (descargas en ríos, humedales y manantiales), dado que, una explotación mayor al RAR, implicaría la extracción de volúmenes de reserva de agua, los cuales en el corto plazo se consideran no renovables. La recarga directa constituye gran parte del RAR de los acuíferos, especialmente en acuíferos libres (Custodio, 1997; FCIHS, 2009; Xie et al., 2017). Por lo anterior, la estimación de la recarga de aguas subterráneas, constituye una parte esencial de los estudios hidrogeológicos, especialmente los orientados al aprovechamiento del recurso hídrico subterráneo, la evaluación de la contaminación de acuíferos y la definición de zonas de protección (zonas de recarga). Los avances en las estimaciones de recarga de aguas subterráneas y la incertidumbre y validación de dichas estimaciones a nivel global, se han concentrado principalmente en zonas áridas y semiáridas, aunque cada vez es de mayor interés la ejecución de dichos estudios en climas húmedos y zonas tropicales, con un enfoque de profundización en el conocimiento, aprestamiento y adaptación a los cambios ambientales proyectados (Vélez et al., 2005; Ruiz et al., 2010; Santos & Koide, 2016).

Las estimaciones de recarga de aguas subterráneas, adquieren mayor fiabilidad en la medida en que se conozca y se reduzca la incertidumbre asociada, lo cual es posible mediante la aplicación de distintivos métodos o técnicas de estimación (B. Scanlon et al., 2002). En medios hidrogeológicos complejos, como acuíferos en roca fracturada, acuíferos kársticos y acuíferos regionales, la integración de diversos métodos y modelos para estimar la recarga, se ha convertido en una práctica de gran utilidad, para mejorar el modelo conceptual y reducir los niveles de incertidumbre (Flint, Flint, Fabryka-martin, & Bodvarsson, 2002; Lee, Chen, & Lee, 2006; Izady et al., 2017; Varni, 2013; Wendland, Gomes, & Troeger, 2015).

En Colombia, bajo el marco normativo actual, la recarga de aguas subterráneas hace parte de los determinantes ambientales para definir el ordenamiento territorial, puesto que las zonas de recarga se definen como zonas especiales de protección (MADS, 2014a; MADS, 2014b; Jaramillo Macías, 2016). En concordancia con las líneas de acción estratégica del Programa Nacional de Aguas Subterráneas, actualmente el Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible (MADS), el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) y el Servicio Geológico Colombiano (SGC), se encuentran formulado la Guía Metodológica para la Identificación y Delimitación de Zonas de Recarga de Sistemas Acuíferos (IDEAM, 2017).

Sin embargo, dicha guía no incluye la estimación numérica de la magnitud de la recarga y su distribución espacio – temporal, de hecho, en Colombia, este análisis se ha realizado principalmente desacoplando el comportamiento de la recarga en el espacio y en el tiempo, las metodologías comunes de estimación no consideran su distribución espacial, siendo frecuente la aplicación de balances de humedad en el suelo por estación hidrometeorológica de referencia para estimar la magnitud de la recarga y su variación en el tiempo, mientras que la distribución espacial se aproxima principalmente mediante la definición de zonas de recarga, la cual se realiza mediante ponderaciones espaciales de atributos cualitativos que influyen potencialmente en la recarga (geología, relieve, tipo de suelos, coberturas y climatología) (Vélez et al., 2005; CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014; MADS, 2014a).

Para áreas grandes o cuencas de carácter regional (superficiales y/o subterráneas), el desacoplar el comportamiento espacio – temporal de la recarga, puede inducir a estimaciones poco representativas de la misma, desvinculando la variación multidimensional de los elementos que intervienen en el proceso de recarga, tales como variabilidad de la lluvia, temperatura, topografía, geomorfología, tipo de suelos, tipo de coberturas terrestres y capacidad de almacenamiento de agua en el suelo (Doble & Crosbie, 2017).

Se identifica la necesidad de explorar métodos y herramientas para el análisis de la recarga de aguas subterráneas, que incluyan su variabilidad espacio – temporal, especialmente para acuíferos de carácter regional y en zonas del trópico, donde las variaciones interanuales y estacionales de la lluvia (principal generador de recarga) son apreciables y controladas principalmente por eventos de variabilidad climática como El Niño – Oscilación del Sur (ENSO), estructuras hidrometeorológicas como la Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT) y factores orográficos (Poveda, 2004). También se identifica la necesidad de entender la recarga de aguas subterráneas en los acuíferos colombianos, mediante un enfoque de modelación conceptual; integral e interpretativo, donde a partir de la aplicación, combinación y análisis conjunto de diversas metodologías y herramientas, se pueda agregar elementos en el espacio y en el tiempo que permitan caracterizar los procesos de recarga, identificando las fuentes más probables y reconociendo la inevitable incertidumbre asociada al modelo resultante (B. Scanlon et al., 2002; Flint et al., 2002; Izady et al., 2017).

Para contribuir a solventar la necesidad planteada, se ha considerado el nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016) como caso de estudio, para el cual se propone aplicar dos métodos de estimación de recarga de aguas subterráneas: el método de fluctuaciones del nivel freático (WTF) y un modelo distribuido de balance de humedad en el suelo (SWB), para comprender el comportamiento espacio – temporal de la recarga, además de proponer un modelo conceptual que permita identificar posibles fuentes de recarga adicionales a la precipitación, a partir de un análisis conjunto de los resultados; adicionando otros elementos del balance hídrico, tales como la evapotranspiración real, la humedad en el suelo, la escorrentía directa y las descargas subterráneas, así como los elementos propios del modelo hidrogeológico conceptual del sistema Golfo de Urabá, como la geología, la piezometría y las zonas de recarga (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016; CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2018; Campillo, 2019).

Las particularidades hidrogeológicas e hidrometeorológicas de la región del eje bananero del Urabá Antioqueño, tales como el carácter regional del sistema acuífero, las relaciones río – acuífero, el alto aprovechamiento de las aguas subterráneas y el marcado ciclo unimodal de lluvias, donde se distingue un periodo de lluvias bajas (enero – marzo), durante el cual la explotación de aguas subterráneas se intensifica; hacen necesaria una caracterización más amplia de la recarga, enfocada principalmente a su magnitud, su variabilidad en el espacio y en el tiempo y a la identificación de fuentes adicionales que contribuyen a dicha recarga, pues dicho conocimiento, es un insumo fundamental para caracterizar la oferta hídrica subterránea y soporte para proponer medidas de gestión, tales como el uso conjunto de aguas superficiales y subterráneas y planes de adaptación a cambios ambientales proyectados a futuro (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).

El análisis de la recarga, será enfocado principalmente al nivel somero o freático del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, dado que, por su carácter hidráulico predominantemente libre, es el primer estrato en recibir los flujos de recarga, siendo también fuertemente explotado y el más vulnerable a los cambios en superficie (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016). En adición, el conocimiento actual del acuífero, permite plantear la hipótesis de la conexión hidráulica entre los niveles profundos y someros del acuífero multicapa Golfo de Urabá, mediante flujos verticales de interacción, compartiendo así, los flujos de recarga; lo cual se ha soportado principalmente, mediante modelación numérica de flujo multi-escala (Duque, 2017). Futuros estudios deben ser conducidos para validar dicha hipótesis, mediante ensayos directos en campo, hidroquímica y balances hídricos.

1.2.1. Objetivos de investigación

Objetivo general

Analizar la magnitud y la variabilidad espacio – temporal de la recarga de aguas subterráneas al nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, a partir de la aplicación y comparación de un modelo de balance de humedad en el suelo (SWB) y el método de fluctuaciones del nivel freático (WTF).

Objetivos específicos

- Estimar la recarga potencial directa para el periodo enero 2015 – diciembre 2018 en el nivel somero del sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá, aplicando un modelo distribuido de balance de humedad en el suelo (SWB).
- Estimar la recarga real y la variación en el almacenamiento para el periodo diciembre 2016 – mayo 2018 en el nivel somero del sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá, aplicando el método de Fluctuaciones del Nivel Freático (WTF).
- Proponer un modelo conceptual de recarga de aguas subterráneas para el nivel somero del sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá, a partir del análisis comparativo de los resultados del modelo de balance de humedad en el suelo (SWB) y del método de Fluctuaciones del Nivel Freático (WTF).

1.3. CONTEXTO GEOGRÁFICO – ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se muestra en la Figura 3 y es definida por la extensión en superficie del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá y sus zonas de recarga indirecta, con un área total de 2,188 km², localizándose en la zona centro de la subregión del Urabá antioqueño, al noroccidente del departamento de Antioquia en Colombia, en la zona conocida como el Eje Bananero del Urabá antioqueño, que está conformada por los municipios de Turbo, Apartadó, Carepa y Chigorodó. La zona de estudio se encuentra limitada al este por las serranías de Abibe y Las Palomas, al norte por el litoral del Mar Caribe, al oeste por el Golfo de Urabá y al suroeste por el río León.

1.3.1. Entorno natural

La zona de estudio se caracteriza por presentar una topografía predominantemente plana, con elevaciones importantes hacia el extremo este de la zona de estudio, en inmediaciones de la Serranía de Abibe (ver Figura 3). En la parte media y baja se presentan elevaciones entre 0 y 100 m.s.n.m, mientras que hacia la Serranía de Abibe se presentan elevaciones que van desde los 100 hasta los 1,600 m.s.n.m, en las partes más altas de este accidente topográfico, donde nacen los principales ríos de la zona de estudio.

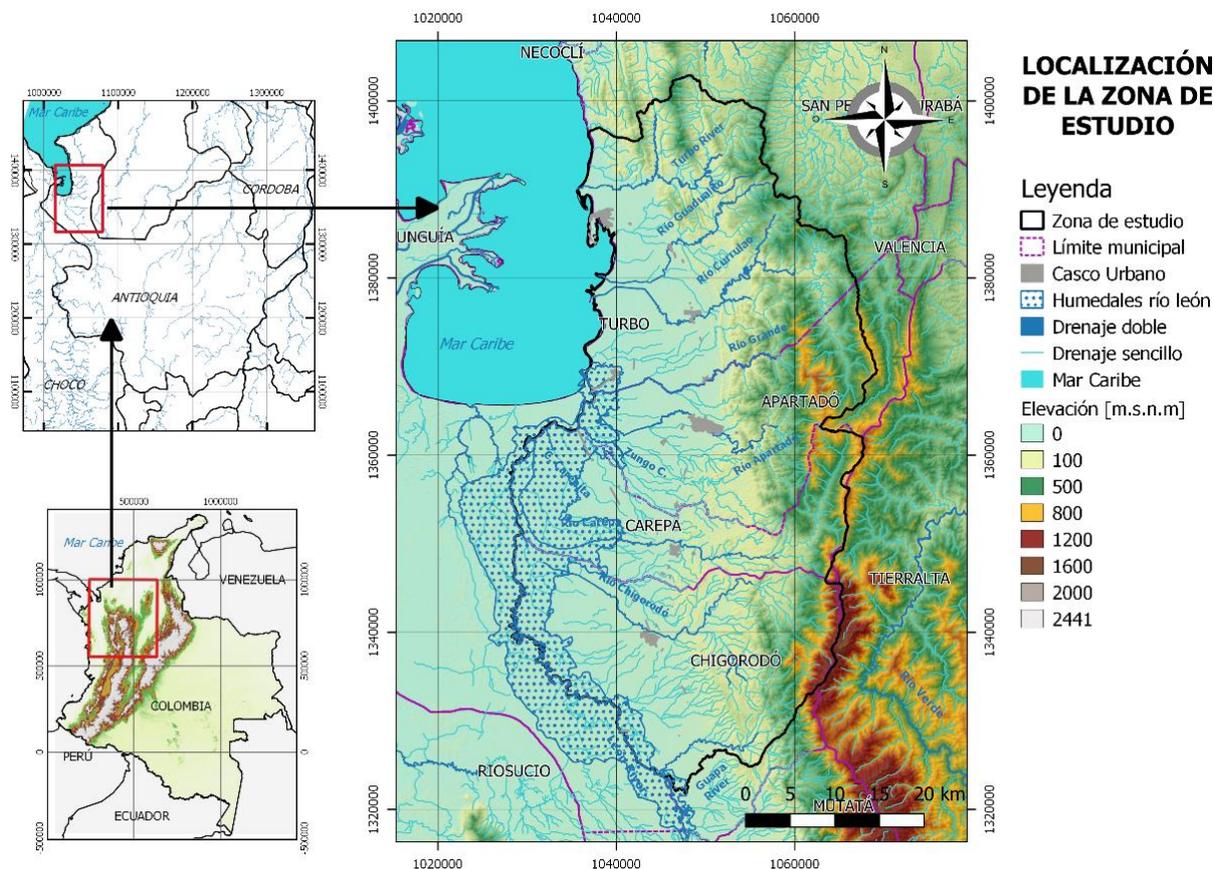


Figura 3. Localización de la zona de estudio: Eje Bananero del Urabá antioqueño.

En la zona de estudio, se desarrolla un clima cálido húmedo tropical, donde la lluvia presenta un importante gradiente pluviométrico en sentido norte – sur, con precipitaciones promedio anuales entre 4000 mm/año (cuenca del río Guapa) y 1600 mm/año (extremo norte y parte alta del río Turbo), así como temperaturas del aire cerca de la superficie entre 25.7 y 28.1 °C y humedades relativas promedio alrededor del 86%, característico de regiones de bosque húmedo tropical. El clima de la zona está controlado por la influencia de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la cercanía al mar Caribe, la corriente de chorro del Chocó (sistema de bajo nivel) y los accidentes orográficos. La lluvia muestra un ciclo unimodal con una temporada seca muy marcada entre enero y marzo.

En la zona de estudio, se presenta una importante presencia de cuerpos de agua superficiales lenticos y loticos. Dentro del sistema lotico, el principal cuerpo de agua es el río León, que fluye con tendencia inicial noroeste, posteriormente se defleca para seguir un curso predominantemente norte hasta llegar a su desembocadura en el Golfo de Urabá con tendencia noreste, este cuerpo de agua representa la frontera suroeste de la zona de estudio y el principal receptor en conjunto con el Golfo de Urabá de los flujos de descarga superficial y subterránea en esta zona. Los principales drenajes que cruzan el área, con tendencia principal este – oeste (desde la Serranía de Abibe hacia el Golfo de Urabá o el cauce del río León) son: los ríos Turbo, Guadualito y Currulao que desembocan directamente al mar en el Golfo de Urabá y los ríos Chigorodó, Carepa, Apartadó y Grande, que desembocan en el río León.

En relación a los cuerpos lenticos, la subregión de Urabá y específicamente el Eje Bananero, tiene asociado ecosistemas de manglares y humedales de importancia regional y global (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016). En la zona de estudio se encuentra el Parque Natural Regional de los Humedales, ubicado entre los ríos León y Suriquí, constituido en su totalidad por la extensión territorial de la vereda Suriquí, ubicada en el corregimiento Nueva Colonia hasta la Zona Central – Plana o Bananera del municipio de Turbo, la cual está naturalmente delimitada al sureste por el río León y al oeste por el río Suriquí; en él se destacan diferentes ecosistemas de bosque mixto de gran importancia ecosistémica (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).

Así, se puede destacar entre los principales elementos naturales que controlan el entorno físico en la zona de estudio al Golfo de Urabá, las planicies aluviales de los ríos y sus sistemas de humedales-acuíferos y la Serranía de Abibe. Estos elementos también tienen relevancia geográfica, así como en los procesos a nivel sociocultural que determinan la ocupación del territorio (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).

1.3.2. Aspectos socioeconómicos y su relación con el agua

La población total del Eje Bananero del Urabá antioqueño a 2018 es de 509,674 habitantes, entre los municipios de Turbo, Carepa, Chigorodó y Apartadó, según proyecciones del último censo realizado en Colombia por parte del Departamento Administrativo Nacional de Estadísticas – DANE en 2005 (DANE, 2007), de los cuales el 70 % se localizan en los cascos urbanos, los cuales están inmersos en su totalidad en la extensión de la zona de estudio, el 30 % restante se localizan en las áreas rurales.

El servicio de acueducto en la zona urbana de los cuatro municipios es prestado por Aguas Regionales S.A E.S.P, mientras que en algunas zonas del área rural el servicio es prestado por acueductos veredales y comunitarios. A 2016 las coberturas de acueducto eran de 51% para Chigorodó, 84% para Carepa, 77% para Apartadó y 44% para Turbo (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).

Las fuentes que abastecen los diferentes acueductos municipales, tanto en los cascos urbanos como en las áreas rurales de los municipios en el Eje Bananero del Urabá antioqueño, corresponden a fuentes hídricas superficiales y subterráneas. Dentro de las principales fuentes superficiales se destaca los ríos Mutatá, Chigorodó, Carepa, Zungo, Vijagual, Apartadó, Grande y Turbo, mientras que en la componente subterránea, el acuífero multicapa es aprovechado principalmente en sus niveles profundos para el suministro de agua de la población y el sector productivo, mediante pozos de captación, además las aguas subterráneas son la principal fuente de abastecimiento de 34 comunidades rurales y de los cascos urbanos de los municipios de Turbo y Chigorodó, también permiten el suministro de agua para actividades agrícolas de riego y poscosecha (lavado de fruta en cultivos de banano y plátano) en los municipios de Turbo, Apartadó, Carepa y Chigorodó, convirtiéndose este recurso en motor del desarrollo económico de la región. Las aguas del nivel somero del acuífero, también son aprovechadas para consumo humano y doméstico y actividades agrícolas, principalmente mediante captaciones tipo aljibes (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014; CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016; Campillo, 2019).

En la Figura 4 se muestra la distribución de la demanda hídrica subterránea según los usos en la zona de estudio, estimada en el Plan de Manejo Ambiental de Acuíferos PMAA (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016), a partir de los registros de concesiones de agua subterránea otorgadas por CORPOURABA. Se observa que el principal uso del agua subterránea es el agrícola, con 18 millones de m³ por año, representando el 76 % de la demanda total.

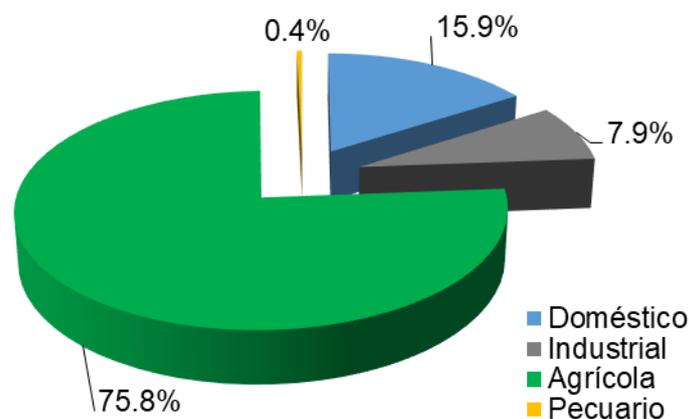


Figura 4. Distribución de la demanda hídrica subterránea estimada por usos en la zona de estudio, sobre un total 23'754 548 m³/año. A partir de (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).

La extracción de agua subterránea se realiza a través de más de 8,020 aljibes con profundidades que rara vez superan los siete (7) metros, captando aguas del nivel somero del acuífero y más de 776 pozos con profundidades que oscilan entre 10 y 300 metros, captando aguas principalmente del nivel profundo del acuífero; desde estas captaciones se extraen caudales entre 0,18 y 128,6 l/s (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

La economía del Eje Bananero del Urabá antioqueño está definida principalmente por la actividad agrícola comercial en torno a los cultivos de banano, hasta el punto que dicho fruto es el símbolo de la región, además se destacan otras actividades como la ganadería, agricultura tradicional y actividades del sector urbano (industria, comercio, sector oficial, etc.). La agricultura tradicional es principalmente para autoconsumo y comercio interno, desarrollándose en pequeñas parcelas en pequeños valles, los principales productos son maíz, arroz, yuca, piña y algunos cultivos de plátanos (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).

Pese a la gran riqueza hídrica, forestal, terrestre mineral y cultural de la región, que propicia su potencial en biodiversidad y pluriculturalidad, la región presenta uno de los mayores porcentajes de población con bajos niveles de calidad de vida, en comparación con otras regiones de Antioquia (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

El escenario actual y prospectivo de crecimiento socioeconómico en la región, apunta a que la población y las actividades económicas, industriales y comerciales, crecerán a un ritmo acelerado, propiciado por los desarrollos portuarios y de infraestructura que se proyectan en los municipios de Turbo y Necoclí (Puerto Antioquia), así como de la construcción de proyectos viales que comunicaran a la región de Urabá fácilmente con el centro de Antioquia (Medellín – Valle de Aburrá) y el resto del país, tales como las vías Mar 1, Mar 2 y Túnel del Toyo. Bajo dichos escenarios la presión sobre el recurso hídrico superficial y subterráneo también se verá incrementada, por tanto, la importancia de la caracterización detallada de la oferta hídrica en su componente superficial (caudales) y subterráneo (recarga y reservas).

1.4. CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO - MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL

El sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá ha sido ampliamente estudiado durante los últimos 25 años, principalmente por la Corporación para el Desarrollo Sostenible del Urabá, CORPOURABA, así como por otras entidades gubernamentales como el antiguo INGEOMINAS (hoy Servicio Geológico Colombiano – SGC) e instituciones educativas y de investigación como la Universidad Nacional, la Universidad de Medellín y la Universidad de Antioquia. En esta sección se presenta una síntesis del modelo hidrogeológico conceptual del sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá, a partir de los estudios antecedentes; principalmente de los estudios de CORPOURABA & Universidad de Antioquia, (2014), CORPOURABA & Universidad de Antioquia, (2016), Duque, (2017) y CORPOURABA & Universidad de Antioquia, (2018).

1.4.1. Geología

En la región de Urabá, se presentan sobre un basamento más antiguo, rocas sedimentarias del Neógeno, pertenecientes las formaciones Pavo (Ngpv), Arenas Monas (Ngam) y Corpa (Ngco), así como depósitos aluviales, fluvio-lacustres, fluvio-marinos y marinos del cuaternario (INGEOMINAS, 1995; CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

La Formación Pavo (Ngpv) se destaca morfológicamente por constituir los cerros más elevados que configuran el cierre de estructuras sinclinales. El espesor de esta formación, es variable; en el río Turbo alcanza 4,310 m, y en el carretable Turbo-El Alto-Valencia (Córdoba) alcanza los 9,000 m. El contacto inferior de la unidad no aflora en la región de estudio. El contacto superior con la Formación Corpa es fallado, a través de la falla de Apartadó. Esta unidad ha sido subdividida en dos subunidades; Pavo inferior y Pavo superior, de acuerdo con su carácter litológico. El Miembro Inferior está constituido por capas gruesas a muy gruesas de arenitas líticas a sublíticas gris azulosas a gris medio,

interestratificadas con capas delgadas a medianas de lutitas gris verdosas a pardas. El Miembro Pavo Superior está formado por lutitas (70-80% de la secuencia) y son frecuentes algunos niveles arenosos en la parte inferior de la subunidad (el promedio de arenitas es de 20-30%). Se identifica por el aspecto abigarrado de las lutitas y la presencia permanente de mineral de yeso y jarosita en las fracturas de las rocas o en algunos planos de estratificación (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

La formación Arenas Monas (Ngam) está constituida de base a tope por limolitas arcillosas de color gris claro, que gradan a arenitas de grano muy fino dispuestas en capas medias a gruesas que son suprayacidas por litoarenitas de grano fino que gradan a conglomerados de guijos finos y medios (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

La Formación Corpa (Ngco) está constituida hacia la base por una serie de conglomerados arenosos polimícticos, localmente clasto-soportados, que varían a arenitas ligeramente conglomeráticas, cuarzosas y líticas, gris marrón amarillento; dispuestos en capas muy gruesas masivas, con estratificación cruzada ondulosa. Además, posee niveles supeditados de limolitas laminadas. Se presentan grandes superficies de acanalamiento y paleocauces. Esta unidad aflora en el flanco más occidental de la Serranía de Abibe, formando las colinas bajas que se observan a lo largo de la carretera Juradó - Turbo.

Las características litológicas de la unidad Corpa, sugieren un ambiente de deposición de tipo continental, con corrientes sinuosas de períodos de media a alta energía (deposición de la fracción conglomerática) y períodos de tranquilidad (deposición de la fracción areno-arcillosa). Por la abundancia relativa de guijos de roca volcánica y sedimentaria en los conglomerados, puede asegurarse que las rocas volcánicas y sedimentarias que se encuentran en el eje de la Serranía de Abibe estaban expuestas a erosión, durante la sedimentación de la unidad. El contacto inferior de esta unidad es de tipo fallado (Falla de Apartadó) con la Unidad Pavo, el contacto superior es discordante, con los sedimentos Cuaternarios de la llanura aluvial Mutatá-Turbo. La Formación Corpa (Ngco), fue subdividida por INGEOMINAS (1995) en tres unidades, denominadas como T2A, T2B y T2C (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

La subunidad T2A está conformada por areniscas de color amarillo grisáceo, de tamaño de grano fino a medio, compuestas por cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca volcánica y sedimentaria, en una matriz arcillosa, con empaquetamiento tangente a puntual. Los clastos son angulosos a subredondeados de baja esfericidad y mala selección. Se presentan en capas de 10 a 20 centímetros de espesor continuas paralelas, estratificadas con capas de lodolitas de color gris azulado claro, friables que se presentan en capas de 5 a 10 centímetros. El espesor de este conjunto en el sector de Carepa - El Roble alcanza los 165 metros (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

La subunidad T2B está conformada por capas de arenisca y conglomerado. Las areniscas son de color amarillo grisáceo, de grano fino a medio, conformadas por cuarzo, feldespatos (plagioclasa) y fragmentos de roca volcánica y sedimentaria, subangulares, de baja esfericidad y moderada selección, con empaquetamiento tangente a puntual, en una matriz arcillosa. Se presentan en capas discontinuas no paralelas, de 1 a 15 metros de espesor, con estratificación cruzada hacia el tope de las capas. Presentan láminas delgadas de lodolitas. Las capas de conglomerados están conformadas por gránulos y guijos de cuarzo, chert y roca volcánica (basaltos), en una matriz arenosa de color amarillo grisáceo, de grano medio a grueso. El espesor de este conjunto en el sector de Carepa es de 210 metros (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

La subunidad T2c está conformada por lodolitas de color gris azulado, con capas discontinuas no paralelas, de espesor entre 1 a 2 metros, intercaladas con capas discontinuas de conglomerados, con guijo de cuarzo, chert y roca volcánica en una matriz arenosa, de grano medio a grueso. Los guijos son subangulares a subredondeados con empaquetamiento puntual a flotante. El espesor de este conjunto en el sector de El Tres - El Alto es 115 metros (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

Los depósitos del cuaternario, corresponden a terrazas aluviales (QT) relacionadas a los ríos Chigorodó, Carepa, Apartadó, Grande y Currulao; a los pequeños abanicos aluviales de los ríos El Tres y Turbo, y a la gran llanura aluvial de Mutatá -Turbo. Las terrazas aluviales se encuentran entre la carretera y el piedemonte de la Serranía de Abibe, y en algunos lugares como los ríos Carepa y Chigorodó alcanzan hasta 3 niveles distintos. Son de poca altura y extensión y en su mayoría recubiertas por cultivos de banano, lo que dificulta su cartografía. El primer nivel, de poca altura, tiene un espesor de 1.5 metros, está conformado por gravas dentro en una matriz areno - arcillosa, de baja consolidación, seguido hacia el tope de un nivel de arenas, de color marrón, grano grueso, ligeramente conglomerática y de poca consolidación.

El segundo nivel, está conformado, de la base al techo de un nivel limo arcilloso, de 1.8 metros de espesor, muy friable, seguido de un material arenoso conglomerático de 1.5 metros de espesor de poca consolidación; el tercer nivel, similar al anterior, conformado de la base al techo de un nivel limo arcilloso de 1.6 metros de espesor, muy friable, seguido de un material arenoso conglomerático de 1.9 metros de espesor de poca consolidación (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

Estos depósitos cubren la parte plana de la zona de estudio, es decir desde el piedemonte de la Serranía de Abibe hacia el occidente. Localmente en algunas partes se observan terrazas de material más grueso, como arenas gruesas y gravas finas, pero en general, predominan depósitos de material fino (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

Las unidades descritas se muestran en la Figura 5, donde las unidades Formación Pavo (Ngpv) y Formación Arenas Monas (Ngam) se han denominado informalmente según INGEOMINAS (2005) como T1. La unidad Ksvx, corresponde al complejo volcánico de Santa Cecilia – La Equis, el cual solo se presenta en el extremo suroriental de la zona de estudio, por tanto, no ha sido previamente descrito como unidad de interés en estudios antecedentes.

El sistema estructural en la zona, se caracteriza por presentar frentes de falla relacionados con el fuerte cambio morfológico asociado a la Serranía de Abibe y los sectores de lomeríos y de planicie, tal como se ilustra en la Figura 5. Dentro de los sistemas de geología estructural en la zona, se destacan fallas como la Falla de Turbo, Apartadó y El Dos, sistemas de pliegues sinclinales como los de Chigorodó, El Caimán y Tulipa, y anticlinales de Chigorodó y El Caimán.

1.4.2. Unidades hidrogeológicas y geometría del acuífero.

Inicialmente INGEOMINAS (1995) identificó dos unidades hidrogeológicas de carácter acuífero; los depósitos del Cuaternario clasificados como acuífero libre y la unidad intermedia (T2B) de la Formación Corpa clasificada como acuífero confinado, mientras que la unidad T2C representaba un acuífero y la unidad T2A el basamento (ver Figura 5 (a)). La unidad T1 (Formación Ngpv – Ngam) se clasificó como unidad de importancia hidrogeológica muy pequeña a nula.

Posteriormente, tras diversos estudios adelantados principalmente por CORPOURABÁ y la Universidad de Antioquia, el modelo inicial pasó a entenderse como un acuífero multicapa de carácter regional, este tipo de sistemas está constituido por una serie alternante de capas permeables, semi-permeables e impermeables; a esta caracterización se llegó siguiendo criterios de correlación litológica e hidroestratigráfica, en los que se reunió información procedente de 103 registros de perforación y 202 sondeos geofísicos, y considerando condiciones de conductividad y transmisividad hidráulica correspondientes a 232 pruebas de bombeo; se cuenta con solo cuatro datos de coeficiente de almacenamiento. La superposición de varios cortes permitió la construcción del modelo tridimensional, del cual se muestra una vista isométrica en la Figura 5 (b) (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).

En este sistema hidrogeológico multicapa, predomina la presencia de material arcilloso, la representación en planta del sistema, muestra la existencia de zonas arcillosas que abarcan el 62% del total del área, mientras que las arenas finas a medias corresponden al 29% y solo el 9% está representado por arenas gruesas y gravas. Las texturas más gruesas predominan hacia el sur de la zona

de estudio, en cercanías al municipio de Chigorodó (ver Figura 5 (b)). Respecto a la profundidad del basamento, se encontró que los menores valores se registran hacia la serranía de Abibe, mientras los sectores con mayor profundidad se encuentran en el norte, entre los ríos Turbo y Currulao; y hacia el sur, en una franja que cubre la parte central de ésta zona, en cercanías al río Carepa. El espesor del acuífero varía entre 5 y 298 m (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016), donde; los estratos con comportamiento hidráulico de un acuífero libre (acuífero somero o freático), presentan espesores entre 10 y 30 m (Betancur, 1996), aunque no es posible establecer un espesor promedio de este último, dado el carácter multicapa y la alta heterogeneidad espacial del medio.

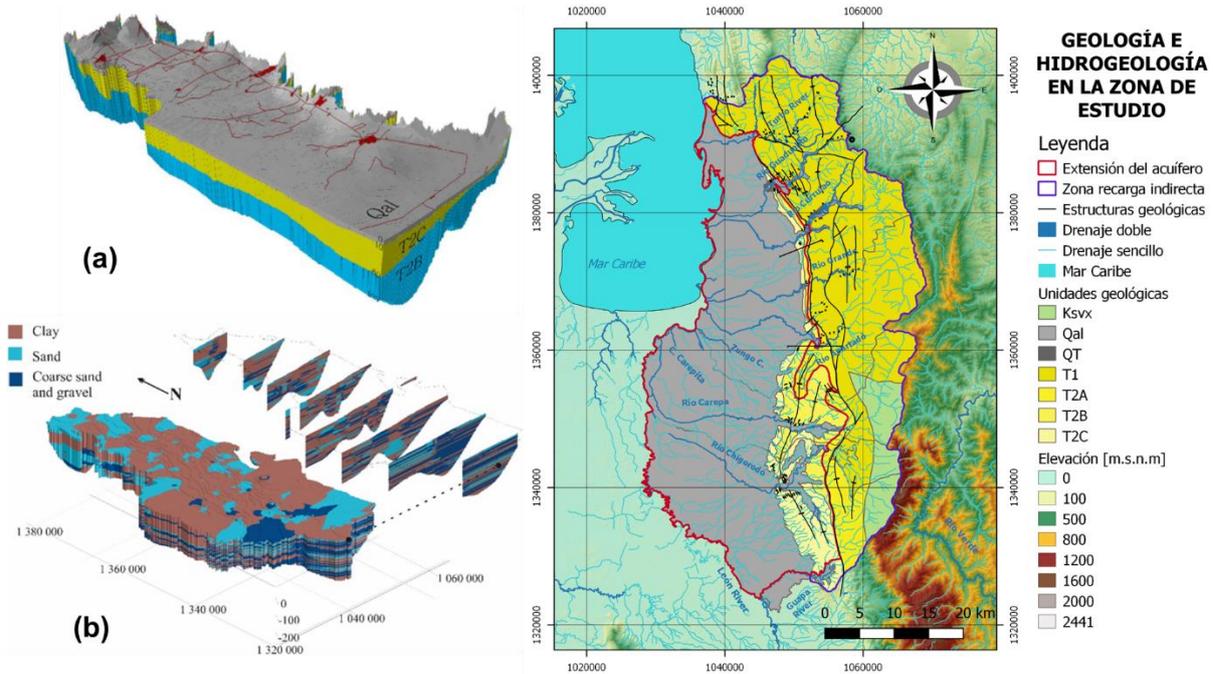


Figura 5. Contexto hidrogeológico: extensión en superficie del acuífero multicapa y unidades geológicas, (a) modelo geométrico inicial del acuífero definido por INGEOMINAS (1995) y (b) modelo geométrico actual del acuífero, definido por CORPOURABA & Universidad de Antioquia, (2014).

Como se muestra en la Figura 5, la extensión en superficie del sistema acuífero multicapa abarca la extensión de los depósitos del Cuaternario y de las subunidades de la Formación Corpa, T2B y T2C, mientras que las unidades T1 y Ksvx, hacen parte de la zona potencial de recarga indirecta, descrita con mayor detalle en (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2018), y que en este estudio han sido consideradas para la cuantificación potencial de dicha recarga y para conservar la continuidad hidrológica del sistema, ya que dichas unidades abarcan la parte alta de la mayoría de las cuencas hidrográficas de interés.

1.4.3. Propiedades hidráulicas

Para la caracterización hidráulica del acuífero, se dispuso de 158 pruebas de bombeo espacialmente distribuidas, teniendo en cuenta la variabilidad espacial de las texturas de los materiales que conforman el sistema hidrogeológico anteriormente descrito. CORPOURABA & Universidad de Antioquia (2016) sectorizaron la zona en tres áreas de interés; una ubicada al norte del río Zungo, otra en el centro, entre el río Zungo y el río Carepa y la última hacia el sur del río Zungo. Para cada zona se realizó una descripción estadística básica de los resultados obtenidos de las pruebas de bombeo en relación a la conductividad hidráulica, siendo este el principal parámetro que define el comportamiento hidráulico de un acuífero. En la Tabla 1 se resume dicho análisis, a partir del cual se concluye que la conductividad hidráulica del acuífero es altamente variable, con valores entre 0,2 y 28,3 m/día, mostrando una tendencia incremental en el sentido Norte-Sur.

Tabla 1. Resumen estadístico de la caracterización de la conductividad hidráulica en el sistema acuífero (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).

Zona	Número de pruebas	Conductividad hidráulica (m/día)					
		Promedio	Desviación	Mínimo	Máximo	Moda	Mediana
Norte	78	3,4	2,3	0,2	13,0	2,1	2,8
Centro	35	5,7	4,2	0,0	18,6	5,4	5,6
Sur	45	11,3	6,9	0,2	28,3	12,5	11,6

1.4.4. Direcciones de flujo

En cuanto a las direcciones de flujo, La Universidad de Antioquia & CORPOURABA (2014) modelaron 15 superficies piezométricas mensuales y trazaron las principales direcciones de flujo para los meses de marzo, agosto y noviembre, correspondientes a los años 2006 hasta 2013. En la Figura 6 se muestra algunas de dichas superficies a manera de ilustración.

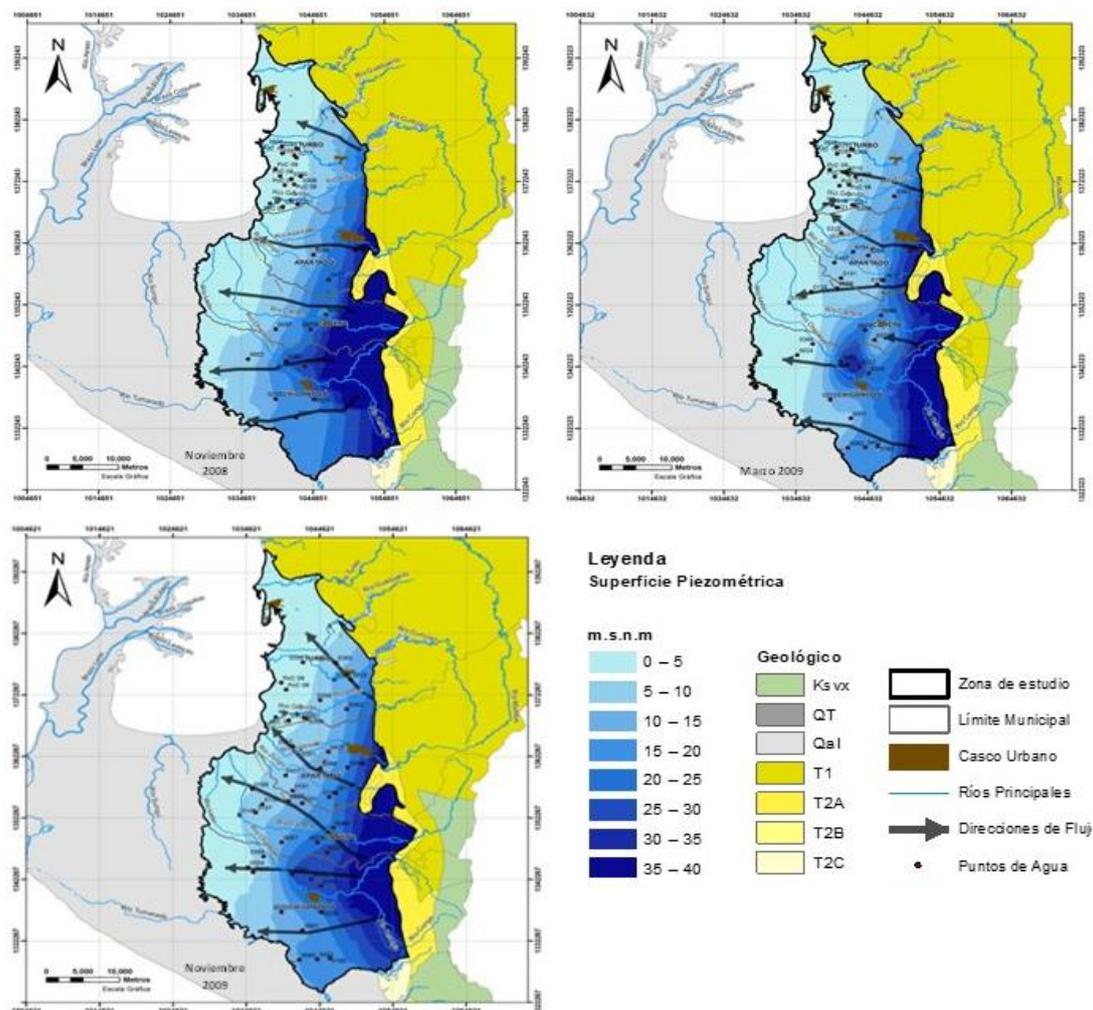


Figura 6. Tendencias generales de flujo de aguas subterráneas en el sistema hidrogeológico Golfo de Urabá para algunos meses de 2008 y 2009. Modificado de (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

En general se observa que el agua subterránea se direcciona en sentido Este-Oeste, con una ligera componente Norte, transitando desde la Serranía de Abibe hacia el cauce del río León en la zona centro-sur y hacia el Golfo de Urabá en la zona norte. Para algunos periodos (marzo 2006, marzo 2009, marzo 2010, marzo 2011, marzo 2012, marzo 2013, agosto 2008, agosto 2011, noviembre 2008 y noviembre 2009) se identifica una divisoria de aguas subterráneas siguiendo una alineación suroeste-noreste a través de la zona al norte del aeropuerto del municipio de Chigorodó. Esta tendencia direcciona flujos subterráneos hacia el noroeste o hacia el suroeste (Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2014).

La tendencia general de la piezometría y su conservación en el tiempo, permite definir a la serranía de Abibe como la principal zona de recarga y al río León y el Golfo de Urabá como la principal zona de descarga, esta hipótesis fue utilizada y validada por Duque (2017) a partir de la modelación numérica multi-escala de flujo en la zona de estudio y validada mediante técnicas hidrogeoquímicas por Ossa & Betancur (2018).

Adicionalmente, los resultados de las técnicas hidrogeoquímicas y de modelación numérica, mostraron que en las escalas detalladas, puede existir una potencial interacción agua subterránea – agua superficial, involucrando no solo los niveles someros del sistema acuífero multicapa, sino también los niveles profundos, evidenciándose la ocurrencia de flujos verticales, con predominio de una componente ascendente en cercanía a las fronteras de flujo tipo río (Duque 2017; Londoño, 2016), así como que, en cercanías a las zonas de recarga directa, flujos profundos pueden interactuar con aguas de recarga desde superficie (Ossa & Betancur, 2018). Futuros estudios deben ser conducidos para validar estos hallazgos, mediante ensayos directos en campo, hidroquímica y balances hídricos.

1.4.5. Recarga de aguas subterráneas al sistema acuífero

En relación a la recarga de aguas subterráneas al sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, las primeras estimaciones fueron realizadas por INGEMINAS (1995), a partir de un ejercicio de balance hídrico, dicho balance se realizó por unidad de suelo para años tipo (húmedo, normal y seco), encontrándose que la recarga constituye entre un 5 y un 8% de la precipitación anual.

Posteriormente, Universidad de Antioquia & CORPOURABA (2014) actualizaron las estimaciones de recarga directa y recarga neta, aplicando un modelo de balance hídrico puntual a escala diaria, por estación meteorológica y unidad de suelo, para lo cual se consideraron cuatro estaciones, localizadas en general en la parte media de la zona de estudio en sentido este – oeste (Barranquillita, Uniban, Tulenapa y Eupol), considerando años tipo (húmedo, normal y seco). Los resultados de recarga directa y recarga neta se resumen en la Tabla 2, es de mencionar que la recarga neta se obtuvo indirectamente al sustraer de las estimaciones de recarga directa la magnitud correspondiente a las estimaciones de flujo base a escala mensual, partiendo del supuesto de la conexión río – acuífero en el sentido en que los ríos son los principales receptores del flujo (descarga = flujo base). Diversos métodos gráficos de separación de flujo base a partir de la hidrógrafa total fueron utilizados (intervalo fijo, intervalo móvil y mínimo local).

Estos resultados concluyen que la recarga directa varía entre 30 y 59% de la precipitación anual y la recarga neta entre 0 y 50% de la precipitación anual, siendo magnitudes de un orden considerable. En cuanto a la distribución espacial de la recarga, esta se definió por separado a la magnitud, a partir del proyecto de delimitación y definición de zonas de recarga del sistema acuífero (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2018), el cual se basa en la ponderación cartográfica de parámetros y del cual se hará mención más detallada en la sección de Discusión.

Tabla 2. Resumen de la recarga directa y neta potencial estimada para el sistema acuífero (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014), (% P: porcentaje de la precipitación anual).

Estación	Año húmedo		Año normal		Año seco	
	Recarga directa	Recarga neta	Recarga directa	Recarga neta	Recarga directa	Recarga neta
Barranquillita	1830 mm/año (50 % P)	170 mm/año (5 % P)	1740 mm/año (52 % P)	527 mm/año (16 % P)	722 mm/año (33 % P)	0 mm/año (0 % P)
Uniban	1567 mm/año (55 % P)	913 mm/año (28 % P)	1475 mm/año (50 % P)	763 mm/año (27 % P)	695 mm/año (37 % P)	387 mm/año (20 % P)
Tulenapa	1485 mm/año (42 % P)	521 mm/año (15 % P)	1403 mm/año (48 % P)	999 mm/año (34 % P)	598 mm/año (30 % P)	236 mm/año (12 % P)
Eupol	1930 mm/año (59 % P)	1642 mm/año (50 % P)	1383 mm/año (53 % P)	1008 mm/año (39 % P)	918 mm/año (50 % P)	637 mm/año (35 % P)

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. CARACTERIZACIÓN HIDROCLIMATOLÓGICA

La caracterización hidroclimatológica en esta investigación, se ha definido más que como un contexto de la zona, como un proceso que debe ser desarrollado con cierto detalle para la construcción y entendimiento de un modelo conceptual de recarga en la zona de estudio. Este proceso está encaminado a definir un marco detallado de la variabilidad estacional y espacial de las principales variables hidrometeorológicas que intervienen en el balance hídrico a escala de cuencas, el cual puede ser posteriormente disgregado en la componente sub superficial (balance de humedad en el suelo) y en el componente subterráneo (método WTF). Las principales variables caracterizadas son: precipitación, evapotranspiración y escorrentía total. La escala temporal de análisis para este proceso, por tratarse de un componente marco de la investigación es el promedio multianual (ciclos anuales y mapas promedio multianuales).

La caracterización parte de las series diarias de las variables hidrometeorológicas de las estaciones disponibles en la zona, operadas por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM, dichas series son procesadas para obtener el ciclo promedio anual de la precipitación, evaporación, temperatura y caudales medios en la zona de estudio; posteriormente, a partir de dichos ciclos, e información de variables climáticas auxiliares (datos climáticos globales de alta resolución: WorldClim V.2.0 y Chelsa V.1.2.) se obtiene la distribución espacial promedio anual de la precipitación y de la temperatura, aplicando la interpolación geo estadística de Kriging con Deriva Externa (KDE), la cual ha sido ampliamente aplicada para la interpolación espacial de variables climáticas (Álvarez, 2007; Amaya et al., 2009; Nerini et al., 2015; Park et al., 2017).

Los datos climáticos globales de alta resolución de los proyectos WorldClim V.2.0 (Fick & Hijmans, 2017) y Chelsa V.1.2. (Karger et al., 2017) son evaluados según su desempeño para representar la climatología local (datos de las estaciones) y posteriormente según dicho desempeño, utilizados como deriva externa para la interpolación en conjunto con los datos hidrometeorológicos de las estaciones. Los datos climáticos globales de alta resolución son utilizados para mejorar la interpolación espacial, dada la baja densidad de estaciones disponibles en la zona.

Para obtener la distribución espacial de la evapotranspiración potencial y real en la zona de estudio, se aplican cuatro (4) métodos clásicos de estimación indirecta; Cenicafé (método local específico para Colombia) (Barco & Cuartas, 1998), Turc (Turc, 1961), Hargreaves & Samani (Hargreaves & Samani, 1985), Thornthwaite (Thornthwaite, 1948) y Budyko (Budyko, 1974); este último usado para convertir la evapotranspiración potencial (ETP) en evapotranspiración real (ETR) en función de la precipitación. Estos métodos se basan en las distribuciones espaciales construidas previamente de precipitación y temperatura, así como de algunas variables hidrometeorológicas adicionales como la radiación solar, obtenidas de los datos climáticos globales de alta resolución.

Finalmente, obtenidos los mapas de distribución espacial promedio anual de precipitación y de evapotranspiración real, se aplica el método del balance hidrológico de largo plazo a escala de cuencas (Poveda & Penland, 1994; Poveda et al., 2006), descrito por la ecuación (1) , para así obtener el mapa de escorrentía total en la zona de estudio, dicha escorrentía es transitada por la red de drenaje a partir de las direcciones de flujo superficial (D8) para obtener los caudales medios, los cuales son comparados estadísticamente con los caudales medios de las estaciones hidrológicas disponibles, para finalmente definir cuál es el método de estimación de la evapotranspiración potencial más adecuado para ser utilizado en la zona.

$$\{ \overline{ES} \} = \{ \overline{P} \} - \{ \overline{ET} \} \text{ para la superficie terrestre} \quad (1)$$

Dónde: $\{\overline{ES}\}$ = promedio espacial y temporal de la escorrentía total; $\{\overline{P}\}$ = promedio espacial y temporal de la precipitación; $\{\overline{E}\}$ = promedio espacial y temporal de la evapotranspiración real.

El método de balance de largo plazo, considera la cuenca hidrográfica como un sistema cerrado, donde las fracciones de lluvia que se convierten en flujos sub-superficiales y subterráneos, en el largo plazo, descargan hacia el cauce del río principal, por tanto, la escorrentía total cuantificaría todas las componentes de flujo mencionadas junto con la escorrentía superficial directa. Finalmente, el proceso de caracterización hidroclimatológica se sintetiza en el esquema metodológico de la Figura 7.

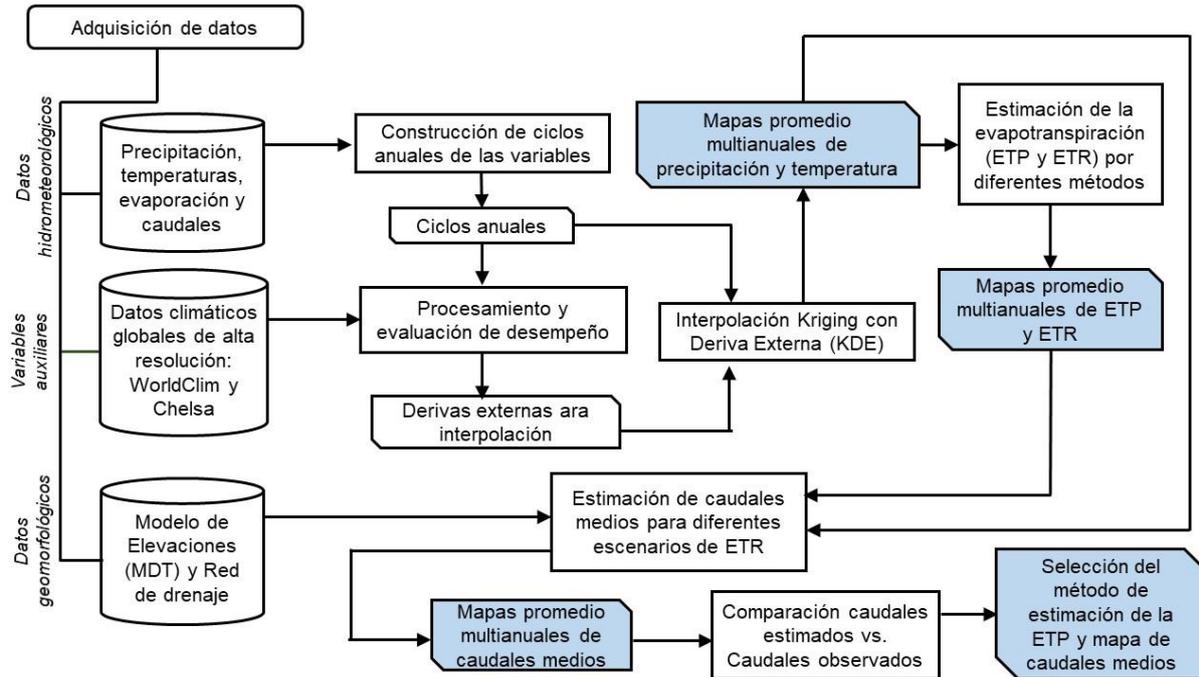


Figura 7. Esquema metodológico para la caracterización hidroclimatológica en la zona de estudio (recuadros en azul representan los principales resultados que se obtienen de este proceso).

2.2. METODO DE FLUCTUACIONES DEL NIVEL FREÁTICO

2.2.1. Descripción

El método de fluctuaciones del nivel freático (WTF por sus siglas en inglés) es un método ampliamente utilizado y de fácil aplicación para la determinación de la recarga, cuando se cuenta con información de monitoreos continuos y temporalmente representativos de la variación de las alturas del nivel freático en pozos de observación. (Healy & Cook, 2002; Varni, 2013; Wendland, Gomes, & Troeger, 2015; Troian et al., 2017). El WTF es un método basado en el comportamiento oscilatorio de los niveles freáticos, el cual muestra mejores resultados para la estimación de la recarga bajo las siguientes condiciones:

- Acuífero libre (no confinado) y poco profundo
- Región con precipitaciones de alta intensidad
- Relieve con bajas pendientes

El amplio uso y aceptación de este método, es debido probablemente a que los datos de niveles freáticos suelen ser datos disponibles en estudios hidrogeológicos y a la simplicidad de la aplicación e interpretación del método y sus resultados (Healy & Cook, 2002). El método parte de un balance de masas de las aguas subterráneas, el cual puede escribirse a partir de (Healy & Cook, 2002), como:

$$\Delta S^{gw} = R - Q^{bf} - ET^{gw} - (Q_{off}^{gw} - Q_{onn}^{gw}) \quad (2)$$

Dónde:

ΔS^{gw} : Cambio en el almacenamiento (en el nivel freático).

R : Recarga de las aguas subterráneas.

Q^{bf} : Flujo base – descarga hacia las corrientes.

ET^{gw} : Evapotranspiración de las aguas subterráneas.

$Q_{off}^{gw} - Q_{onn}^{gw}$: termino fuente – sumidero, representa las entradas (onn) menos las salidas (off) al sistema de aguas subterráneas. Este término puede incluir factores como bombes e inyecciones.

En la Figura 8 se ilustran los componentes mencionados del balance, todos los elementos deben ser expresados como flujos (p. ej. mm/año).

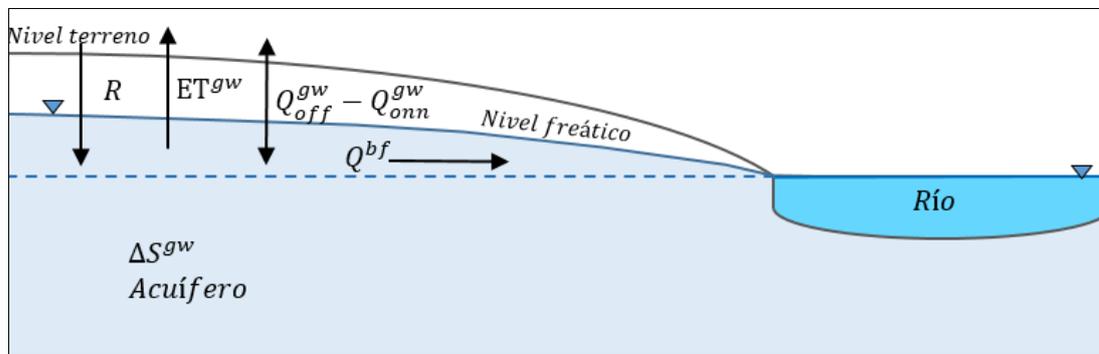


Figura 8. Elementos que intervienen en el balance de masas en las aguas subterráneas de un acuífero libre.

El método WTF opera bajo el supuesto de que las elevaciones en el nivel freático de un acuífero no confinado, son producto de la llegada e incorporación de los flujos de recarga a dicho nivel (Healy & Cook, 2002). Lo cual asume que, durante el periodo de arribo de la recarga, el agua que llega al nivel freático, se incorpora inmediatamente al almacenamiento, y que los otros componentes de la ecuación (1) son cero. Bajo dicho supuesto la ecuación (2) se reescribe de la siguiente manera:

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (3)$$

Dónde:

S_y : Rendimiento específico (porosidad eficaz o porosidad drenable).

Δh : Variación de la altura (h) del nivel freático en el intervalo de tiempo Δt .

Δt : Intervalo de tiempo en el que se produce o se evalúa la recarga.

Según Healy & Cook (2002), se genera un periodo de rezago, entre la llegada de agua al nivel freático durante un evento de recarga, y la redistribución de dicha agua a los otros componentes del balance (flujo base, evapotranspiración y términos fuente – sumidero). Si el método WTF es aplicado en dicho periodo o menor, la variación en el almacenamiento, producto del arribo de la recarga, no se habrá redistribuido aun, por lo cual los otros componentes efectivamente se podrían asumir en cero. Usualmente dicho periodo es pequeño, del orden de horas a unos pocos días (Healy & Cook, 2002). El esquema de la Figura 9, sintetiza la interpretación de periodo de rezago y su importancia para la estimación adecuada de la recarga real usando el método WTF. El tiempo de redistribución (t_r) debe ser notablemente mayor que el tiempo de arribo de la recarga (t_a).

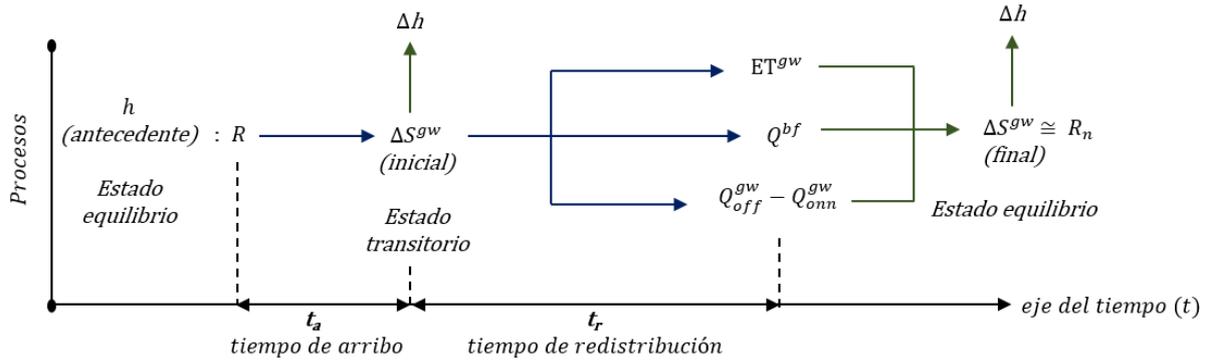


Figura 9. Interpretación de los procesos de llegada de la recarga al nivel freático y su posterior redistribución (líneas azules representan flujos, líneas verdes representan efectos). Adaptado de (Healy & Cook, 2002).

Para obtener resultados adecuados en la estimación de la recarga real mediante el método WTF, se debe procurar su aplicación en el tiempo de rezago, es decir en un tiempo menor al de redistribución. El método WTF también puede ser aplicado en tiempos de mayor duración, como meses y años, obteniéndose como resultado la estimación de la variación en el almacenamiento (ΔS^{gw}) de las aguas subterráneas en el acuífero, algunos autores suelen referirse a este término como recarga neta (R_n) (Healy & Cook, 2002). Dependiendo del estado de equilibrio del sistema (entradas = salidas), la estimación de la variación en el almacenamiento para periodos largos, puede conducir a valores cero.

Para la estimación de la recarga por WTF, se aplica la ecuación (3), en cada uno de los eventos de ascenso del nivel freático (generados por la recarga), en cada evento, se cuantifica la variación de la altura del nivel freático, como la diferencia entre la altura del nivel en el pico del evento y el punto más bajo de la curva de recesión antecedente extrapolada hasta el pico del evento, tal como se ilustra en la Figura 10.

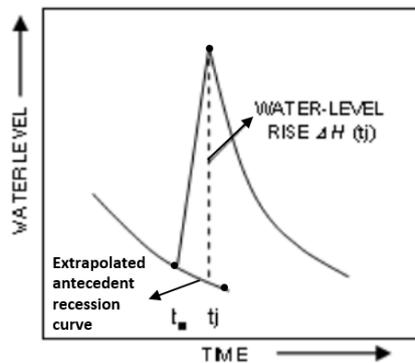


Figura 10. Ascenso del nivel freático y metodología para estimar su variación Δh al pico del evento de recarga. Modificado de (USGS, 2017).

En cuanto al rendimiento específico, también denominado porosidad eficaz o porosidad drenable, es un término de almacenamiento de un medio poroso y representa la relación entre el volumen de agua que es drenada por gravedad una vez el medio se encuentra saturado y el volumen total del medio poroso (Johnson, 1967; Healy & Cook, 2002). Esta definición puede ser entendida numéricamente según la ecuación (4).

$$\text{Rendimiento específico } (S_y) = \frac{\text{volumen de agua drenada por gravedad}}{\text{volumen total del medio poroso}} \quad (4)$$

Otra definición numéricamente operativa es presentada en la ecuación (5)

$$S_y = \emptyset - S_r \quad (5)$$

Dónde:

\emptyset : Porosidad total, relación entre el volumen de poros y el volumen total del medio poroso.

S_r : Retención específica, relación entre el volumen de agua retenido por el medio poroso y el volumen total del mismo.

La retención específica es equivalente a la capacidad de campo (Healy & Cook, 2002), cuya definición es precisamente la inversa al rendimiento específico; según el glosario hidrológico internacional, corresponde a la cantidad de agua retenida en el suelo cuando ha drenado el agua por acción de la gravedad (WMO & UNESCO, 2012).

El rendimiento específico es una propiedad del medio poroso, que puede variar en el espacio, con la profundidad y cercanía al nivel freático y con el tiempo. Sin embargo, para la aplicación del método WTF es común considerar que las variaciones en el tiempo son pequeñas y en profundidad se toma un valor representativo que tenga en cuenta el espesor de la zona no saturada (Healy & Cook, 2002). Por tanto, en este trabajo se considera como un parámetro variable en el espacio e invariante en el tiempo. Para la determinación del rendimiento específico existen diversas metodologías, entre las que se destacan métodos de campo, de laboratorio, de balances hídricos y geofísicos. En acuíferos libres el rendimiento específico (S_y) es equivalente al coeficiente de almacenamiento (S) (FCIHS, 2009).

2.2.2. Metodología específica aplicada

Teniendo en cuenta las definiciones y limitaciones expuestas anteriormente, se define una metodología específica para el análisis de los niveles freáticos en la zona de estudio y la aplicación del método de fluctuaciones del nivel freático (WTF):

- Realizar un análisis estadístico de las series de fluctuaciones de nivel freático, este análisis incluye la remoción de los datos influenciados por los bombeos (termino sumidero) en los puntos de observación de niveles freáticos en la zona de estudio, aplicando métodos gráficos y estadísticos.
- Correlacionar gráfica y estadísticamente las fluctuaciones de nivel freático, con series de precipitación, este análisis incluye graficas en escalas diarias y mensuales, así como correlogramas cruzados y matrices de correlación en las escalas de tiempo mencionadas, para poder identificar los periodos de rezago.
- Análisis cuantitativos y cualitativos de las posibles y potenciales causas de las fluctuaciones del nivel freático, incluye el análisis detallado de la relación con la precipitación y análisis generales con variables como la evaporación, la presión atmosférica y las mareas.
- Análisis de las curvas de recesión de los niveles freáticos, incluye análisis de la magnitud y duración de las recesiones, así como la determinación de una curva de recesión generalizada para cada punto de observación.
- Extrapolación de la curva de recesión mediante el método gráfico, a partir del análisis de las curvas de recesión para cada punto de observación y la curva de recesión generalizada (CRG) se obtiene la serie de niveles freáticos con la recesión extrapolada en los eventos de ascenso de nivel freático.
- Determinación del rendimiento específico en cada punto de observación, para lo cual se aplican cuatro métodos; dos funciones de pedo – transferencia, un método de balance hídrico y un método basado en la distribución del tamaño de partículas.
- Aplicación del método WTF considerando el periodo de rezago, para obtener series diarias de recarga real total en cada punto de observación.
- Aplicación del método WTF a escala anual, para obtener la magnitud de la variación en el almacenamiento (recarga neta) en cada punto de observación.

Es importante mencionar que, la distribución espacial de los resultados obtenidos, se realiza de manera discreta y cualitativa, dado que, por la limitada cantidad de puntos de observación y las particularidades de algunos resultados, no se considera conveniente presentar distribuciones espaciales continuas (interpolación) de los mismos.

La metodología definida se resume en el esquema de la Figura 11.

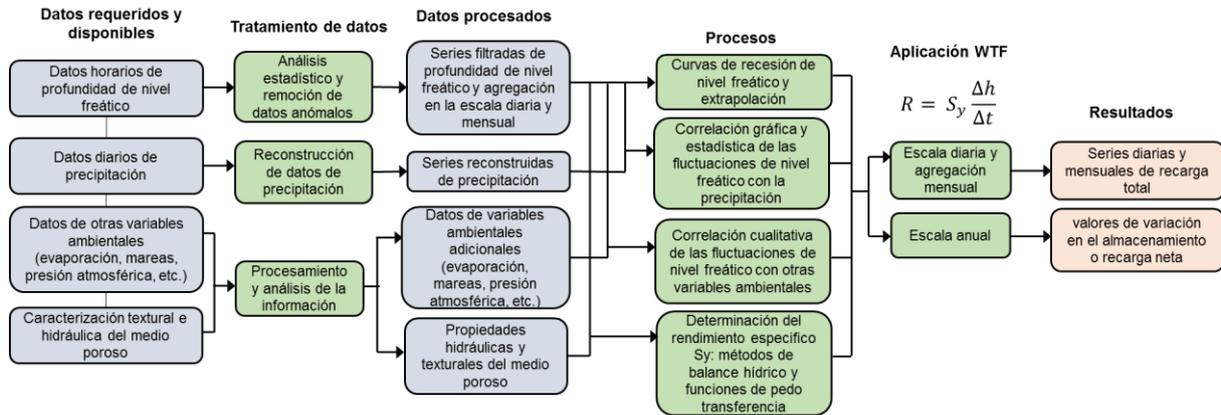


Figura 11. Metodología específica aplicada para el análisis de las fluctuaciones del nivel freático y la estimación de la recarga mediante el método WTF.

2.3. MODELO DISTRIBUIDO DE BALANCE DE HUMEDAD EN EL SUELO

2.3.1. Selección del modelo

Como se mencionó en los aspectos introductorios de este documento, los métodos basados en balances de humedad en suelo son probablemente los más utilizados a la hora de estimar la recarga potencial directa de aguas subterráneas, a la vez, la cantidad de modelos que se basan en este método disponibles en el ámbito académico, investigativo y de consultoría son numerosos (M. S. Westebroek et al., 2010), los modelos de balance de humedad en el suelo son un tipo de modelos numéricos cuyo fin principal es estimar variables como la recarga y la evapotranspiración real a partir de un balance de masas (B. Scanlon et al., 2002), (M. S. Westebroek et al., 2010).

Para la selección del modelo de balance de humedad en el suelo pertinente a ser utilizado en el marco de esta investigación, se tuvo en cuenta los siguientes criterios:

- Dado el objetivo de caracterizar espacio temporalmente el comportamiento de la recarga de aguas subterráneas, se requiere un modelo de balance de humedad en el suelo espacialmente distribuido, tanto en sus parámetros como en sus entradas.
- Se requiere un modelo cuyo paso de tiempo para ser aplicado sea de escala diaria, dado que la mayoría de eventos importantes de recarga ocurren en esta escala y escalas mayores pueden enmascarar la magnitud de dichos eventos. Incluso para la zona de estudio en el capítulo 3.3 se demuestra esta premisa.
- Independientemente de seleccionar un modelo de base física acoplado o un modelo de simplificación de tanques, se requiere que el modelo sea práctico, accesible y que presente facilidad para su manejo, tanto para la presente investigación como para trabajos futuros, permitiendo la incorporación y evaluación sencilla y eficiente de parámetros y actualización de entradas.
- Se prefiere un modelo sencillo que permita trabajar de manera completa con la información disponible antes que un modelo complejo que requiera de gran cantidad de información que no se encuentra disponible y para el cual se deberían hacer supuestos, incurriendo en mayores factores de incertidumbre.

- Se prefiere un modelo con prestaciones computacionales actualizadas y que haya sido aplicado y probado en diferentes ambientes hidrológicos e hidrogeológicos, disponiendo de suficiente documentación para su manejo.

Bajo estos criterios y teniendo en cuenta la disponibilidad de modelos de balance de humedad en el suelo descritos en el estado del arte, se ha seleccionado el modelo Soil Water Balance – SWB (M. S. Westenbroek et al., 2010), implementado y ampliamente utilizado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés). El método de balance humedad en el suelo es explicado a continuación en el marco del modelo SWB.

2.3.1. Descripción del modelo

El modelo SWB es determinístico, espacialmente distribuido, cuasi tridimensional y físicamente basado en la aplicación de un balance de masas en el volumen de control Suelo – Planta (Westenbroek et al., 2010; Mair et al., 2013) el cual se esquematiza en la Figura 12, junto con los flujos que intervienen en el balance, dicho balance se aplica en pasos de tiempo diario.

Según la clasificación dada por Xie et al. (2017) el modelo SWB es de tipo tanque, dado que no acopla el balance de agua y energía y no resuelve la ecuación de Richard en la zona no saturada, sino que estima la recarga potencial de aguas subterráneas como el remanente del balance en el volumen de control definido, donde la zona vadosa es conceptualizada como un conjunto de tanques en la horizontal celda a celda con espesor variable, dependiendo de la profundidad de las raíces. Para la resolución de la ecuación de balance se utiliza una versión modificada del método de Thornthwaite & Mather (Thornthwaite, 1955; Thornthwaite & Mather, 1957) para determinar la humedad en el suelo y la evapotranspiración real en cada paso de tiempo y en cada celda del dominio del modelo. Las bases teóricas detalladas de este modelo se remiten a Dripps (2003) y Dripps & Bradbury (2007).

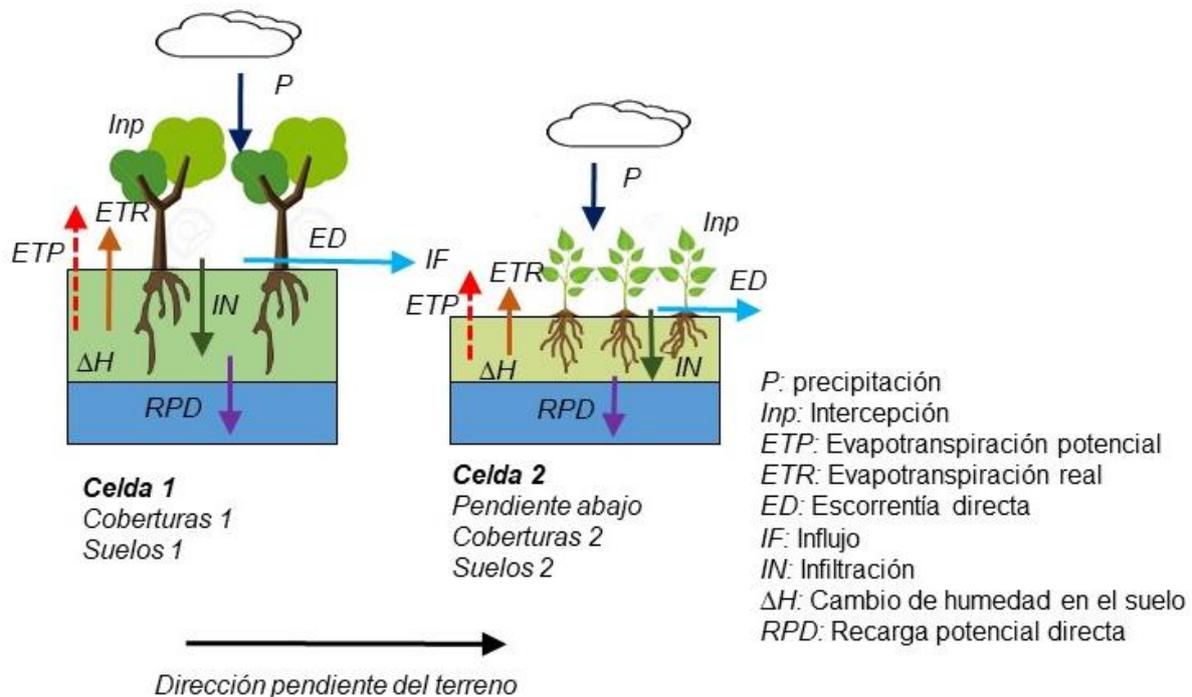


Figura 12. Esquema de representación del volumen de control Suelo – Planta, celda a celda en el dominio del modelo SWB y los elementos del balance de humedad en el suelo que intervienen para la estimación de la recarga potencial directa y la evapotranspiración real.

La ecuación de balance de humedad en el suelo utilizada en el modelo SWB y que es común para la mayoría de los modelos de este tipo es la siguiente:

$$RPD = Entradas - salidas - variación en el almacenamiento \quad (6)$$

$$RPD = (P + IF) - (Inp + ETR + ED) - \Delta H \quad (7)$$

Dónde:

RPD: Recarga potencial directa, *P*: Precipitación, *IF*: influjo desde otras celdas, *Inp*: intercepción en el follaje, *ETR*: Evapotranspiración real, *ED*: Escorrentía superficial directa, ΔH : Variación de humedad en el suelo.

El modelo SWB es un código de uso libre escrito bajo lenguaje de programación Fortran 95, el cual ha sido ampliamente utilizado en diferentes ambientes hidrológicos, especialmente en Estados Unidos y en algunas zonas de Corea (Westenbroek et al., 2010; Mair et al., 2013; Engott et al, 2017; Westenbroek et al., 2018; Bradbury et al., 2017; Johnson et al., 2018), una de las grandes ventajas de este modelo es que permite la simulación de la recarga en periodos largos y continuos de tiempo, como varios años e incluso décadas, todo a un paso de tiempo detallado para la estimación de la recarga, como lo es la escala diaria.

El modelo SWB incluso cuenta con una versión actualizada 2.0 presentada en 2018 con mejoras notables en prestaciones computacionales, entre las que se destaca; la mayor inclusión de métodos para estimar la evapotranspiración real y la humedad en el suelo (incluye métodos FAO) y módulos específicos para realizar una aproximación de la distribución espacial de entradas como la precipitación dentro del modelo, permitiendo un acople con las salidas de modelos de simulación de clima a través del formato común de intercambio científico NetCDF, entre otras (Westenbroek et al., 2018).

Para esta investigación se ha utilizado el modelo SWB versión 1.0 (Westenbroek et al., 2010), pese a existir una versión más actualizada del mismo, los códigos disponibles de dicha versión se presentan aún como versión en desarrollo, mientras que la versión 1.0 presenta una importante estabilidad, corrección de errores identificados por usuarios, mayor documentación y diversidad de casos de aplicación, adicionalmente los cambios de la versión 1.0 a la versión 2.0, son principalmente en mayores facilidades de manejo e interacción para los usuarios, pero no existen cambios teóricos substanciales.

Es importante mencionar que, la ecuación general de balance de humedad en el suelo, también incluye como entradas al sistema al agua proveniente del derretimiento de la nieve en los ambientes meteorológicos donde dicho proceso tiene lugar, para el caso de las regiones tropicales, dicho proceso no ocurre, por tanto se ha obviado de la ecuación presentada con anterioridad y del esquema de volumen de control con sus respectivos flujos, sin embargo es importante anotar que el modelo SWB contempla dicho flujo e incorpora un módulo específico para su estimación, el cual puede ser inhabilitado, como lo ha sido para la presente investigación.

En la Figura 13 se muestra un flujograma que resume la operación del modelo SWB, partiendo de la adquisición de los datos y su procesamiento, hasta aplicar la ecuación de balance y obtener las salidas de interés del modelo. En las siguientes secciones se describen los datos requeridos de entrada del modelo, los parámetros, los subprocesos, las variables de estado y las variables de salida, detallando en los procesos específicos que son aplicados en el marco de esta investigación.

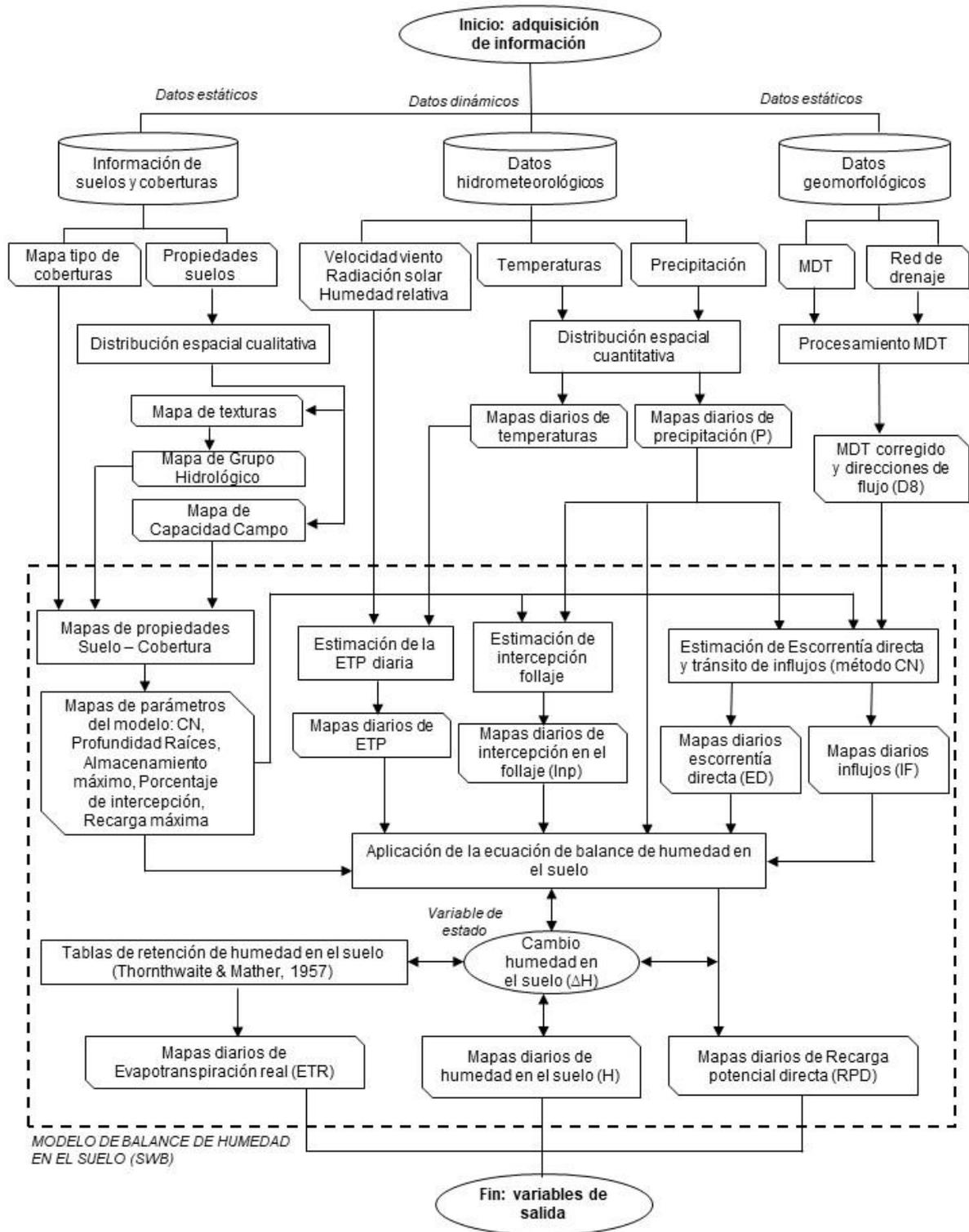


Figura 13. Flujoograma que resume el pre procesamiento de la información y la operación del modelo distribuido SWB aplicado para la zona de estudio (los procesos dentro del recuadro en trazo discontinuo indican los procesos directos dentro del modelo SWB).

2.3.2. Datos requeridos de entrada

Como se muestra en el flujograma, los datos requeridos de entrada se pueden clasificar en tres conjuntos de datos correspondientes a; información de suelos y coberturas, datos hidrometeorológicos y datos geomorfológicos, todos estos datos son espacialmente distribuidos¹, los datos hidrometeorológicos son dinámicos en el tiempo, es decir varían en cada paso de tiempo y se ingresan como series temporales (series de mapas *raster* por día de simulación), mientras que los datos de suelos y coberturas y datos geomorfológicos son estáticos en el tiempo, soportan subprocesos y actúan o definen parámetros dentro del modelo.

2.3.2.1. Datos hidrometeorológicos

Los datos hidrometeorológicos de mayor importancia dentro del modelo son los relacionados con la precipitación (P), ya que esta variable es la principal entrada para el modelo, tanto para la ecuación de balance directamente como para la estimación de otras entradas que son función de esta, como la escorrentía superficial directa y la intercepción en el follaje (ver Figura 13). La precipitación debe ser previamente procesada y distribuida espacialmente para cada paso de tiempo del periodo de simulación (ver detalles en la sección 3.2.4).

En este orden, los siguientes datos hidrometeorológicos de importancia son los relacionados con la temperatura del aire cerca de superficie, específicamente para la temperatura máxima y mínima diaria, dado que dichas variables están directamente relacionadas con el proceso de evapotranspiración (Shuttleworth, 2012) y son usadas como insumos dentro del modelo para la estimación de la evapotranspiración potencial. Las temperaturas máximas y mínimas deben ser previamente procesadas y distribuidas espacialmente para cada paso de tiempo del periodo de simulación (ver detalles en la sección 3.2.4).

Datos hidrometeorológicos adicionales, como la humedad relativa, la velocidad del viento y horas del sol al día son utilizados dentro del modelo para la estimación específica de la evapotranspiración potencial utilizando ciertos métodos; sin embargo, debido a limitaciones de programación del código, solo permite aplicar dichos métodos para realizar estimaciones espacialmente homogéneas de la ETP en el dominio del modelo, por tanto, no se requiere que estos datos hidrometeorológicos sean espacialmente distribuidos. Todos los métodos de estimación de ETP implementados en el modelo requieren de la temperatura máxima y mínima, pero solo el método de Hargreaves & Samani (1985) realiza una estimación espacialmente distribuida de la ETP.

2.3.2.2. Datos geomorfológicos

Los datos geomorfológicos utilizados dentro del modelo corresponden a la caracterización del relieve y los drenajes superficiales, por tanto, es requerido el Modelo Digital del Terreno (MDT) o modelo de elevaciones en formato *raster* y la red de drenaje en formato *shape*. Dichos datos son utilizados para obtener las direcciones de flujo superficial (D8), de acuerdo con el procedimiento descrito por O'Callaghan & Mark (1984) y Universidad Nacional de Colombia (2011). Dichas direcciones permiten transitar la escorrentía superficial directa (ED) en el dominio del modelo, trasladando así lo que representan salidas de una celda a ser influjos (IF) para otra celda ubicada pendiente abajo, como se ha esquematizado en la Figura 12. El procesamiento del MDT para la obtención de las direcciones de flujo es un paso previo que sirve de insumo al modelo.

¹ El modelo también permite trabajar con datos hidrometeorológicos espacialmente no distribuidos, lo cual resulta conveniente para el análisis de balance en cuencas de poca extensión y cuyas condiciones hidroclimáticas no varíen espacialmente de manera considerable en dicha extensión

2.3.2.3. Información de suelos y coberturas terrestres

Una caracterización adecuada del tipo de coberturas y propiedades de los suelos, es fundamental para el correcto funcionamiento de los modelos de balance de humedad en el suelo y la reducción de la incertidumbre en las estimaciones de recarga y evapotranspiración real (Bogena et al., 2005; Westenbroek et al., 2010; Mair et al., 2013; Ehlers et al., 2016; Knowling et al., 2016; Xie et al., 2017; Westenbroek et al., 2018), dado que los suelos y las coberturas definen gran cantidad de parámetros en el modelo, que controlan subprocesos; como la generación de escorrentía directa y la intercepción en el follaje, así como la resolución de la ecuación de balance en cada paso de tiempo.

En cuanto a las coberturas terrestres, es requerido el mapa que identifique la variabilidad espacial del tipo de coberturas presentes en la zona, hasta el nivel de detalle al cual se disponga de información. En cuanto a los suelos, se requiere información espacialmente distribuida sobre las texturas de los suelos según la clasificación del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos – USDA (NRCS-USDA, 2018a), su clasificación por grupo hidrológico de acuerdo con el Servicio de Conservación de Recursos Naturales de los Estados Unidos – NRCS (M. S. Westenbroek et al., 2010) y su capacidad de almacenamiento o retención de humedad, lo que equivale a la capacidad de campo.

A partir del cruce de la información de suelos y coberturas se definen diversos parámetros del modelo, como el Número de Curva, la profundidad de las raíces, la tasa máxima de recarga y el umbral de intercepción en el follaje, dichos parámetros suelen asignarse a partir de valores típicos de referencia de la literatura especializada, tal como lo sintetizan Westenbroek et al. (2010) y Westenbroek et al. (2018), aunque si estos datos se encuentran disponibles desde fuentes de información primaria para la zona de estudio se prefiere su uso, adicionalmente dichos parámetros también pueden ser objeto de calibración (Mair et al., 2013). El modelo automatiza el procedimiento de superposición espacial de suelos y coberturas, y a partir de tablas de búsqueda que el usuario debe suministrar, se asignan los parámetros mencionados para cada cruce resultante.

2.3.3. Parámetros, subprocesos y variables de estado

2.3.3.1. Estimación de la evapotranspiración potencial

La evapotranspiración potencial (ETP) es estimada como un subproceso dentro del modelo SWB, el modelo en su versión 1.0 cuenta con cinco métodos programados para la estimación de la ETP: Thornthwaite-Mather (1957), Jensen-Haise (1963), Blaney-Criddle (Jense et al., 1990), Turc (1961) y Hargreaves & Samani (1985). De los métodos disponibles, los de Thornthwaite-Mather (1957) y Hargreaves & Samani (1985) solo requieren datos de temperatura máxima y mínima y la definición de la posición latitudinal de la zona de estudio, mientras que los demás métodos requieren información hidrometeorológica adicional de humedad relativa, velocidad del viento y horas del sol al día, también se destaca que de los métodos mencionados, solo el de Hargreaves & Samani (1985) realiza una estimación espacialmente distribuida de la ETP, basado en la distribución espacial de la temperatura, mientras que los otros métodos lo hacen sin variabilidad espacial.

Para esta investigación, se ha utilizado el método de Hargreaves & Samani (1985), principalmente porque es el único que permite incorporar la variabilidad espacio temporal de la ETP en el modelo y adicionalmente, porque su uso se ha validado en el capítulo de caracterización hidroclimatológica, al encontrarse que es uno de los mejores métodos de estimación de la ETP para reproducir la escorrentía total promedio anual (caudales medios anuales) en la zona de estudio.

2.3.3.2. Estimación y tránsito de la escorrentía superficial directa

La escorrentía superficial directa (ED) es estimada como un subproceso dentro del modelo SWB, el modelo en su versión 1.0 dispone del método del Número de Curva para la estimación de esta variable. El método del Número de Curva ha sido ampliamente utilizado en estudios hidrológicos alrededor del mundo, es un modelo lluvia – escorrentía empírico, desarrollado por el Servicio de Conservación de

Recursos Naturales (NRCS por sus siglas en inglés) y el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA por sus siglas en inglés) en 1964 (Cronshey et al., 1986). Este método estima la escorrentía directa en función de las propiedades de la superficie (suelos y coberturas terrestres), de la condición de humedad antecedente y de la precipitación como entrada principal, relacionando la escorrentía superficial directa (ED) con la precipitación (P) y el coeficiente de capacidad de almacenamiento (S_{max}) de la superficie, por medio de siguiente ecuación:

$$ED = \frac{(P - \alpha S_{max})^2}{(P + (1 - \alpha)S_{max})} \quad \text{para } P > \alpha S_{max} \quad (8)$$

Donde P es la precipitación diaria, α es el parámetro de abstracción inicial, que puede tomar valores entre 0,05 y 0,2 (Woodward et al., 2003) y S_{max} se calcula como función del Número de Curva (CN), como se muestra en la ecuación (9).

$$S_{max} = \left[\left(\frac{25400}{CN} \right) - 254 \right] \quad (9)$$

El Número de Curva (CN) es un parámetro de este método y por tanto del modelo SWB, el CN varía entre 0 y 100 como función del tipo de suelo, tipo de cobertura y de las condiciones de humedad antecedente, debido a este último factor, toma diferentes valores según la época del año. Las condiciones de humedad antecedente se definen según la lluvia acumulada de los últimos cinco (5) días y según la época del año, sea de creciente o inactiva (seca y normal), tal como se define en la Tabla 3.

Tabla 3. Condiciones de humedad antecedente consideradas en el modelo SWB (M. S. Westenbroek et al., 2010).

Condición	Humedad en el suelo	Lluvia acumulada de los últimos 5 días (mm)	
		Temporada inactiva	Temporada de creciente
I	Seco	<1,27	<36
II	Normal	1,27 - 28	36 - 53
III	Húmedo	>28	> 53

Por todo lo anterior el subproceso de estimación de la escorrentía directa en el modelo SWB, se encuentra controlado por cuatro parámetros, tres definidos en función de los suelos, coberturas y lluvia antecedente (CNI, CNII y CNIII) y uno definido por el usuario, correspondiente al parámetro de abstracción inicial (α), el cual típicamente toma valores de 0,2, aunque para simulaciones diarias y continuas Woodward et al. (2003) recomiendan el uso de un factor de 0,05, el cual ha sido aplicado en el marco de la presente investigación.

La escorrentía superficial directa estimada en cada celda del dominio del modelo por el método de Número de Curva (CN), se transita pendiente abajo siguiendo las direcciones de flujo superficial (D8), pasando a convertirse en un influjo para las celdas adyacentes pendiente abajo, aplicando el algoritmo descrito por O'Callaghan & Mark (1984) y Universidad Nacional de Colombia (2011). El modelo supone que toda la precipitación que entra al dominio del modelo en un día, se distribuye en los diferentes compartimientos y flujos en el mismo día, incluyendo el tránsito total de la escorrentía.

2.3.3.3. Estimación de la intercepción en el follaje

Parte del agua precipitada, puede ser interceptada por las plantas antes de contactar con la superficie del suelo, dicha cantidad es denominada intercepción en el follaje y dentro del modelo SWB es estimada de una manera sencilla a partir de un enfoque de tanque (Westenbroek et al., 2010), donde el umbral de intercepción es la cantidad mínima que la lluvia debe exceder para poder entrar en contacto con la superficie de suelo, valores más bajos de dicha umbral no alcanzarán a contactar el suelo siendo convertido totalmente en intercepción en el follaje de donde es evaporada. Los umbrales de intercepción son parámetros dentro del modelo, que son definidos en función del tipo de coberturas y de la época hidrológica (temporada húmeda y normal – seca).

En el marco de esta investigación, como primera aproximación, dichos umbrales han sido definidos en función del tipo de coberturas, a partir de los valores de referencia de la literatura especializada (ver sección 3.2.1). Dichos umbrales también pueden ser objeto de calibración en el modelo SWB, lo cual se propone para estudios futuros.

2.3.3.4. Otros parámetros del modelo

Otros parámetros del modelo SWB que intervienen directamente en la aplicación de la ecuación de balance son: la capacidad de campo (CC), la profundidad de raíces (PR), la capacidad máxima de almacenamiento y la tasa máxima de recarga (R_{max}). La capacidad máxima de almacenamiento (ASWC por sus siglas en inglés) representa la máxima cantidad de agua que el suelo puede retener después de ser saturado, una vez excedido este valor, el agua adicional drena por gravedad hacia los niveles inferiores del suelo, convirtiéndose en percolación profunda o también llamada infiltración neta o recarga potencial de aguas subterráneas (ver Figura 12). La capacidad máxima de almacenamiento es definida por la siguiente ecuación:

$$ASWC = CC * PR \quad (10)$$

Dónde:

ASWC: Capacidad máxima de almacenamiento, CC: Capacidad de campo y PR: profundidad de raíces.

De tal forma, la CC y PR son parámetros dentro del modelo que configuran el parámetro ASWC. La capacidad de campo es definida como una propiedad de los suelos y puede ser estimada a partir de diferentes enfoques por fuera del modelo (pre procesamiento), mientras que la profundidad de raíces es función del tipo de suelos y coberturas y pueden representar una buena aproximación del espesor de la zona vadosa para acuíferos con niveles cercanos a superficie (Westenbroek et al., 2010), comúnmente es definida a partir de valores de referencia de literatura especializada en función de combinación suelo – cobertura. Cuando los niveles freáticos son muy profundos, entonces el espesor de la zona vadosa es considerable, y la consideración del volumen de control limitado a la profundidad de raíces puede conducir a importantes sobre estimaciones de la recarga potencial directa, ya que el tránsito por la zona vadosa no es considerado en el balance, y puede limitar de manera considerable la cantidad de agua que alcanza los niveles freáticos; en dichos casos, teóricamente es más adecuado referirse a infiltración neta en lugar de recarga potencial (Westenbroek et al., 2018).

Finalmente, la tasa máxima de recarga es un parámetro definido dentro del modelo SWB y que es especificado por el usuario para las combinaciones de suelo – cobertura, dichos umbrales permiten controlar que la ecuación de balance no desborde la cantidad de agua remante que se puede convertir en recarga, una vez satisfecha la capacidad máxima de almacenamiento del suelo y los requerimientos de evapotranspiración potencial, dicho desbordamiento suele suceder por acumulación de influjos transitados a celdas que topográficamente representan depresiones del terreno.

2.3.3.5. Humedad del suelo y ecuación de balance

Definidos los datos de entrada, los subprocesos de estimación de otras variables y los parámetros que controlan dichos subprocesos y la operación del modelo, es claro que la humedad en el suelo (H) en términos volumétricos (lámina de agua) es la principal variable de estado del modelo SWB, la cual se actualiza en cada paso de tiempo, teniendo en cuenta la condición de humedad antecedente y los resultados de la entradas y salidas en el volumen de control (celda a celda en el dominio espacial del modelo). La humedad en el suelo presenta un límite inferior y superior, siendo la capacidad de campo la máxima cantidad de agua que puede retener el suelo una vez ha sido humedecido (límite superior) y el punto de marchitez permanente la cantidad mínima de agua que un suelo puede retener (agua higroscópica) y que las plantas no pueden extraer del mismo. El agua aprovechable para las plantas o también denominada agua disponible, es la humedad contenida entre el punto de marchitez permanente y la capacidad de campo (FCIHS, 2009; Bonan, 2015).

La humedad en el suelo y su variación en cada paso de tiempo (ΔH), así como la evapotranspiración real y la recarga como resultados de la ecuación de balance, son estimados dentro del modelo SWB a partir del método de Thornthwaite & Mather (Thornthwaite, 1955; Thornthwaite & Mather, 1957), que a diferencia de otros enfoques de balance de humedad en el suelo, no considera que toda la humedad disponible en el suelo por encima del punto de marchitez pueda convertirse en evapotranspiración; las observaciones experimentales de Thornthwaite & Mather (1955 y 1957) mostraron que la retención de humedad en el suelo depende de la capacidad máxima de almacenamiento y de las condiciones antecedentes de estrés hídrico (Precipitación (P) – Evapotranspiración potencial (ETP)) a las cuales el suelo ha sido sometido, mostrando que la humedad en el suelo es más fácil de ser retenida en los primeros días de estrés, mientras que en los días subsiguientes cuando el estrés hídrico crece dicha humedad resulta ser más compleja para ser retenida, dicha relación no es lineal y Thornthwaite & Mather (1957) definieron una serie de variables auxiliares para facilitar las estimaciones dentro del balance, definiendo entre ellas la variable Potencial Acumulado de Agua Perdida (APWL por sus siglas en inglés) que resulta ser la suma de valores diarios de estrés hídrico (cuando P-ETP es negativo). Para condiciones en las que la ETP no es satisfecha (resultando $ETR < ETP$) y en función de la capacidad máxima de almacenamiento (ASWC) y del APWL el modelo estima la humedad que permanece en el suelo para cada paso de tiempo según las tablas propuestas por Thornthwaite & Mather (1957), las cuales se sintetizan en la Figura 14.

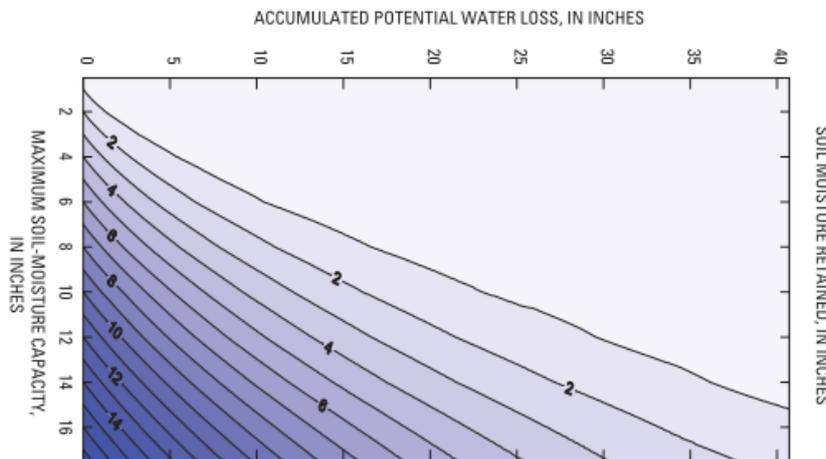


Figura 14. Tablas de retención de humedad en el suelo, propuestas por Thornthwaite & Mather (1957) y computarizadas en el modelo SWB por Westenbroek et al. (2010).

Es importante mencionar que, el modelo SWB no considera el potencial de ascenso capilar en los suelos para ser incorporado al cálculo de la ETR. Dicha limitación puede representar variaciones de magnitud importantes en la ETR y por ende en la recarga, en especial en suelos finos y en acuíferos con niveles freáticos someros.

2.3.4. Variables de salida

EL modelo SWB en su versión 1.0, ofrece 26 variables de salida, como resultado del proceso de balance de humedad en el suelo, sin embargo de las 26, tres corresponden realmente a las variables de entrada (precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima), entre las 23 variables de salida se destacan elementos de gran relevancia del balance de humedad en el suelo, como la escorrentía directa, los influjos, la evapotranspiración potencial estimada, la interceptación en el follaje, variables específicas del método de Thornthwaite & Mather como el APWL y las variables de mayor interés para esta investigación, correspondientes a la humedad en el suelo, la evapotranspiración real y la recarga potencial de aguas subterráneas. Todas estas variables pueden ser extraídas del modelo en formato raster (ASCII) y para cuatro diferentes escalas temporales: diaria (escala de simulación), mensual, anual y promedio multianual. Para los objetivos de esta investigación, el modelo ha sido corrido en paso de tiempo diario, pero las variables de interés del modelo han sido extraídas en la escala mensual para facilitar su manejo, interpretación y presentación.

2.4. CONSTRUCCIÓN DE UN MODELO CONCEPTUAL DE RECARGA

Un modelo conceptual de recarga según Scanlon et al. (2002) describe como, cuando y donde ocurre la recarga de aguas subterráneas a un sistema acuífero específico, suministrando estimaciones iniciales de la magnitud de la recarga (tasas). Dada la importante incertidumbre que involucran las diferentes técnicas de estimación de la recarga, es recomendable la aplicación de diversas técnicas para realizar análisis de contrastes y poder identificar diversos elementos que ayudan a definir, refinar o complementar el modelo conceptual de recarga (Scanlon et al., 2002).

Para esta investigación, el modelo conceptual de recarga se define a partir de la integración de cuatro herramientas, procesos o enfoques: 1) modelo hidrogeológico conceptual existente, incluyendo delimitación de zonas de recarga, 2) caracterización hidroclimatológica de la zona, 3) modelo distribuido de balance de humedad en el suelo, 4) análisis espacio temporal de variaciones del nivel freático y aplicación del método WTF. Cada uno de los procesos involucra una metodología específica, las cuales han sido explicadas previamente, con excepción del modelo hidrogeológico conceptual que para los objetivos de esta investigación se presenta como un contexto de la zona.

Cumpliendo con los objetivos de un modelo conceptual de recarga, se usan dos enfoques distintos para el análisis de la recarga al nivel somero del sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá; uno con base en datos principalmente hidrometeorológicos y de superficie (suelo – cobertura) y otro con base en datos principalmente hidrogeológicos (niveles piezométricos), en ambos casos se obtienen estimaciones de la magnitud de la recarga y de su variabilidad espacio – temporal acoplada. En el modelo conceptual se realiza las respectivas comparaciones de los resultados obtenidos de los dos enfoques, usando técnicas estadísticas de comparación y análisis gráficos.

Finalmente, con los resultados obtenidos de recarga y otros elementos del balance hídrico como la evapotranspiración real, la humedad en el suelo y aproximaciones indirectas de la descarga, se evalúa el funcionamiento del sistema hidrogeológico en relación específicamente al flujo de recarga, describiéndose: a) tipo y fuentes de recarga, b) magnitud de la recarga, c) distribución espacio – temporal de la recarga y d) tendencias de flujo y descarga.

El modelo conceptual de recarga se construye a la luz del modelo hidrogeológico conceptual definido en el Plan de Manejo Ambiental de Acuíferos del Sistema Hidrogeológico Golfo de Urabá (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016), de la Delimitación de las Zonas de Recarga del Sistema Acuífero (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2018) y de los resultados parciales del Modelo Hidrogeológico Conceptual del Nivel Somero del Sistema Hidrogeológico Golfo de Urabá (Campillo, 2019).

La Figura 15 sintetiza la metodología específica aplicada para la construcción del modelo conceptual de recarga de agua subterráneas en el marco de la presente investigación. Las flechas indican flujos de información y conexión entre procesos, las flechas punteadas indican conexiones posibles entre procesos, pero no necesarias, para esta investigación dichas conexiones si han sido consideradas en algunos aspectos, específicamente entre la caracterización hidroclimatológica y el modelo de balance de humedad en el suelo y entre las oscilaciones piezométricas y el modelo de balance de humedad en el suelo.

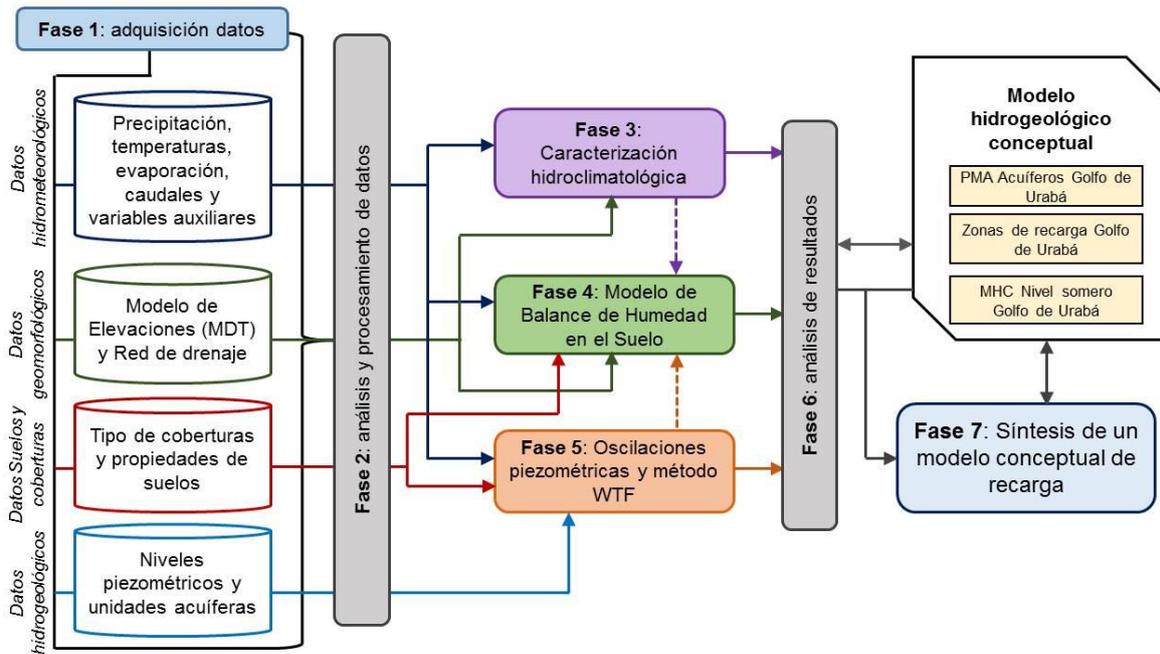


Figura 15. Esquema metodológico estructurado por fases para la construcción del modelo conceptual de recarga de aguas subterráneas en el nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá (líneas punteadas indican conexiones posibles entre procesos/modelos, pero no necesarias).

2.5. INFORMACIÓN DISPONIBLE

La información requerida y disponible para alcanzar los objetivos propuestos en esta investigación, es detallada a continuación, siguiendo la estructura de agrupamiento de datos que se ha presentado en los esquemas metodológicos previos: datos geomorfológicos, hidrometeorológicos, de suelos y coberturas y datos de niveles piezométricos.

2.5.1. Datos geomorfológicos

Los datos geomorfológicos requeridos corresponden esencialmente a la representación del relieve, mediante un modelo de elevación digital (MDT o DEM) y una red de drenaje detallada para la zona de estudio.

Un modelo de elevación digital (DEM) es una representación digital del terreno que permite el almacenamiento de la variable elevación y su procesamiento en sistemas de información geográfica (SIG). Los modelos digitales de elevación tienen estructura de datos tipo Raster, según esta estructura, el área que se desea representar se discretiza en regiones elementales rectangulares (píxeles), y a cada una de ellas se les asigna un valor de elevación sobre el nivel del mar.

Un DEM sirve entre otras, para conocer la configuración del relieve de una zona específica, siendo una herramienta ampliamente usada en el análisis hidrológico. Para esta investigación el relieve de la zona de estudio es descrito a partir del modelo de elevación digital obtenido del satélite ALOS, el cual colecta imágenes terrestres a través de su sensor PALSAR (Phased Array Type L-band Synthetic Aperture Radar) (ASF DAAC, 2015), con una resolución espacial de 12,5 m x 12,5 m de tamaño de pixel, dicho DEM ha sido corregido para Antioquia por la Gobernación de Antioquia.

En cuanto a la red de drenaje para la zona de estudio, se utilizaron dos fuentes principales de información, la red de drenaje doble y sencillo del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) y la red de drenaje detallada obtenida de los Planes de Ordenamiento de Cuencas Hidrográficas (POMCA) del río León y Turbo – Currulao (CORPOURABA, 2017a; CORPOURABA, 2017b). En el tratamiento de datos se busca la conciliación de la red de drenaje para la zona de estudio a partir de las dos fuentes principales de información.

2.5.2. Datos hidrometeorológicos

Los datos hidrometeorológicos utilizados son de dos tipos: observaciones de clima en tierra, a partir de las series de tiempo de estaciones hidrometeorológicas de la red nacional de monitoreo de Colombia y campos de clima de alta resolución espacial obtenidos de conjunto de datos globales.

2.5.2.1. Datos de estaciones hidrometeorológicas

La información hidrometeorológica necesaria, fue solicitada al Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM, la resolución temporal de las variables solicitadas es a escala diaria y actualizada a diciembre de 2018 (donde fue posible), se solicitaron y analizaron variables de precipitación total, temperatura media, temperatura máxima, temperatura mínima, evaporación y caudales medios de los ríos principales: León, Apartadó, Chigorodó, Carepa, Grande, Currulao y Turbo.

En la Tabla 4 se presentan las características generales de las estaciones hidrometeorológicas identificadas (PM: Pluviométrica, PG: Pluviográfica, CO: Climatológica ordinaria, CP: Climatológica principal, AM: Agro Meteorológica, LM: limnimétrica y LG: Limnigráfica) y en la Figura 16 su ubicación geográfica. Las estaciones fueron seleccionadas a partir de una ventana espacial definida como dominio hidroclimatológico (ver Figura 16), con un área total de 15,198 km² notablemente mayor al área de estudio (2,188 km²), esto con el fin de obtener una caracterización hidroclimatológica regional para la zona de estudio y poder incluir condiciones de frontera alrededor de la misma.

Tabla 4. Resumen de las estaciones hidrometeorológicas disponibles en la zona de estudio.

ID	Código	Nombre	Tipo	Estado	Coordenadas (*)		Periodo de registro
					Este (m)	Norte (m)	
1	12010030	BARRANQUILLITA	PM	ACT	1041937	1329005	1974 - sept 2018
2	12030020	CARMELO EL	PM	ACT	1076624	1444721	1972 -jun 2018
3	12010070	CASCO EL	PM	ACT	1047389	1363664	1977 - dic 2018
4	12010180	CHOROMANDO HDA	PG	SUS	1054487	1370922	1984 - 1996
5	13020020	CIELO EL	PM	SUS	1072870	1367261	1973 - 2002
6	13020010	DESPENSA LA	PM	SUS	1085741	1363596	1990 - 1995
7	12010100	EUPOL	PM	ACT	1050732	1370423	1977 - nov 2018
8	12010060	LORENA LA	PM	ACT	1042826	1361294	1977 - nov 2018
9	12010170	NUEVO ORIENTE	PG	ACT	1042824	1316754	1991 - sept 2018
10	12010020	PALMERA LA	PM	SUS	1052087	1325390	1972 - abr 1991
11	12010110	PRADO MAR	PM	ACT	1048396	1375053	1977 - sept 2018
12	12020010	PUEBLO BELLO	PM	ACT	1060911	1399042	1972 - dic 2018
13	13040010	QUIMARI	PM	SUS	1082029	1383867	1973 - mar 2003
14	12010140	RIOGRANDE	PM	SUS	1048975	1369072	1972 - 1976
15	11120040	RIOSUCIO	PM	ACT	995831	1314425	1975 - dic 2018
16	13020040	SAIZA	PM	SUS	1065552	1343286	1990 - 2000
17	12010160	SAN JOSE APARTADO	PG	SUS	1052659	1361703	1984 - 1997
18	12010080	STA ISABEL	PM	SUS	1045320	1348792	1977 - 1994
19	12010120	STA MARTHA	PM	ACT	1047241	1368019	1977 - dic 2018
20	11150020	TANELA	PM	ACT	1004087	1394437	1974 - 2016
21	11150010	TITUMATE	PM	ACT	1000184	1410489	1974 - abr 2017
22	12010010	TORMENTO EL	PM	ACT	1024513	1350590	1972 - nov 2018
23	12010050	TOSCANA LA	PM	ACT	1041300	1355209	1977 - sept 2018
24	12010090	TRIGANA	PM	ACT	1040332	1348530	1977 - sept 2018
25	13010020	TUCURA	PM	SUS	1089407	1369133	1961 - 1995
26	12010040	TULENAPA	PM	SUS	1045329	1339576	1974 - 2000
27	11130010	UNGUIA	PM	ACT	998859	1380481	1974 - oct 2018
28	13030030	URRA 1	PG	SUS	1093072	1374671	1984 - 1995
29	12010150	VILLA ARTEAGA	PM	SUS	1050871	1315619	1972 - jul 2018
30	12017060	APARTADO	LM	SUS	1050168	1362705	1984 - 2012
31	12017020	BARRANQUILLITA	LM	ACT	1040496	1329056	1977 - 2015
32	12017080	CAREPA	LM	SUS	1046247	1350271	1977 - 2011
33	12017070	CERRAZON LA	LG	ACT	1055285	1345580	1987 - 2014
34	12017010	CHIGORODO	LM	ACT	1043425	1340281	1976 - 2012
35	12027040	CURRULAO	LM	SUS	1049143	1375828	1979 - 2010
36	12027060	DOS EL	LM	SUS	1042284	1390430	1987 - 2011
37	12017050	PTE CARRETERA	LM	SUS	1047365	1356967	1977 - 2011

ID	Código	Nombre	Tipo	Estado	Coordenadas (*)		Periodo de registro
					Este (m)	Norte (m)	
38	12017040	RIOGRANDE	LM	ACT	1050324	1368465	1978 - 2015
39	12027030	TRES EL	LM	SUS	1046269	1383635	1979 - 2011
40	12017030	VICTORIA LA	LM	SUS	1043474	1356164	1977 - 1996
41	12017100	VILLARTEAGA	LG	ACT	1052758	1311553	1990 - 2015
42	12025010	APTO GONZALO	CO	SUS	1037933	1389338	1931 - 1984
43	12015070	APTO LOS CEDROS	SP	ACT	1039663	1356130	1983 - dic 2018
44	11145010	BAJIRA	CO	SUS	1045358	1308240	1985 - 1996
45	13015030	CAMPO BELLO	CP	SUS	1093072	1374671	1996 - 2004
46	12025020	CARIBIA	CO	SUS	1043401	1431740	1972 - 1982
47	12015080	CERRAZON LA	AM	SUS	1050840	1345111	1986 - 1992
48	13025030	DESPENSA LA	CO	SUS	1085741	1363596	1966 - 1995
49	12015030	IDEMA-MONTECRISTO	CO	SUS	1043491	1337731	1972 - 1981
50	12025030	MELLITO EL	CO	ACT	1044494	1436460	1983 - abr 2018
51	12015090	PALMERA LA	CO	SUS	1052087	1325390	1972 - 1991
52	13035010	PTO NUEVO	CP	SUS	1087566	1370973	1965 - 1991
53	12015050	RIOGRANDE	CO	SUS	1048978	1367229	1972 - 1992
54	11135010	SAUTATA	CO	SUS	995681	1359830	1972 - 2005
55	13015020	TUCURA	CO	SUS	1091237	1372825	1961 - 1995
56	12015060	TULENAPA	CO	SUS	1045419	1351441	1974 - 2000
57	12025040	TURBO	CO	SUS	1039808	1386590	1984 - 2011
58	12015020	UNIBAN	AM	ACT	1047003	1357190	1977 - dic 2018
59	12015010	VILLARTEAGA	CO	ACT	1065309	1302880	1972 - oct 2017
60	12015100	PISTA INDIRA	AM	ACT	1041624	1369802	2005 - oct 2012

*: Sistema de coordenadas planas Magna Colombia Oeste.

En total, se obtienen 40 series de precipitación, 14 de temperatura media, 11 de temperatura máxima, 11 de temperatura mínima, seis (6) de evaporación y 12 de caudales medios, de las cuales, 18 de precipitación y cuatro (4) de temperatura máxima y mínima han podido ser actualizadas hasta diciembre de 2018 para los fines específicos de la aplicación del método WTF y del modelo SWB.

2.5.2.2. Datos climáticos globales de alta resolución espacial

Los campos climáticos globales de alta resolución espacial corresponden a los obtenidos de las bases de datos de los proyectos WorldClim y Chelsa:

- a) El *Global Climate Data – WorldClim* versión 2.0 (Fick & Hijmans, 2017) es una base de datos globales que provee información espacial de variables climáticas en escala mensual: precipitación, temperatura media, máxima, mínima, presión de vapor, radiación solar incidente y velocidad del viento, para un período de referencia de 30 años comprendido entre 1970 y 2000. Los datos disponibles de climatología observada en WorldClim han sido obtenidos de interpolaciones de rigor a 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km²) de observaciones *in situ* (estaciones hidrometeorológicas) de diversos programas, entidades y fuentes de datos; tales como: *Global Historical Climatology Network – GHCN*, *World Meteorological Organization – WMO*, *International Center for Tropical Agriculture – CIAT*, entre mucho más (Navarro-Racines, 2014).

Las estaciones utilizadas varían entre 9,000 y 60,000 en función del sitio de interpolación, la interpolación fue realizada mediante un Spline de Placa Delgada considerando covarianzas con otras variables predictoras como la topografía, la distancia a la costa y datos satelitales (p.ej. MODIS). La interpolación de las variables climáticas se realiza en 23 regionales, variando el tamaño según la densidad de estaciones disponibles, finalmente los datos de WorldClim son validados mediante validación cruzada global, obteniéndose para la versión 2.0, coeficientes de correlación lineal de Pearson de 0.99 para la temperatura, 0.86 para la precipitación y 0.76 para los vientos. La información de WorldClim puede ser descargada de: <http://worldclim.org/version2>.

- b) El *Climatologies at High Resolution for The Earth's Land Surface Areas – CHELSA* versión 1.2 (Karger et al., 2017), para las áreas terrestres que actualmente alberga el *Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research – WSL*, y que ha sido desarrollado en colaboración con el Departamento de Geografía de la Universidad de Hamburgo; es una base de datos globales que

provee información espacial de variables climáticas en escala mensual: precipitación, temperatura media, máxima y mínima, para un período de referencia de 40 años comprendido entre 1979 y 2013.

Los datos disponibles de climatología observada en CHELSA han sido obtenidos de un proceso de downscaling de las salidas de temperatura y precipitación del modelo de circulación global y re análisis ERA – interim, a alta resolución de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km²), para la temperatura se aplica un downscaling estadístico, mientras que para la precipitación se realiza una aproximación estadística casi – mecánica del modelo ERA – interim, incluyendo variables predictoras como la topografía, los vientos y el espesor de la capa límite, finalmente se realiza una serie de correcciones por sesgo con las estaciones del GPCC y del GHCN y validación usando una serie de estaciones independientes (Karger, y otros, 2017). La información del Chelsa puede ser descargada de: <http://chelsa-climate.org/downloads/>.

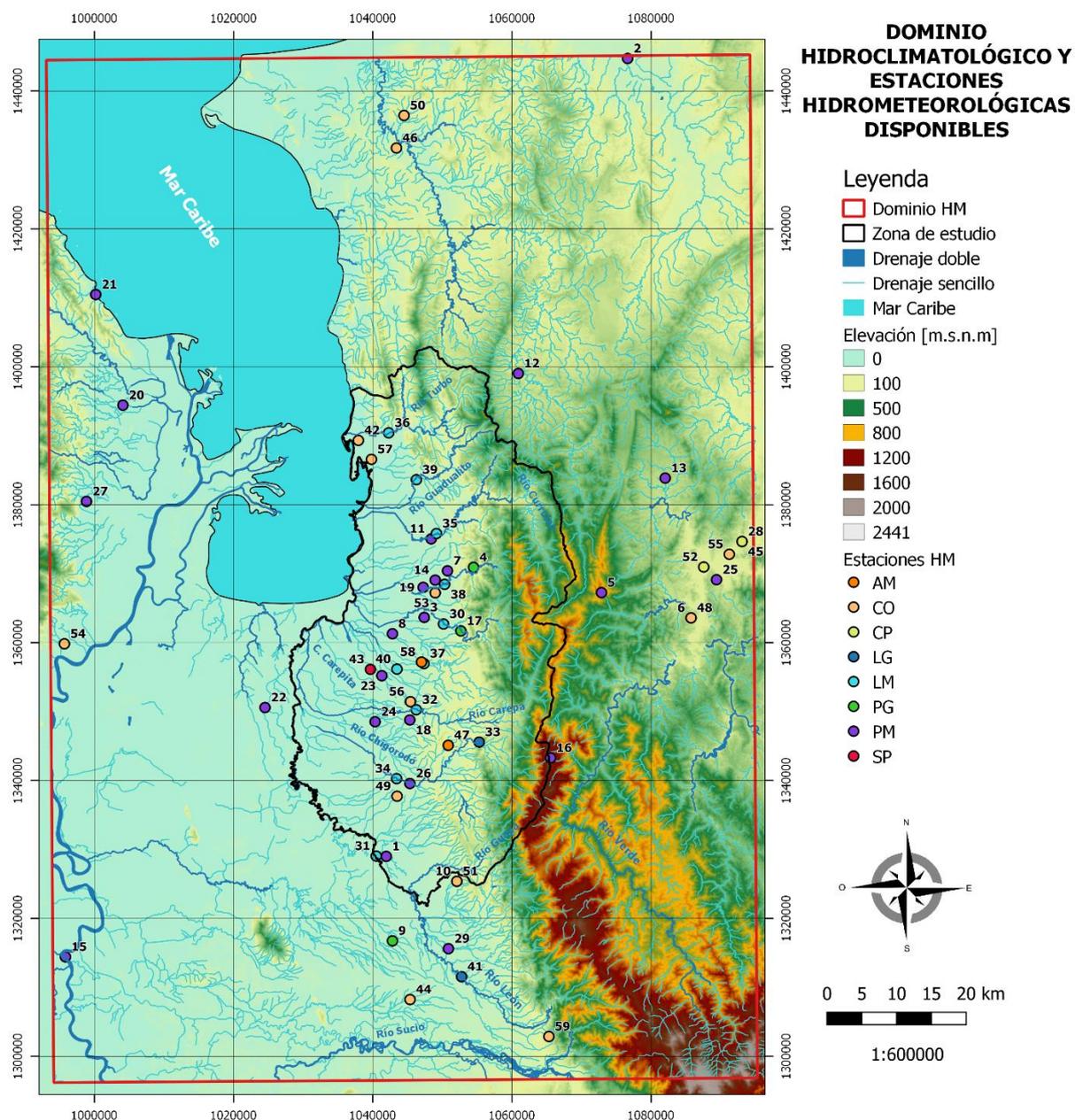


Figura 16. Dominio hidroclimatológico y localización de las estaciones hidrometeorológicas (HM) disponibles.

La información mensual de precipitación y temperatura media de ambas bases de datos, permite generar ciclos promedios anuales de estas variables y compararlos, gráfica y estadísticamente con los ciclos generados a partir de las observaciones de las estaciones hidrometeorológicas del IDEAM y evaluar así su desempeño a la hora de reproducir la climatología a escala de cuencas, particularmente para la zona de estudio del Eje Bananero del Urabá Antioqueño. En la Figura 17 se muestra el campo promedio anual de precipitación para Colombia obtenido de tres fuentes de información diferentes: datos climáticos de WorldClim v.2.0 (tamaño de pixel de 900 m), datos climáticos de Chelsa v.1.2 (tamaño de pixel de 900 m) y el mapa de precipitación para Colombia obtenido por Álvarez (2007) (tamaño de pixel de 1800 m). En los tres casos se observa consistencia en la distribución espacial, aunque WorldClim y Chelsa muestran mayor rugosidad en las superficies de precipitación, mejorando el detalle espacial de esta variable.

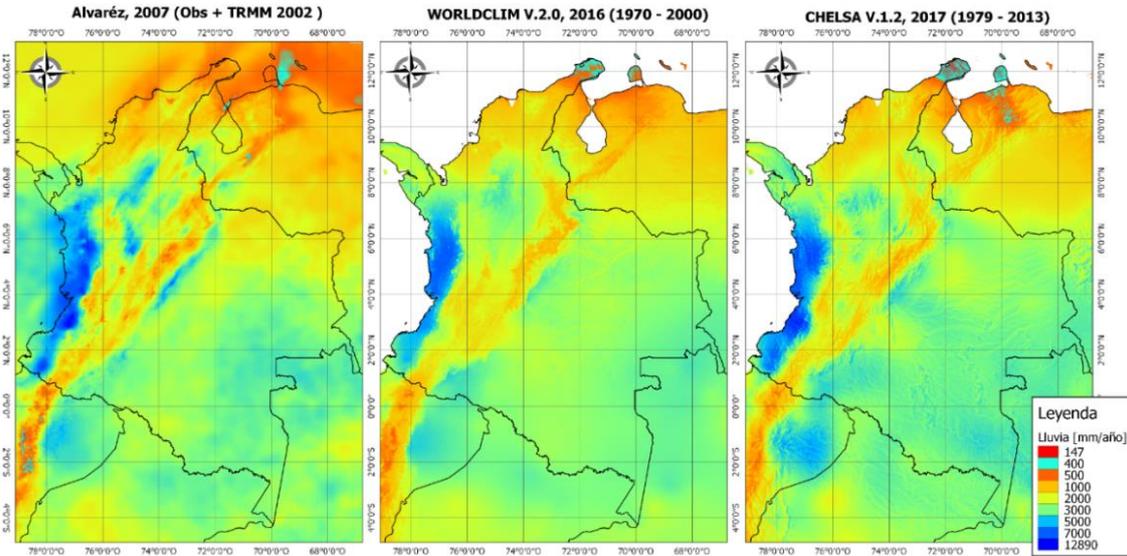


Figura 17. Campos de precipitación promedio multianual de tres fuentes diferentes de información base, útiles para ser usados como variables secundarias para la generación de campos de precipitación a escala de cuencas.

2.5.3. Datos de niveles piezométricos

Para la zona de estudio, se cuenta con información de monitoreo de niveles freáticos en 14 puntos de observación espacialmente distribuidos, dichos puntos son aljibes (pozos de gran diámetro), con diámetro promedio entre 1.0 y 1.5 m, profundidad entre 2.0 y 7.8 m y rejilla de fondo (pozos abiertos), las características generales de dichos puntos se enuncian en la Tabla 5, y en la Figura 18 se muestra su localización geográfica, donde se observa que se localizan en la parte media y baja de la zona de estudio (en dirección del gradiente topográfico en los depósitos aluviales – Qal), y que junto a las profundidades de los aljibes, se puede afirmar que se encuentran captando aguas del nivel somero del acuífero multicapa Golfo de Urabá, cuyo comportamiento hidráulico es libre.

En adición a la información de niveles freáticos, se cuenta con información diaria de precipitación de seis (6) estaciones meteorológicas cercanas, cuya longitud de registro y descripción detallada fue presentada en la sección de datos hidrometeorológicos. Dichas estaciones son relacionadas con los puntos de monitoreo de nivel freático, asociando duplas por criterio de proximidad para los análisis posteriores de correlación Nivel freático – Precipitación, tal como se resume en la Tabla 6 y en la Figura 18. El ID utilizado para la identificación de los puntos está compuesto por un código que identifica el aljibe en el inventario de puntos de agua (C, descrito en Campillo (2019)), un código que identifica el Diver instalado (D, descrito en Campillo (2019)) y el nombre del sitio donde se ubica el punto. Para fines de visualización en las figuras y mapas, se usa únicamente el código de identificación del Diver (D).

Dado que, los puntos de monitoreo de clima y de nivel freático se encuentran en la parte plana de la zona de estudio, los gradientes topográficos no son tan variables, por tanto, el efecto orográfico en estos análisis no representa un factor tan influyente; es por esto que el criterio de asociación de duplas está basado en la proximidad. En caso tal que los puntos de monitoreo estuviesen ubicados en topografía variable y el efecto lluvia – orografía estuviese demostrado local o regionalmente, sería importante incluir este factor para la asociación de duplas, en conjunto con la proximidad.

Tabla 5. Puntos de monitoreo del nivel freático en la zona de estudio.

ID Punto de monitoreo	Sitio	Prof. (m)	Coordenadas (°)		Elevación (m.s.n.m)
			Norte (m)	Este (m)	
C6-D5_Mosquerita	Finca Mosquerita	4.65	1343861	1033385	6.6
C11_D16_Cesar_Hurtado	Julio Cesar Hurtado	5.5	1355823	1041090	15.5
C14-D14_Nicuro	Nicuro	7.83	1369293	1045414	12.4
C16_D17_Parador_Johnson	Parador Johnson - EDS	5.0	1359210	1037274	3.9
C21-D9_El_Encanto	Finca El Encanto	3.0	1337140	1039558	19.4
C30_D28_Sazón_Sindy	Restaurante Sazón de Cindy	5.08	1354270	1046960	31.3
C33_D70_Dubis_Mercado	Finca Granja Dubis Mercado	2.8	1359417	1035191	1.6
C34_D50_Alvaro_Perez	Casa Álvaro Pérez	3.57	1369207	1040394	2.5
C35-D40_El_Desierto	Finca El Desierto	3.57	1381618	1045254	15.3
C36-D41_Esc_Casanova	Casa frente Escuela Casanova	5.0	1385696	1040805	3.8
C45-D72_Las_Florez	Aljibe finca Las Flórez	5.05	1343751	1031665	5.8
C4_D30_El_Congo	Finca El Congo	5.55	1348737	1044288	28.9
C42_D37_Turbo_Playa	Turbo Playa	2.0	1386351	1036993	1.2
C2-D13_Bajo_El_Oso	Bajo El Oso	3.72	1366516	1049886	22.5

*: Sistema de coordenadas planas Magna Colombia Oeste.

Tabla 6. Estaciones hidrometeorológicas con registros de precipitación asociadas a cada punto de monitoreo de nivel freático en la zona de estudio.

ID Punto de monitoreo	Estación hidrometeorológica cercana	ID Estación	Distancia a estación P [km]
C6-D5_Mosquerita	TRIGANA [12010090]	24	8.36
C11_D16_Cesar_Hurtado	APTO LOS CEDROS	43	1.435
C14-D14_Nicuro	STA MARTHA [12010120]	19	2.23
C16_D17_Parador_Johnson	APTO LOS CEDROS [12010090]	43	3.912
C21-D9_El_Encanto	BARRANQUILLITA [12010030]	1	8.536
C30_D28_Sazón_Sindy	UNIBAN [12015020]	58	3.025
C33_D70_Dubis_Mercado	APTO LOS CEDROS [12010090]	22	7.671
C34_D50_Alvaro_Perez	STA MARTHA [12010120]	19	7.02
C35-D40_El_Desierto	PRADO MAR [12010110]	11	8.624
C36-D41_Esc_Casanova	PRADO MAR [12010110]	11	13.176
C45-D72_Las_Florez	TRIGANA [12010090]	24	9.86
C4_D30_El_Congo	TRIGANA [12010090]	24	4.18
C42_D37_Turbo_Playa	PRADO MAR [12010110]	24	16.078
C2-D13_Bajo_El_Oso	STA MARTHA [12010120]	19	3.006

Los datos de nivel freático en los 14 puntos fueron colectados mediante dispositivos Diver Data-Logger, a resolución temporal horaria, para un periodo variable por punto, comprendido entre diciembre de 2016 y mayo de 2018. Los datos colectados de nivel freático hacen parte de la tesis doctoral de Ana Karina Campillo en colaboración con CORPOURABÁ, dichos datos son utilizados con su respectiva autorización. En el marco de la mencionada tesis, los datos ya han sido objeto de compensación barométrica, utilizando los registros horarios de cuatro (4) sensores automáticos de presión atmosférica conocidos como Baro-Diver (Campillo, 2019). Los dispositivos Diver, son registradores de nivel en tiempo real, cuando están sumergidos a un nivel fijo bajo la superficie, usan un sensor de presión para medir la presión hidrostática equivalente del agua sobre el diafragma del sensor para calcular la profundidad total del agua (Eijkelkamp, 2019).

En la Tabla 7 se describen los datos colectados, suministrando información tal como periodo de registro y numero de datos registrados en las diferentes escalas temporales. De los 14 puntos de monitoreo, nueve (9) cuentan con longitud de registro mayor a un año (365 días), siendo el máximo registro de 17 meses. En ocho (8) de los 14 puntos se logra un registro total de un año calendario,

correspondiente a 2017. Estos datos son los utilizados para el análisis de fluctuaciones de nivel freático y para la aplicación del método WTF.

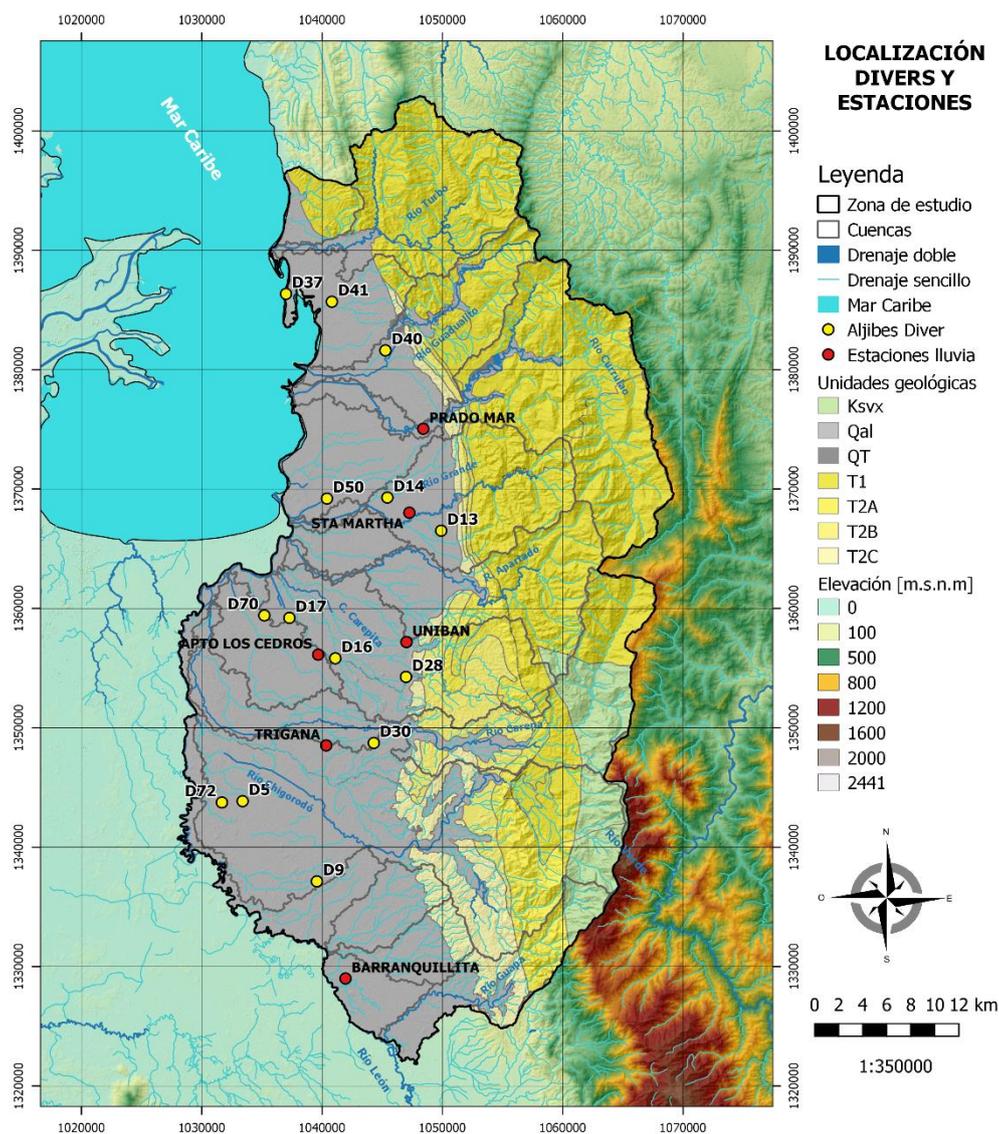


Figura 18. Localización de los puntos de agua monitoreados con divers de nivel y estaciones hidrometeorológicas con registros de precipitación disponibles en la zona de estudio.

Tabla 7. Detalle sobre los datos colectados de nivel freático en los puntos de monitoreo en la zona de estudio.

ID Punto de monitoreo	Registro		Numero de datos		
	Inicio	Final	Horarios	Diarios	Mensuales
C6-D5_Mosquerita	13/12/2016	7/05/2018	12251	511	17
C11_D16_Cesar_Hurtado	13/12/2016	10/05/2018	12321	514	17
C14-D14_Nicuro	13/12/2016	11/12/2017	8716	363	12
C16_D17_Parador_Johnson	13/12/2016	9/05/2018	12304	513	17
C21-D9_El_Encanto	13/12/2016	18/09/2017	6701	281	9
C30_D28_Sazón_Sindy	13/12/2016	10/05/2018	12315	514	17
C33_D70_Dubis_Mercado	8/03/2017	10/05/2018	10272	429	13
C34_D50_Alvaro_Perez	13/12/2016	11/05/2018	12337	515	17
C35-D40_El_Desierto	13/12/2016	13/06/2017	4367	181	6
C36-D41_Esc_Casanova	13/12/2016	23/11/2017	8286	346	11
C45-D72_Las_Florez	26/04/2017	12/12/2017	5522	230	7
C4_D30_El_Congo	13/12/2016	21/02/2018	10457	436	14
C42_D37_Turbo_Playa	13/12/2016	11/05/2018	12336	515	17
C2-D13_Bajo_El_Oso	13/12/2016	24/03/2018	11184	467	15

2.5.4. Información de suelos y coberturas

2.5.4.1. Unidades cartográficas y perfiles de suelo

El tamaño de las partículas del suelo influye en la habilidad del mismo para transmitir o retener agua. El suelo de la zona vadosa en los primeros horizontes es el primer receptor de los flujos de infiltración, cuya magnitud depende de las características del suelo, las cuales, a su vez, definen la capacidad para drenar dicha infiltración hacia la zona saturada generando la recarga de aguas subterráneas (Vélez et al., 2005). Las principales características físicas del suelo desde el punto de vista hidrológico e hidrogeológico son; su composición granulométrica y su textura, a partir de lo cual se puede aproximar sus propiedades hidráulicas, tales como; permeabilidad, capacidad de campo, punto de marchitez permanente y rendimiento específico. Otras variables de interés para la caracterización hidrológica de los suelos son; la tasa de infiltración, la humedad volumétrica y gravimétrica y las curvas de retención de humedad.

Para este estudio, se han caracterizado los suelos de la zona mediante información documental adquirida de los estudios listados en la Tabla 8 y mediante información primaria; obtenida a partir de ensayos de campo y de laboratorio, entre las que se destacan la ejecución de pruebas de infiltración (campo), ensayos de humedad gravimétrica (laboratorio) y ensayos de granulometría para caracterización textural (laboratorio). A partir de dicha información se aproximan las propiedades hidráulicas de interés del suelo para el modelo de balance de humedad (SWB): capacidad de campo y punto de marchitez permanente. El rendimiento específico es utilizado en el método WTF, por tanto su estimación a partir de las características texturales del suelo se presenta en el Capítulo 3.3. La información primaria es sumamente útil para actualizar, corroborar y completar la información documental, dando mayor fiabilidad a las propiedades hidráulicas estimadas, las cuales son parámetros de los métodos y modelos utilizados en este estudio para el análisis de la recarga.

Tabla 8. Estudios de suelos de carácter regional y local utilizados para la caracterización.

Estudio	Cita	Muestras de suelo en superficie	Muestras de suelo en profundidad (1.14 m en promedio)
Estudio de suelos y zonificación de tierras de Antioquia	IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA (2007a)	42	40
Estudio semidetallado de suelos de las áreas potencialmente agrícolas - Urabá Departamento de Antioquia	IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA (2007b)	33	33
Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca Hidrográfica Río Turbo - Currulao	CORPOURABA (2017b)	36	35
Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca Hidrográfica Río León	CORPOURABA (2017a)	30	27
Levantamiento en campo	Levantamiento en campo (2018)	29	0
Total		170	135

La base cartográfica para la caracterización de los suelos en la zona de estudio, es el Estudio General de Suelos y Zonificación de Tierras del Departamento de Antioquia (IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA, 2007a), en el cual se hace una descripción de las unidades cartográficas de suelo de todo el departamento. Para cada unidad cartográfica se presentan diversos perfiles de suelo levantados en campo en el marco de dicho estudio, dentro de la descripción de dichos perfiles se encuentra la granulometría de los mismos a diferentes profundidades y la clasificación de su textura.

En adición a estos perfiles se incluyen los levantados en los otros tres estudios de referencia mencionados en la Tabla 8, así como las 29 muestras de suelo superficial tomadas en campo en el marco de esta investigación. En la Figura 19 se muestra el mapa de unidades cartográficas de suelos, así como los perfiles disponibles dentro de la zona de estudio y las muestras de suelo tomadas en el marco de esta investigación, logrando una mayor cobertura de las unidades cartográficas.

Las muestras en campo, se tomaron a partir de sondeos con barreno, con profundidad promedio de 0,6 m por debajo de la capa orgánica, y obteniendo un muestreo compuesto de los diversos materiales presentes en dicha vertical.

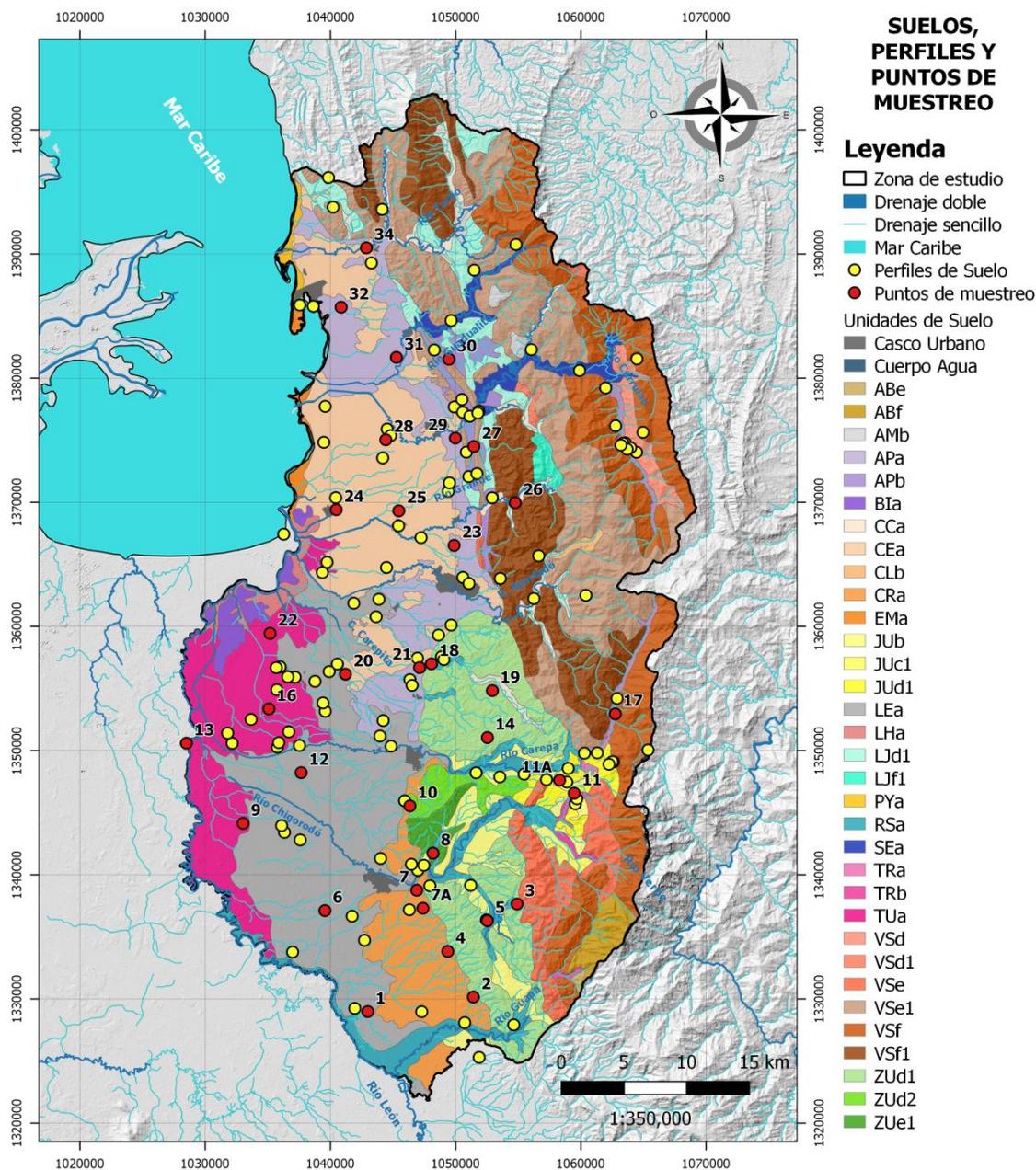


Figura 19. Mapa de unidades cartográficas de suelos, perfiles disponibles y muestras tomadas en campo.

En la zona de estudio se identifican 20 unidades cartográficas generales de suelos, que se subdividen en 33 unidades diferenciadas por fases geomorfológicas (pendiente y erosión). Se obtienen 170 perfiles con caracterización de suelos en superficie y 135 en profundidad (promedio de 1.14 m) directamente en la zona, a partir de los cuales es posible caracterizar directamente 19 de las unidades identificadas, siete (7) de las 33 unidades fueron caracterizadas a partir de perfiles localizados dentro de la zona de estudio y en la misma unidad cartográfica general, aunque con diferencias en la fase geomorfológica, mientras que las siete (7) unidades restantes se caracterizaron indirectamente a partir de perfiles localizados en cercanías a la zona de estudio y en la misma unidad cartográfica general y fase geomorfológica.

La descripción de las unidades cartográficas mostradas en la Figura 19 se presenta en el *Anexo 01: Suelos*, donde se presenta también cuantos y cuales perfiles y muestras de suelos son asociadas a cada unidad cartográfica, en el mismo anexo se describen de manera más detalladas los perfiles disponibles y las propiedades físicas e hidráulicas extraídas de los estudios de referencia y de los ensayos de campo y laboratorio aplicados a las muestras de suelos.

2.5.4.2. Ensayos de campo y laboratorio

En el marco conjunto de esta investigación y el proyecto *Delimitación de las Zonas de Recarga del Sistema Acuífero* (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2018), se realizó una campaña de campo entre febrero y marzo de 2018 para la caracterización textural e hidráulica de los suelos, visitando 32 sitios distribuidos espacialmente en la zona de estudio, donde se realizaron pruebas de infiltración en campo y toma de muestras alteradas de suelos superficiales.

Se realizaron 32 pruebas de infiltración usando el método de anillos concéntricos (Ministerio de Producción y Trabajo de Argentina, n.d.), cuyos resultados fueron interpretados por CORPOURABA & Universidad de Antioquia (2018). Los resultados de la tasa de infiltración en la zona de estudio se muestran en la Tabla 9 y en la Figura 20 para el mes de febrero de 2018 correspondiente a una época seca. Las velocidades de infiltración son clasificadas según la guía para la evaluación de la calidad y salud del suelo (USDA, 1999). Las tasas de infiltración varían entre 1 y 300 mm/hora, con velocidades entre muy lento y rápido, presentando las mayores tasas principalmente hacia la zona centro y sur oriental, mientras que las menores tasas se presentan principalmente hacia la zona norte.

Tabla 9. Detalles de los puntos de muestreo en campo y sus resultados de tasas de infiltración, humedad gravimétrica y granulometría

Código del punto	Coordenadas (*)		Tasa infiltración (mm/h)	Velocidad infiltración	Humedad gravimétrica (%)	Granulometría - Textura (%)		
	Este (m)	Norte (m)				Arena	Limo	Arcilla
1	1042975	1328990	300.0	Rápido	24.2	25	61	14
2	1051404	1330163	45.0	Moderado	12.2	87	6	6
3	1054900	1337651	90.0	Moderadamente Rápido	9.4	94	3	3
4	1049365	1333835	36.0	Moderado	16.2	36	43	21
5	1052520	1336302	240.0	Rápido	7.5	89	5	5
6	1039551	1337119	82.6	Moderadamente Rápido	29.4	3	74	23
7	1046887	1338760	12.0	Moderadamente Lento	18.5	33	49	18
7A	1047382	1337308	7.7	Moderadamente Lento	16.7	23	38	38
8	1048180	1341745	300.0	Rápido	4.7	92	4	4
9	1033020	1344143	46.5	Moderado	79.4	5	52	43
10	1046337	1345552	150.0	Moderadamente Rápido	3.5	94	5	1
11	1059459	1346569	--	--	17.2	20	40	40
11A	1058292	1347624	--	--	18.0	13	75	12
12	1037657	1348230	1.2	Muy Lento	19.9	11	63	26
13	1028493	1350601	73.7	Moderadamente Rápido	21.4	7	62	31
14	1052528	1351055	30.0	Moderado	5.9	90	7	2
16	1035079	1353364	120.0	Moderadamente Rápido	40.3	19	53	28
17	1062735	1352959	7.5	Moderadamente Lento	10.1	41	39	20
18	1048057	1356993	7.5	Moderadamente Lento	12.4	20	60	20
19	1052926	1354837	15.0	Moderadamente Lento	14.1	--	--	--

Código del punto	Coordenadas (*)		Tasa infiltración (mm/h)	Velocidad infiltración	Humedad gravimétrica (%)	Granulometría - Textura (%)		
	Este (m)	Norte (m)				Arena	Limo	Arcilla
20	1041195	1356159	1.5	Lento	22.5	20	53	27
21	1047114	1356690	19.7	Moderado	27.5	27	56	17
22	1035169	1359444	10.1	Moderadamente Lento	41.1	2	39	59
23	1049867	1366530	62.1	Moderadamente Rápido	24.0	19	61	20
24	1040454	1369405	2.5	Lento	25.2	9	63	28
25	1045453	1369311	31.3	Moderado	39.1	15	57	28
26	1054748	1369967	15.0	Moderadamente Lento	10.1	53	32	14
27	1051443	1374501	120.0	Moderadamente Rápido	16.0	--	--	--
28	1044413	1375035	1.9	Lento	22.5	11	66	23
29	1049971	1375175	15.0	Moderadamente Lento	13.9	23	61	16
30	1049456	1381515	60.0	Moderadamente Rápido	9.0	95	3	1
31	1045261	1381670	7.5	Moderadamente Lento	14.4	--	--	--
32	1040847	1385709	8.5	Moderadamente Lento	16.7	31	50	19
34	1042860	1390492	6.0	Moderadamente Lento	21.8	8	66	26

*: Sistema de coordenadas planas Magna Colombia Oeste.

Se realizaron 32 ensayos de humedad gravimétrica y 29 ensayos de granulometría, con énfasis en la caracterización textural, por tanto se combinaron los métodos de granulometría por tamizado en mallas y granulometría por hidrómetro, de acuerdo con las Normas ASTM D422 (ASTM, 2007) e I.N.V.E-124-107 (INVIAS, 2007). Los ensayos se realizaron en el Laboratorio de Suelos, Concretos y Pavimentos de la Universidad de Antioquia.

En la Figura 23 y en la Tabla 9 se muestran los resultados de la humedad gravimétrica, donde se observa que está varía entre 3 y 79%, con un promedio para la zona de 20%. Se observa que la mayoría de puntos presentan humedades por debajo del 22%, lo cual es consistente con la época hidrológica en la que se realizó el muestreo (época seca). Adicionalmente, la distribución espacial de la humedad gravimétrica muestra una tendencia inversa a la de las tasas de infiltración, mostrando en general que, los suelos más finos presentan una tendencia a mayor capacidad de retención de humedad (época seca) y menor tasa de infiltración.

En la Figura 21 y en la Figura 22 se muestran algunos resultados de los ensayos de granulometría, sintetizados en algunas curvas granulométricas típicas de las muestras de suelo, en el *Anexo 02: Información disponible* se presentan las curvas de todas las muestras de suelo colectadas. Adicionalmente en la Figura 24 se muestra la distribución espacial de dicha granulometría, donde se observa que hacia la zona centro y sur oriental se presentan granulometrías con mayor porcentaje de materiales gruesos (gravas y arenas), mientras que hacia la zona norte y occidente, se presentan granulometrías con mayor predominio de materiales finos (limos y arcillas). Como se verá en los capítulos posteriores, los resultados de granulometría, tasas de infiltración, humedad gravimétrica y otras propiedades del suelo muestran una distribución espacial altamente consistente. Finalmente, a partir de las curvas granulométricas y de acuerdo con la clasificación del tamaño de partículas de los suelos definido por Departamento de Agricultura de los Estados Unidos USDA. Se extrae el porcentaje de arenas, arcillas y limos de cada muestra, dicha información es consignada en la Tabla 9 y es necesaria para la clasificación textural de los suelos según la USDA (NRCS-USDA, 2018b).

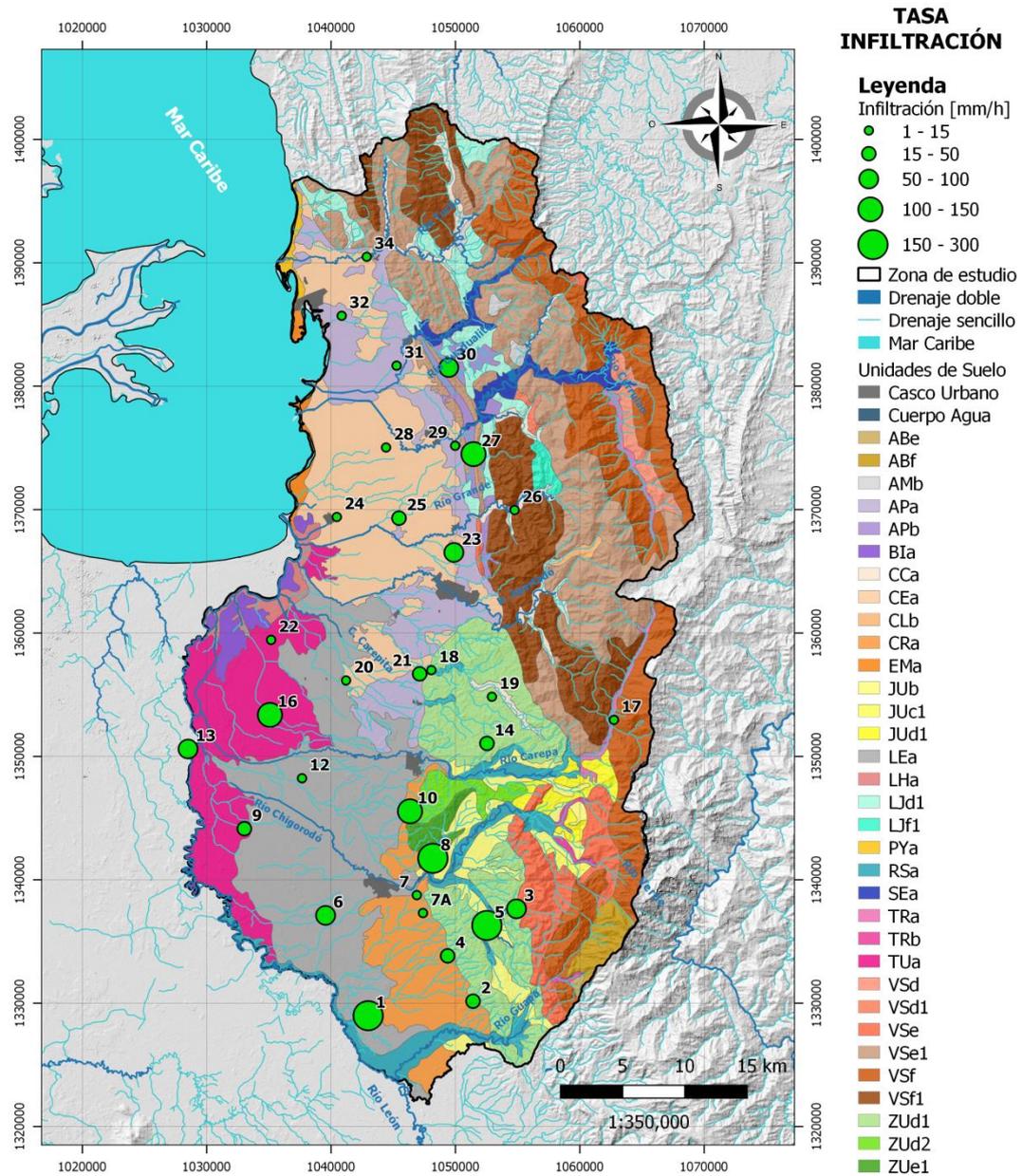


Figura 20. Distribución espacial de la tasa de infiltración (mm/h) para una época seca: febrero 2018.

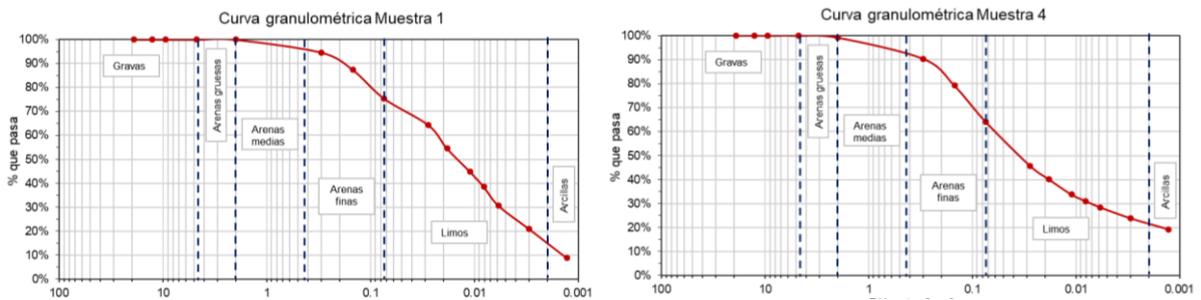


Figura 21. Algunas curvas granulométricas para definición textural de los suelos. Muestra 1 franco limoso (FL) y Muestra 4 franco (F).

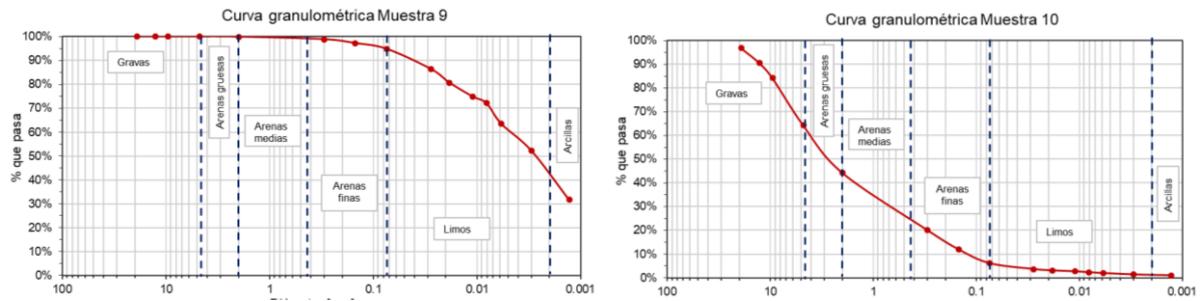


Figura 22. Algunas curvas granulométricas para definición textural de los suelos. Muestra 9 arcillo limoso (AL) y Muestra 10 arenoso (A).

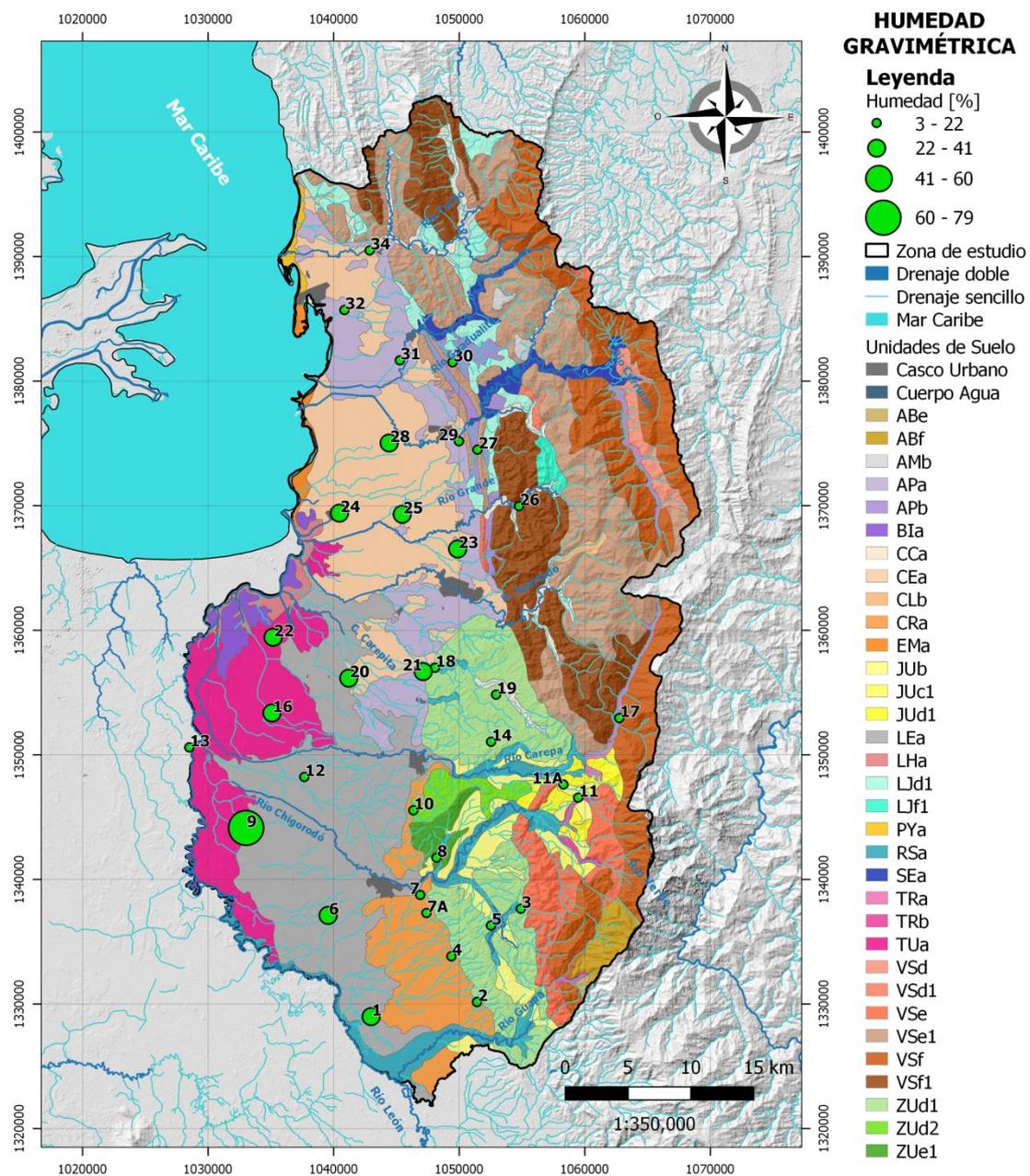


Figura 23. Distribución espacial de la humedad gravimétrica (%) en las muestras de suelo para una época seca: febrero 2018.

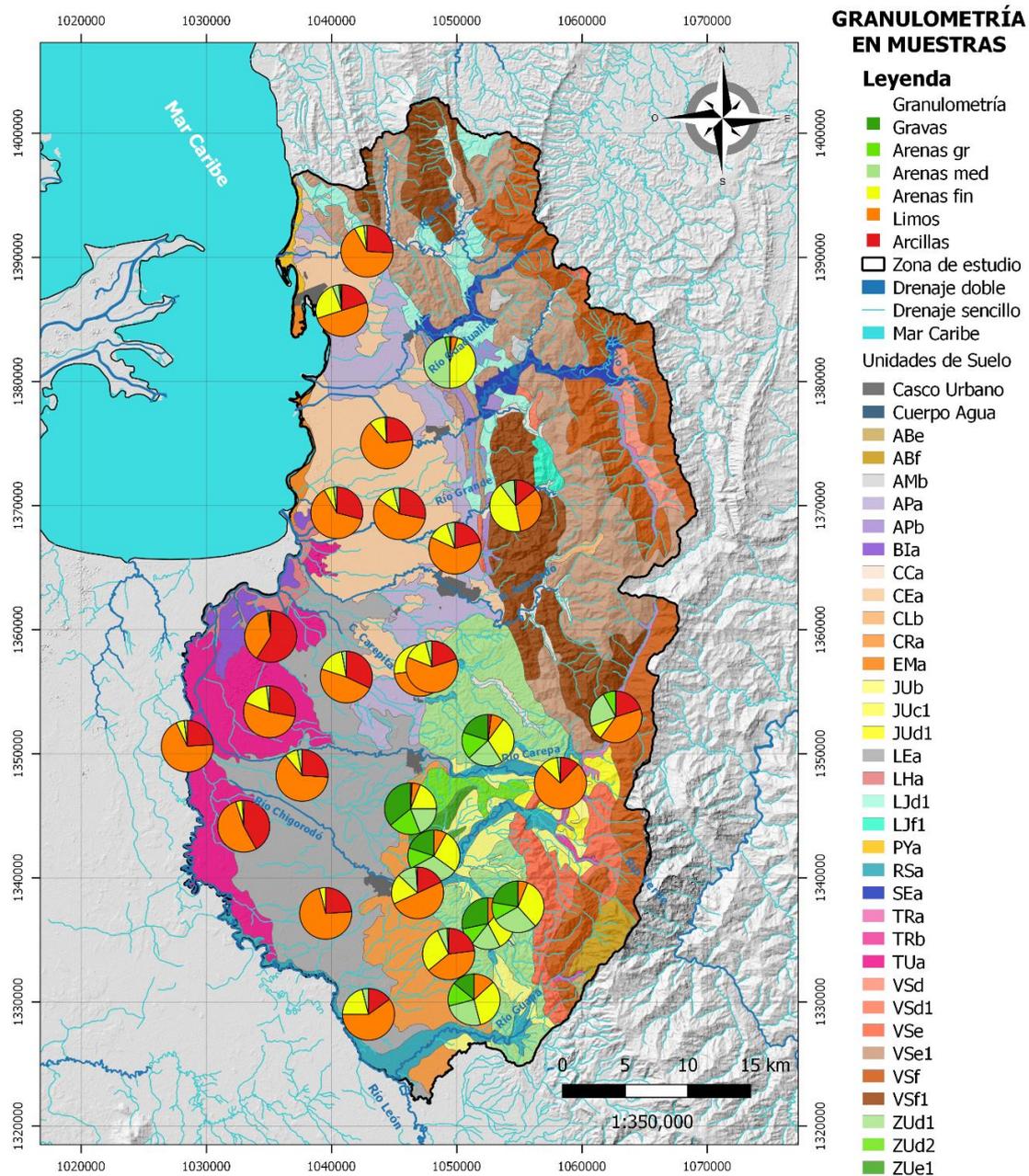


Figura 24. Distribución espacial de los análisis granulométricos realizados (gr: gruesas, med: medias, fin: finas).

2.5.4.4. Caracterización de las coberturas terrestres

Las coberturas terrestres y/o los usos del suelo, son propiedades de la superficie terrestre que influyen directamente en el proceso de recarga de las aguas subterráneas, así como en otros elementos del balance hídrico como la escorrentía superficial directa y la evapotranspiración. Dentro de los modelos, como el caso de los modelos de balance de humedad en el suelo, las coberturas terrestres junto con los suelos permiten definir parámetros como: la profundidad de la zona de raíces, donde ocurre la evapotranspiración, la capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo y los coeficientes de escorrentía (Scanlon et al., 2002; Westenbroek et al., 2010; Xie et al., 2017; Betancur et al., 2018).

Para esta investigación, se han utilizado tres fuentes principales de información documental relacionada con las coberturas terrestres en el Eje Bananero del Urabá antioqueño, las cuales se detallan en la Tabla 10.

Tabla 10. Estudios con caracterización de las coberturas terrestres de carácter regional y local, utilizados en esta investigación.

Estudio	Cita	Área cubierta (km ²)	Área de la zona de estudio (%)
Mapa Nacional de Coberturas de la Tierra de Colombia	IDEAM (2010)	26.22	1.2%
Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca Hidrográfica Río Turbo - Currulao	CORPOURABA, (2017b)	662.86	30.3%
Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca Hidrográfica Río León	CORPOURABA, (2017a)	1498.92	68.5%
Total		2188	100%

A partir de los estudios mencionados, se obtiene la distribución espacial de las coberturas terrestres en la zona de estudio, la cual se muestra en la Figura 25 y se describe en la Tabla 11, dichas categorías son definidas según la metodología Corine Land Cover adaptada para Colombia, a nivel de detalle 3 (IDEAM, 2010). Se observa un predominio notorio de áreas cultivadas especialmente con cultivos permanentes herbáceos, asociados a cultivos de banano y plátano, siendo los productos agrícolas de mayor importancia en la zona, dichos cultivos se presentan principalmente en la parte media y baja de las cuencas de los tributarios del río León. Otros usos como el pecuario también son importantes, representado en amplias áreas de pastos limpios que se distribuyen entre la zona norte y sur del área de estudio, finalmente, las coberturas naturales tipo bosques y vegetación secundaria también muestran áreas importantes (después de cultivos herbáceos y pastos limpios) que se presentan principalmente en las partes altas de las cuencas de los tributarios del río León, hacia el oriente en cercanías de la Serranía de Abibe y algunas porciones más pequeñas hacia el occidente en cercanías al cauce del río León.

Tabla 11. Coberturas terrestres presentes en la zona de estudio.

Código Nivel 3	Descripción	Área (km ²)	Porcentaje (%)
311	Bosque denso	0.350	0.02%
111	Tejido urbano continuo	14.716	0.75%
112	Tejido urbano discontinuo	3.623	0.18%
113	Tejido urbano discontinuo	0.015	0.00%
121	Zonas industriales o comerciales	0.215	0.01%
122	Red vial, ferroviaria y terrenos asociados	2.741	0.14%
123	Zonas portuarias	0.299	0.02%
124	Aeropuertos	0.713	0.04%
131	Zonas de extracción minera	0.375	0.02%
132	Escombreras y botaderos	0.132	0.01%
141	Zonas verdes urbanas	1.192	0.06%
142	Instalaciones recreativas	0.291	0.01%
150	Construcciones rurales	1.195	0.06%
211	Otros cultivos transitorios	0.089	0.00%
221	Cultivos permanentes herbáceos	473.180	24.09%
222	Cultivos permanentes arbustivos	0.070	0.00%
223	Cultivos permanentes arbóreos	4.844	0.25%
231	Pastos limpios	433.410	22.07%
232	Pastos arbolados	108.505	5.52%
233	Pastos enmalezados	151.141	7.69%
241	Mosaico de cultivos	0.209	0.01%
242	Mosaico de pastos y cultivos	38.201	1.94%
243	Mosaico de cultivos, pastos y espacios naturales	23.686	1.21%
244	Mosaico de pastos con espacios naturales	97.972	4.99%
245	Mosaico de cultivos con espacios naturales	3.098	0.16%
311	Bosque denso	0.350	0.02%
312	Bosque abierto	87.120	4.44%
313	Bosque fragmentado	157.514	8.02%
314	Bosque de galería y ripario	49.807	2.54%
315	Plantación forestal	18.598	0.95%
321	Herbazal	1.615	0.08%
323	Vegetación secundaria o transición	259.076	13.19%
331	Zonas arenosas naturales	0.374	0.02%
333	Tierras desnudas y degradadas	0.122	0.01%
334	Zonas quemadas	0.027	0.00%

Código Nivel 3	Descripción	Área (km ²)	Porcentaje (%)
411	Zonas pantanosas	0.760	0.04%
413	Vegetación acuática sobre cuerpos de agua	0.149	0.01%
421	Pantanos costeros	4.922	0.25%
511	ríos	21.808	1.11%
512	lagunas, lago y ciénagas naturales	0.022	0.00%
513	canales	0.664	0.03%
521	lagunas costeras	0.074	0.00%
522	mares y océanos	0.331	0.02%
523	estanques para acuicultura marina	0.564	0.03%

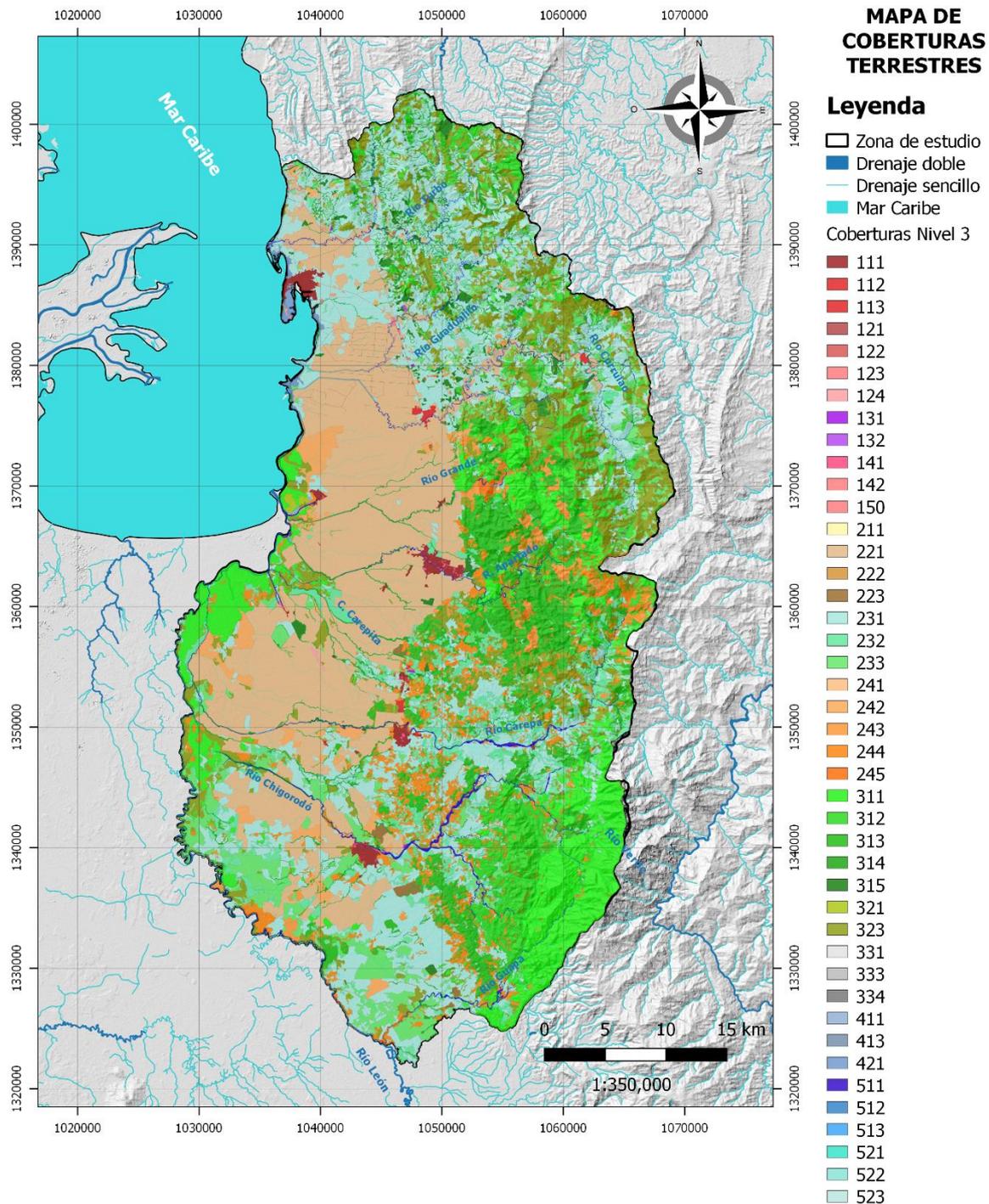


Figura 25. Distribución espacial de las coberturas terrestres a Nivel 3 en la zona de estudio.

2.6. TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS

2.6.1. Topografía, cuencas y direcciones de flujo

A partir del tratamiento de los datos geomorfológicos, definidos por el modelo digital de elevaciones (MDT) y la red de drenaje detallada para la zona de estudio, se obtiene la topografía corregida, las direcciones de flujo superficial y el trazado de cuencas hidrográficas de interés. El procedimiento es el correspondiente al descrito por O'Callaghan & Mark (1984) y Universidad Nacional de Colombia (2011), el cual se encuentra programado en el software MapWindow en la herramienta Watershed Delineation. Este procedimiento elimina zonas planas y sumideros y permite obtener las direcciones de flujo en tres notaciones numéricas disponibles, los cuales difiere según la plataforma SIG que se utilice, tal como se muestra en la Figura 26. Para esta investigación se utiliza el formato D8 de ARCGIS, el cual es estrictamente necesario para poder configurar y correr el modelo de balance de humedad en el suelo SWB. Posteriormente, a partir del mapa de direcciones de flujo D8 y el MDT corregido, se trazan las cuencas de interés usando un proceso de agregación similar al descrito por O'Callaghan & Mark (1984) y que se encuentra programado en HidroSIG 4.0 (Amaya et al., 2009; Universidad Nacional de Colombia, 2011).

Para el procedimiento descrito, se remuestrea el MDT de 12,5 m a tamaño de pixel de 30 m (upscaling), para reducir el tamaño computacional del raster, dado que, al estar realizándose un análisis de escala regional en un área de gran extensión, el tamaño de 30 m brinda un nivel de detalle espacial alto, y en adición, el proceso de upscaling permite optimizar los tiempos de computo; es de recordar que los datos geomorfológicos procesados (topografía, cuencas y direcciones de flujo) son utilizados en los subprocesos de Caracterización hidroclimatológica y Modelo de Balance de Humedad en el Suelo, según la metodología específica que fue planteada en la Figura 15. Finalmente en la Figura 27 se muestran las direcciones de flujo superficial D8 para la zona de estudio, en la Figura 28 se muestra el trazado de las cuencas hidrográficas de interés y en la Tabla 12 se describen las generalidades de dichas cuencas, mencionando cuales cuentan y cuales no con instrumentación hidrológica (estaciones de caudal).

ARCGIS/HYDROSHEEDS	HIDROSIG	MAPWINDOW
32	7	4
64	8	3
128	9	2
16	4	5
1	6	1
8	1	6
4	2	7
2	3	8

Figura 26. Convenciones de direcciones de flujo superficial para distintos formatos SIG. (tomado de Universidad Nacional de Colombia (2011)).

Tabla 12. Cuencas hidrográficas de interés con puntos de descarga (desembocadura) en la zona de estudio.

Nombre cuenca / corriente	Coordenadas descarga (*)		Área drenaje (km ²)	Instrumentación
	Este (m)	Norte (m)		
Río Grande	1037280	1367328	144.4	Sí, estación 38: Riogrande (cuenca media)
Río Apartadó	1037291	1365799	141.7	Sí, estación 30: Apartadó (cuenca media)
Canal Zungo	1035654	1362786	172.5	Sí, estación 37: Pte Carretera (cuenca alta) y 40: La Victoria (cuenca media)
Caño Carepita	1032341	1363070	64.5	No
Río Carepa	1030734	1360634	211.1	Sí, estación 32: Carepa (cuenca media)
Río Chigorodó	1029576	1351140	411.3	Sí, estación 33: La Cerrazón (cuenca alta) y 34: Chigorodó (cuenca media)

Nombre cuenca / corriente	Coordenadas descarga (*)		Área drenaje (km ²)	Instrumentación
	Este (m)	Norte (m)		
Río Turbo	1035711	1390124	161	Sí, estación 36: El Dos (cuenca baja)
Río Guadualito	1038513	1380019	120.7	Sí, estación 39: El Tres (cuenca media)
Río Currulao	1037449	1377822	251.8	Sí, estación 35: Currulao (cuenca media)
Río León	1036643	1368880	2167.8	Sí, estación 41: Villarteaga (cuenca alta) y 31: Barranquillita (cuenca baja)
Quebrada Polines	1040442	1331121	38.2	No
Quebrada El Venado	1040348	1331360	43	No
Río Guapa	1044912	1323896	79.8	No

*: Sistema de coordenadas planas Magna Colombia Oeste.

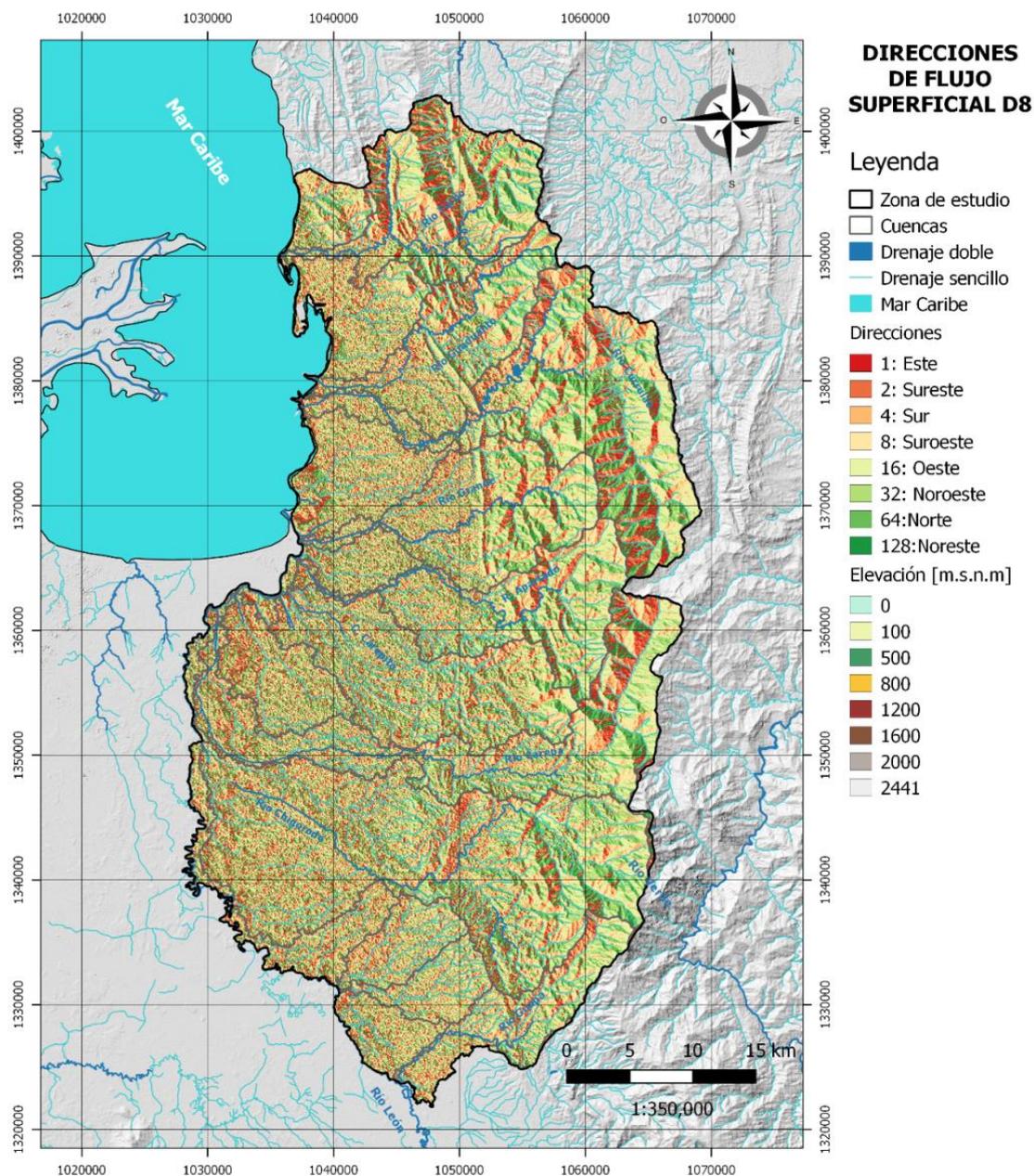


Figura 27. Direcciones de flujo superficial D8 – Formato ARCGIS limitadas para la zona estudio.

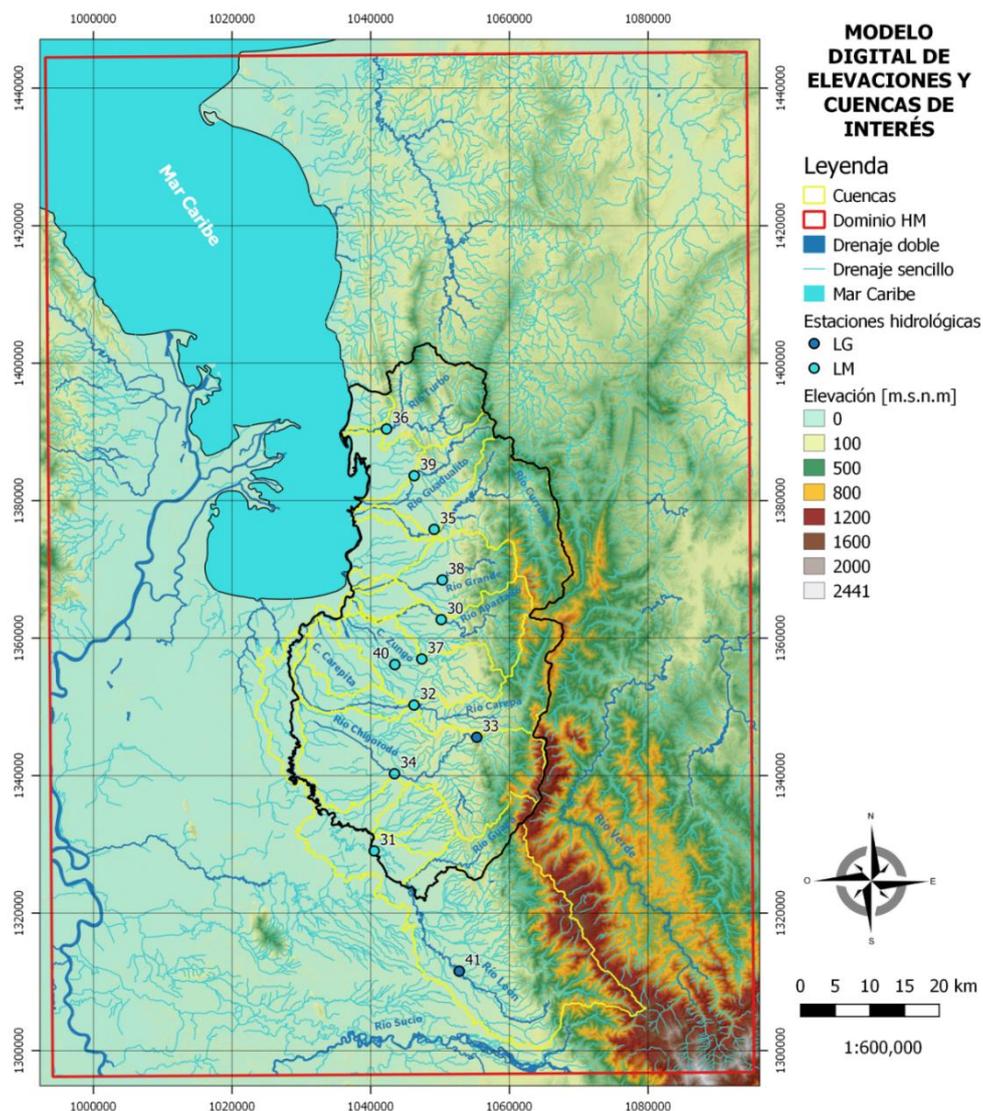


Figura 28. Modelo Digital de Elevaciones (MDT) y cuencas hidrográficas de interés.

2.6.1. Datos hidrometeorológicos

Los datos hidrometeorológicos son procesados en la escala diaria y agregados a escalas temporales superiores como la mensual, para finalmente obtener los ciclos promedio multianuales de las principales variables hidroclimatológicas de la zona de estudio. De la Tabla 13 a la Tabla 16 se detalla la cantidad de datos faltantes de las series de precipitación, temperatura máxima, temperatura mínima, evaporación de tanque evaporímetro y caudales medios en el dominio hidroclimatológico, de la Figura 29 a la Figura 31 se muestra también dicha información de manera gráfica.

Se observa que, en cuanto a la precipitación, el mayor porcentaje de datos faltantes es del 73% en una sola estación, la mayoría de estaciones presentan datos faltantes menores al 30%, solo en seis (6) se presentan faltantes entre el 30 y el 40%, por lo que se puede concluir que en la mayoría de estaciones con registros de precipitación el porcentaje de datos faltantes es bajo en el periodo de registro de cada estación. En cuanto a la temperatura media, máxima y mínima, se observa que el porcentaje de datos faltantes es alto, siendo mayor al 30% en la mayoría de estaciones; en relación a la evaporación de tanque se observa que tres de las seis (6) estaciones presenta porcentaje de datos faltantes superior al 30% mientras que, en relación a los caudales, la mayoría de estaciones muestra porcentaje de datos faltantes menor al 30%, solo la estación La Cerrazón supera dicho umbral con un porcentaje de 51%.

Tabla 13. Porcentaje de datos faltantes en las series de precipitación disponibles en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).

ID	Código	Nombre	Periodo de registro	Faltantes
1	12010030	BARRANQUILLITA	1974 - sept 2018	4.8%
2	12030020	CARMELO EL	1972 -jun 2018	9.4%
3	12010070	CASCO EL	1977 - dic 2018	3.6%
4	12010180	CHOROMANDO HDA	1984 - 1996	7.1%
5	13020020	CIELO EL	1973 - 2002	28.0%
6	13020010	DESPENSA LA	1990 - 1995	16.5%
7	12010100	EUPOL	1977 - nov 2018	10.7%
8	12010060	LORENA LA	1977 - nov 2018	5.8%
9	12010170	NUEVO ORIENTE	1991 - sept 2018	32.8%
10	12010020	PALMERA LA	1972 - abr 1991	5.7%
11	12010110	PRADO MAR	1977 - sept 2018	3.5%
12	12020010	PUEBLO BELLO	1972 - dic 2018	1.7%
13	13040010	QUIMARI	1973 - mar 2003	19.3%
14	12010140	RIOGRANDE	1972 - 1976	33.2%
15	11120040	RIOSUCIO	1975 - dic 2018	12.0%
16	13020040	SAIZA	1990 - 2000	23.2%
17	12010160	SAN JOSE APARTADO	1984 - 1997	11.6%
18	12010080	STA ISABEL	1977 - 1994	12.0%
19	12010120	STA MARTHA	1977 - dic 2018	3.3%
20	11150020	TANELA	1974 - 2016	5.8%
21	11150010	TITUMATE	1974 - abr 2017	4.5%
22	12010010	TORMENTO EL	1972 - nov 2018	2.3%
23	12010050	TOSCANA LA	1977 - sept 2018	12.4%
24	12010090	TRIGANA	1977 - sept 2018	4.6%
25	13010020	TUCURA	1961 - 1995	73.4%
26	12010040	TULENAPA	1974 - 2000	11.1%
27	11130010	UNGUIA	1974 - oct 2018	4.1%
28	13030030	URRA 1	1984 - 1995	21.8%
29	12010150	VILLA ARTEAGA	1972 - jul 2018	36.6%
42	12025010	APTO GONZALO	1931 - 1984	12.7%
43	12015070	APTO LOS CEDROS	1983 - dic 2018	3.0%
44	11145010	BAJIRA	1985 - 1996	36.0%
45	13015030	CAMPO BELLO	1996 - 2004	19.9%
46	12025020	CARIBIA	1972 - 1982	39.6%
47	12015080	CERRAZON LA	1986 - 1992	15.9%
49	12015030	IDEMA-MONTECRISTO	1972 - 1981	27.0%
50	12025030	MELLITO EL	1983 - abr 2018	13.9%
52	13035010	PTO NUEVO	1965 - 1991	36.0%
54	11135010	SAUTATA	1972 - 2005	20.0%
58	12015020	UNIBAN	1977 - dic 2018	4.6%

Tabla 14. Porcentaje de datos faltantes en las series temperatura disponibles en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).

ID	Código	Nombre	Periodo de registro	Faltantes temperatura media	Faltantes temperatura máxima	Faltantes temperatura mínima
42	12025010	APTO GONZALO	1931 - 1984	39.4%	42.4%	49.1%
43	12015070	APTO LOS CEDROS	1983 - dic 2018	10.3%	9.5%	9.7%
44	11145010	BAJIRA	1985 - 1996	49.3%	57.7%	57.6%
45	13015030	CAMPO BELLO	1996 - 2004	29.8%	57.3%	79.9%
47	12015080	CERRAZON LA	1986 - 1992	36.7%	--	--
48	13025030	DESPENSA LA	1966 - 1995	69.3%	--	--
50	12025030	MELLITO EL	1983 - abr 2018	25.7%	38.8%	31.1%
52	13035010	PTO NUEVO	1965 - 1991	57.3%	50.3%	
53	12015050	RIOGRANDE	1972 - 1992	33.2%	20.9%	17.1%
54	11135010	SAUTATA	1972 - 2005	38.2%	46.3%	57.7%
55	13015020	TUCURA	1961 - 1995	19.2%	--	--
57	12025040	TURBO	1984 - 2011	27.9%	32.8%	36.7%
58	12015020	UNIBAN	1977 - dic 2018	13.4%	15.7%	21.8%
59	12015010	VILLARTEAGA	1972 - oct 2017	48.0%	68.4%	63.2%

Tabla 15. Porcentaje de datos faltantes en las series de caudales medios en los ríos principales de la zona de estudio.

ID	Código	Nombre	Corriente	Periodo de registro	Faltantes
30	12017060	APARTADO	Río Apartadó	1984 - 2012	5.5%
31	12017020	BARRANQUILLITA	Río León	1977 - 2015	6.6%
32	12017080	CAREPA	Río Carepa	1977 - 2011	10.4%
33	12017070	CERRAZON LA	Río Chigorodó	1987 - 2014	51.0%
34	12017010	CHIGORODO	Río Chigorodó	1976 - 2012	11.7%
35	12027040	CURRULAO	Río Currulao	1979 - 2010	28.0%
36	12027060	DOS EL	Río Turbo	1987 - 2011	10.1%
37	12017050	PTE CARRETERA	Canal Zungo	1977 - 2011	12.6%
38	12017040	RIOGRANDE	Río Grande	1978 - 2015	10.4%
39	12027030	TRES EL	Río Guadualito	1979 - 2011	14.0%
40	12017030	VICTORIA LA	Canal Zungo	1977 - 1996	20.3%
41	12017100	VILLARTEAGA	Río León	1990 - 2015	14.0%

Tabla 16. Porcentaje de datos faltantes en las series de evaporación de tanque, disponibles en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).

ID	Código	Nombre	Periodo de registro	Faltantes
50	12025030	MELLITO EL	1983 - abr 2018	33.3%
52	13035010	PTO NUEVO	1965 - 1991	52.1%
53	12015050	RIOGRANDE	1972 - 1992	19.2%
56	12015060	TULENAPA	1974 - 2000	23.5%
58	12015020	UNIBAN	1977 - dic 2018	22.6%
59	12015010	VILLARTEAGA	1972 - oct 2017	65.4%

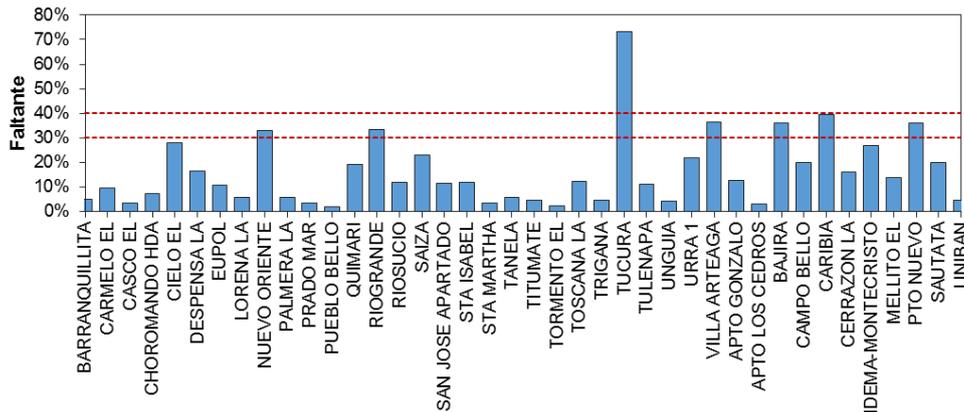


Figura 29. Porcentaje de datos faltantes en las series de precipitación disponibles en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).

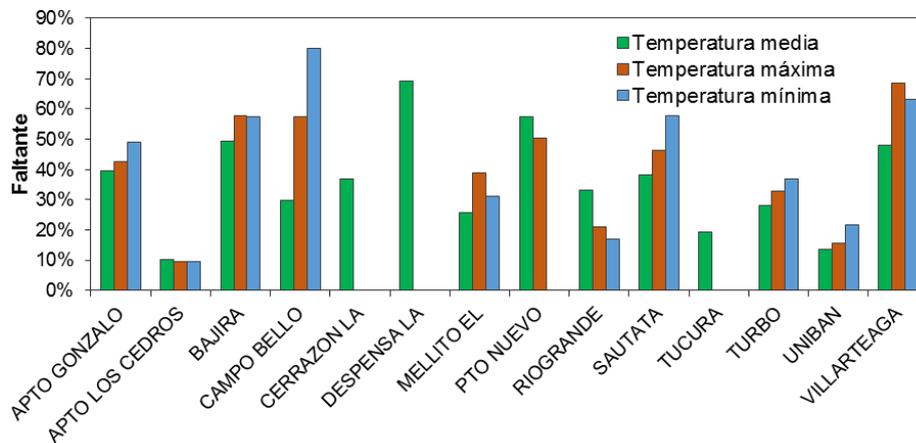


Figura 30. Porcentaje de datos faltantes en las series de temperatura disponibles en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).

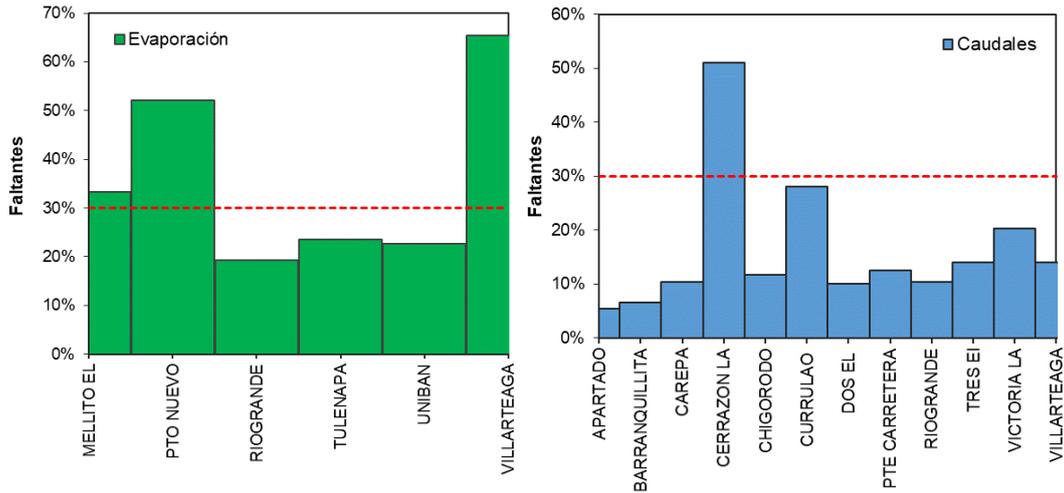


Figura 31. Porcentaje de datos faltantes en las series de evaporación de tanque (derecha) y de caudales medios (izquierda) en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).

Para fines de la caracterización hidroclimatológica, se pueden admitir series con un porcentaje alto de datos faltantes, dado que dicha caracterización se da en la escala promedio multianual, siempre que la cantidad de datos disponibles permita construir un ciclo promedio multianual; sin embargo, para los fines del balance de humedad en el suelo (SWB) y el análisis de oscilaciones del nivel freático usando el método WTF, las series no deben tener ningún dato faltante en la escala diaria, por lo cual, para las series de precipitación y de temperatura máxima y mínima, se reconstruyen aquellos datos faltantes en la escala diaria para el periodo específico de análisis enero – 2014 a diciembre – 2018 (que incluye años hidrológicos tipo), dicho periodo es el utilizado para el modelo de balance de humedad en el suelo (ver sección 3.2.4) y adicionalmente contiene el periodo de análisis de oscilaciones del nivel freático (diciembre – 2016 a mayo – 2018).

El método de reconstrucción que se ha aplicado es el método de Razones Promedio (UNESCO & ROSTLAC, 1982), el cual parte de los registros de las estaciones vecinas, usando la media anual de la variable como estándar de comparación, con este método se estima los datos faltantes en el registro de una estación, a partir de la ecuación (11), donde V_x es el dato faltante, N_x es el promedio de la variable anual en la estación dada, V_m es el registro existente en la fecha faltante de cada una de las estaciones vecinas, N_m la media correspondiente a cada estación vecina y M es el número de estaciones que se utilizan para realizar la reconstrucción.

$$V_x = \frac{N_x}{M} \left(\frac{V_1}{N_1} + \frac{V_2}{N_2} + \dots + \frac{V_m}{N_m} \right) \quad (11)$$

La reconstrucción de los datos faltantes se realizó para las series de precipitación y temperatura máxima y mínima que fue posible actualizar hasta 2018, y que se encontraban más cercanas a la zona de estudio, para el periodo específico ya mencionado: enero -2014 a diciembre -2018. En la Tabla 17 se resume la cantidad de datos faltantes por cada estación y variable en el periodo de interés, así como el promedio multianual en dicho periodo antes y después de la reconstrucción.

Se observa que para el periodo específico, las series de precipitación en general, muestran un porcentaje bajo de faltantes, mientras que dos (2) de las cuatro series de temperatura máxima y mínima presentan un alto porcentaje de faltantes, aunque dichas estaciones son las más distantes de la zona de estudio. Finalmente, la Tabla 17 muestra que los cambios en la media anual de la precipitación, temperatura máxima y mínima producto del proceso de reconstrucción son en general bajos, lo cual es un buen indicativo de que el proceso no ha alterado el comportamiento temporal de las series.

Algunas excepciones de cambios importantes en la media anual (>5% en la precipitación y >2% en la temperatura), se presentan en las estaciones El Carmelo, El Melito y Viallarteaga; donde justamente se presentan altos porcentajes de datos faltantes, lo cual explica los cambios elevados, dado que la cantidad de datos reconstruida es mayor, agregando mayor variabilidad a la media, en especial en la precipitación, cuyo comportamiento en la escala diaria es altamente variable y cuya métrica de agregación para la escala anual es la suma.

Tabla 17. Resumen del porcentaje de datos faltantes y reconstrucción para el periodo específico de análisis (ene-2014 a dic-2018) en las series de las variables precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima.

ID	Código	Nombre	Variable	Promedio multianual completo	Promedio anual antes de reconstrucción	Faltantes en periodo específico	Promedio anual antes de reconstrucción	Cambio de la producto de la reconstrucción
1	12010030	BARRANQUILLITA	Precipitación	3616	3337	5.1%	3401	1.9%
2	12030020	CARMELO EL	Precipitación	1411	1132	10.1%	1201	6.0%
3	12010070	CASCO EL	Precipitación	2580	2459	0.1%	2457	-0.1%
7	12010100	EUPOL	Precipitación	2698	2675	10.5%	2717	1.6%
8	12010060	LORENA LA	Precipitación	2587	2716	8.3%	2770	2.0%
9	12010170	NUEVO ORIENTE	Precipitación	3833	3038	5.9%	3121	2.8%
11	12010110	PRADO MAR	Precipitación	2264	2001	5.5%	2046	2.2%
12	12020010	PUEBLO BELLO	Precipitación	1534	1443	0.1%	1443	0.0%
15	11120040	RÍOSUCIO	Precipitación	2517	1905	2.0%	1921	0.9%
19	12010120	STA MARTHA	Precipitación	2701	2551	0.2%	2560	0.4%
22	12010010	TORMENTO EL	Precipitación	4081	3955	1.9%	3958	0.1%
23	12010050	TOSCANA LA	Precipitación	2786	2340	6.9%	2414	3.2%
24	12010090	TRIGANA	Precipitación	3034	2696	5.4%	2757	2.2%
27	11130010	UNGUIA	Precipitación	2189	2146	3.5%	2165	0.9%
29	12010150	VILLA ARTEAGA	Precipitación	5245	5721	7.8%	5790	1.2%
			Temperatura máxima	30.2	29.1	56.4%	30.0	2.8%
			Temperatura mínima	22.3	22.8	23.1%	22.7	-0.2%
43	12015070	APTO LOS CEDROS	Precipitación	3292	3238	1.8%	3235	-0.1%
			Temperatura máxima	31.4	32.0	0.5%	32.0	-0.01%
			Temperatura mínima	23.5	24.2	1.2%	24.1	-0.02%
50	12025030	MELLITO EL	Precipitación	1946	1850	19.0%	2027	9.5%
			Temperatura máxima	31.2	31.6	53.1%	31.5	-0.2%
			Temperatura mínima	23.7	24.2	27.4%	24.1	-0.3%
58	12015020	UNIBAN	Precipitación	2716	2606	1.0%	2619	0.5%
			Temperatura máxima	31.3	32.0	7.2%	32.0	-0.1%
			Temperatura mínima	23.3	23.2	4.8%	23.2	0.1%

2.6.2. Datos de niveles piezométricos

2.6.2.1. Datos crudos

De la Figura 32 a la Figura 36, se presentan algunos ejemplos de las series de profundidad del nivel freático a escala horaria en los puntos de monitoreo en la zona de estudio, las series completas para los 14 puntos de monitoreo se presentan en el *Anexo 02: Información disponible*. En todos los puntos se presentan comportamientos oscilatorios del nivel freático a distintas frecuencias, la mayoría de oscilaciones tienen un carácter cíclico, que en análisis posteriores serán correlacionadas con la ocurrencia de la precipitación; sin embargo, existen otros cambios abruptos en la profundidad de nivel freático, y en ciertos puntos dichos cambios son de gran magnitud (p.ej. C14_D14_Nicuro, C34_D50_Alvaro_Perez, C45_D72_Las_Florez y C2_D13_Bajo_El_Oso), los cuales en su mayoría pueden ser asociados a los bombeos locales y problemas de medición en los dispositivos Diver. En la sección 2.6.2.2 se realiza un procedimiento para sustraer dichos datos que pueden considerarse anómalos (outlier). Es importante anotar que, profundidades negativas indican ascensos de nivel por encima de nivel de referencia (boca de pozo).

En la Tabla 18 se muestra el resumen estadístico del conjunto de datos de nivel freático en la escala horaria para todos los puntos de monitoreo, donde se destaca que las profundidades promedio entre puntos varían entre 0.376m (punto C34_D50_Alvaro_Perez) y 4.940 m (punto C21_D9_El_Encanto). La mayoría de puntos presentan una profundidad promedio del nivel freático menor a 2.0 m, lo que corrobora que los aljibes se encuentran captando aguas del nivel somero del acuífero multicapa del Golfo de Urabá.

Las variaciones horarias son de magnitud importante, lo que se refleja en desviaciones estándar altas y en coeficientes de variación cercanos al 100%, e incluso mayores en algunos puntos (punto C33_D70_Dubis_Mercado). Gran parte de dichas variaciones pueden estar influenciadas por los datos anómalos (bombeos y problemas de registro), mientras que otra parte es generada por la oscilación natural del nivel freático en función del balance de entradas (recargas) y salidas (descargas) del nivel somero del acuífero multicapa del Golfo de Urabá y la influencia de otros fenómenos y variables ambientales (presión atmosférica, evaporación, aire atrapado, etc.). Otras métricas estadísticas como el coeficiente de asimetría y la diferencia entre la media y la mediana, dan cuenta de que los datos colectados se alejan de una distribución normal, en la mayoría de los puntos la diferencia entre la media y la mediana es mayor al 10% y el coeficiente de asimetría tiende a valores mayores de cero, es decir, muestra asimetría hacia la derecha, posiblemente por la influencia de los datos de nivel freático asociados a bombeos.

Tabla 18. Estadísticos del conjunto de datos de nivel freático en escala horaria (escala original de colección) en los puntos de monitoreo en la zona de estudio.

ID Punto de Monitoreo	Profundidad del nivel freático [m]								
	Media	Mediana	Desviación Estándar	Error estadístico medio	Mínimo	Máximo	Media - Mediana %	Coefficiente de variación	Coefficiente de asimetría
C6-D5_Mosquerita	0.672	0.889	0.627	0.006	-0.112	4.350	-24.4%	93.3%	0.98
C11_D16_Cesar_Hurtado	1.318	1.619	1.236	0.011	-0.032	5.433	-18.6%	93.8%	0.52
C14-D14_Nicuro	1.393	1.505	0.620	0.007	0.172	7.655	-7.4%	44.5%	1.35
C16_D17_Parador_Johnson	1.152	1.061	0.505	0.005	0.203	4.316	8.6%	43.9%	-0.20
C21-D9_El_Encanto	4.940	5.089	0.578	0.007	0.042	6.410	-2.9%	11.7%	0.55
C30_D28_Sazón_Sindy	1.536	1.631	0.530	0.005	-0.278	4.604	-5.8%	34.5%	0.54
C33_D70_Dubis_Mercado	0.493	0.726	0.691	0.007	-3.258	2.644	-32.1%	140.0%	0.14
C34_D50_Alvaro_Perez	0.376	0.486	0.349	0.003	0.099	3.810	-22.5%	92.8%	3.12
C35-D40_El_Desierto	1.333	1.413	0.340	0.005	0.871	3.259	-5.7%	25.5%	0.94
C36-D41_Esc_Casanova	0.511	0.618	0.586	0.006	-0.137	4.335	-17.4%	114.7%	2.94
C45-D72_Las_Florez	0.900	0.957	0.359	0.005	0.184	3.489	-5.9%	39.9%	2.04
C4_D30_El_Congo	2.064	2.384	0.831	0.008	1.088	4.353	-13.4%	40.2%	0.96
C42_D37_Turbo_Playa	0.586	0.573	0.171	0.002	-0.132	1.629	2.2%	29.1%	-0.36
C2-D13_Bajo_El_Oso	0.863	1.020	0.872	0.008	-0.524	9.853	-15.4%	101.0%	5.13

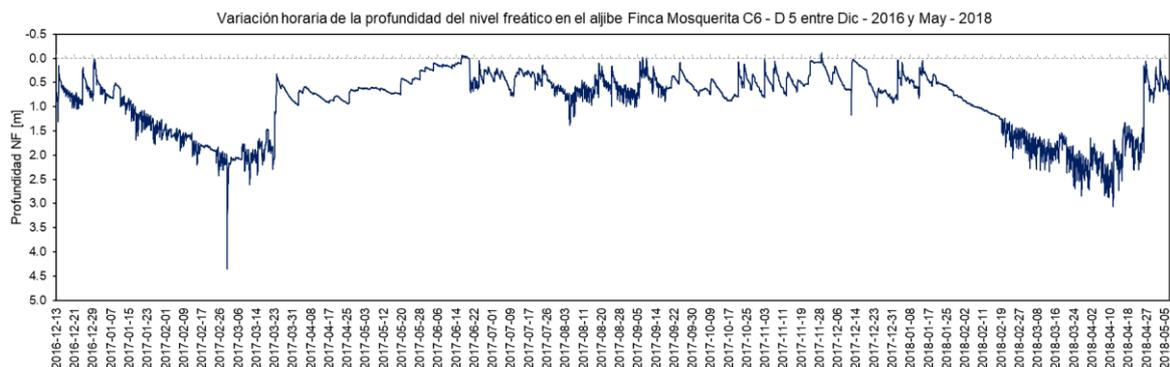


Figura 32. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C6_D5_Mosquerita.



Figura 33. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C30_D28_Sazón_Sindy.

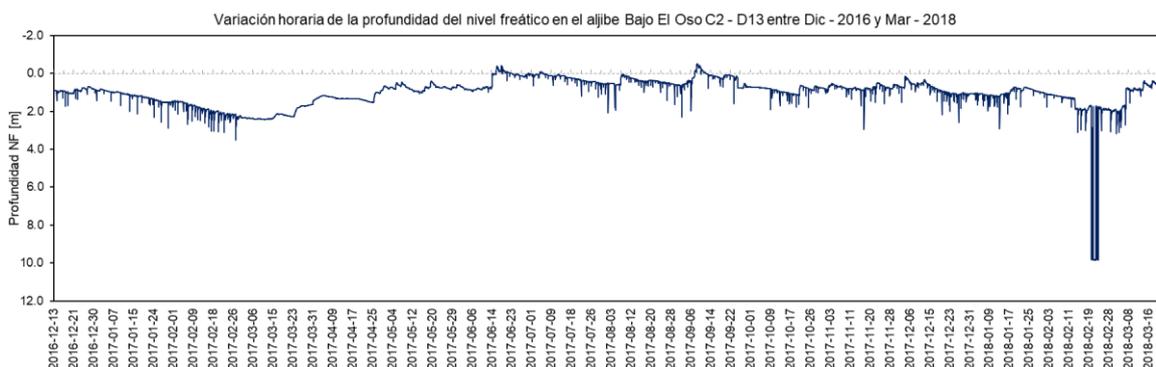


Figura 34. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso.

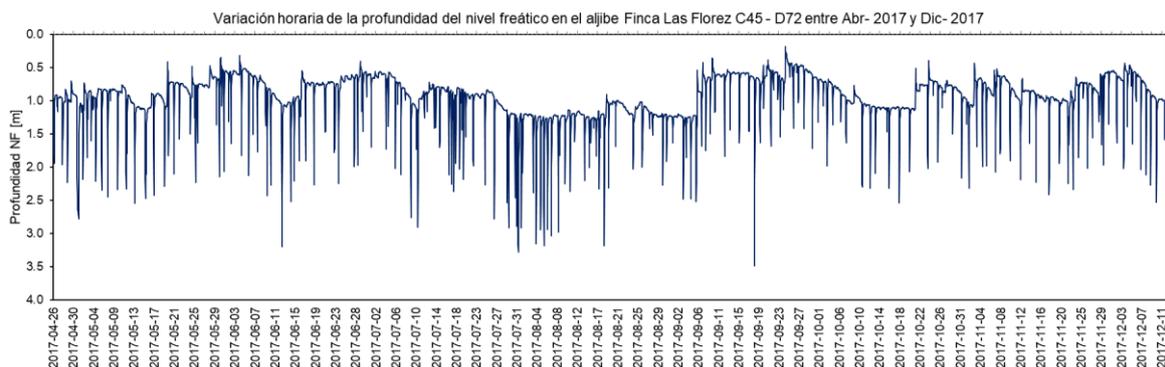


Figura 35. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C45_D72_Las_Florez.

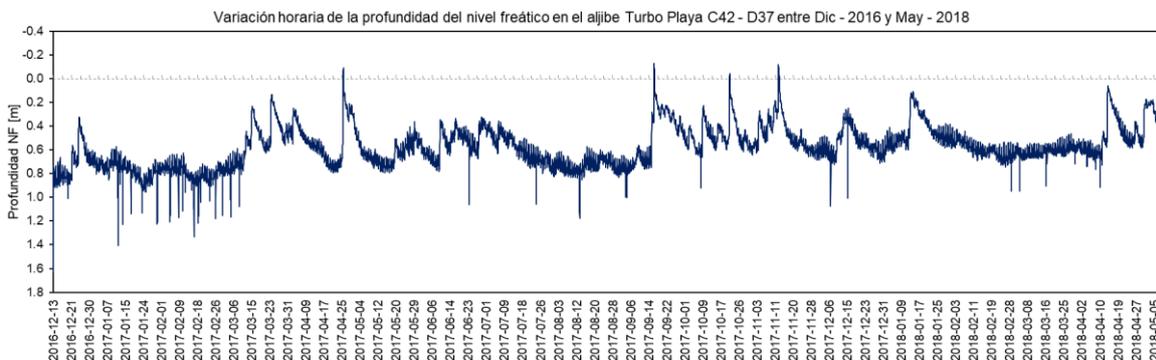


Figura 36. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C42_D37_Turbo_Playa.

Los datos de nivel freático en la escala horaria han sido agregados a la escala diaria, preliminarmente usando la media estadística, para facilitar la identificación de tendencias temporales en el periodo de registro (ver sección de resultados 3.3.1). En la Figura 37 se muestran las series diarias de nivel freático obtenidas para todos los puntos de monitoreo entre el 13 de diciembre de 2016 y el siete (7) de mayo de 2018.

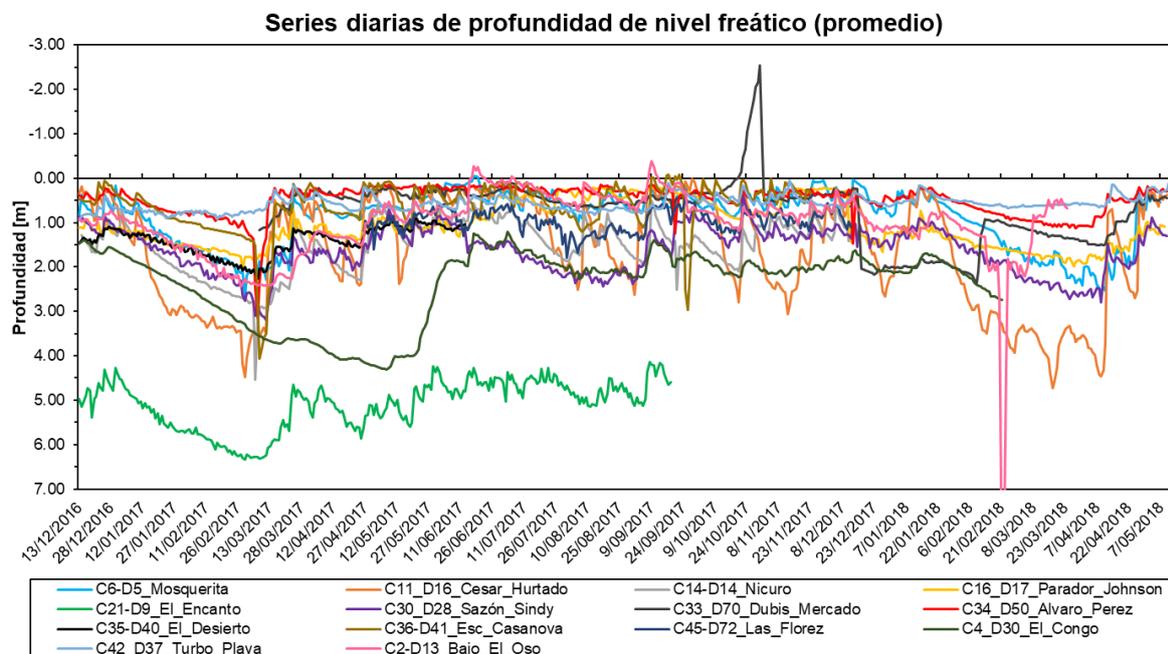


Figura 37. Series diarias de la profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo, usando la media estadística como métrica de agregación (sin filtrar *outlier*).

Los valores anómalos horarios de nivel freático, en cierta medida se ven enmascarados al utilizar una métrica estadística de agregación, en este caso la media, sin embargo, es evidente que los valores anómalos de mayor magnitud (valores extremos) inciden fuertemente en dicha métrica y que la serie diaria sigue presentando datos anómalos, entre los más evidentes se destaca el periodo 20 a 24 de febrero de 2018 para el punto C2_D13_Bajo_El_Oso y el periodo 20 a 30 de octubre de 2017 para el punto C33_D70_Dubis_Mercado. Todo lo anterior justifica realizar un proceso de remoción de datos anómalos.

2.6.2.2. Corrección, identificación y remoción de datos anómalos

En el marco de la tesis doctoral de Ana Karina Campillo, los datos horarios colectados en los Divers, fueron descargados con frecuencia trimestral, para la cual, también se realizaron mediciones manuales del nivel freático *in situ* con sonda de nivel, con el fin de validar los datos colectados con los Diver y realizar las correcciones pertinentes. Cuando los valores de medición manual y los automáticos presentaban diferencias, se realizaron las respectivas correcciones a los datos en el periodo antecedente a la medición (Campillo, 2019). Las diferencias registradas en las mediciones trimestrales se resumen en la Figura 38.

En general, se considera que las medidas de los Divers son coherentes con las mediciones manuales puntuales realizadas en campo, predominando diferencias entre 0 y 7 cm, existen cuatro (4) registros con diferencias entre 12 y 15 cm. Los valores en rojo indican diferencias mayores, entre 0,26 y 1,0 m. De acuerdo con Campillo (2019), no se puede asegurar que estas diferencias sean a causa de un mal funcionamiento de los Divers, en el marco de dicha investigación se realizaron los ajustes y correcciones pertinentes, en este trabajo, se han utilizado dichos registros horarios corregidos.

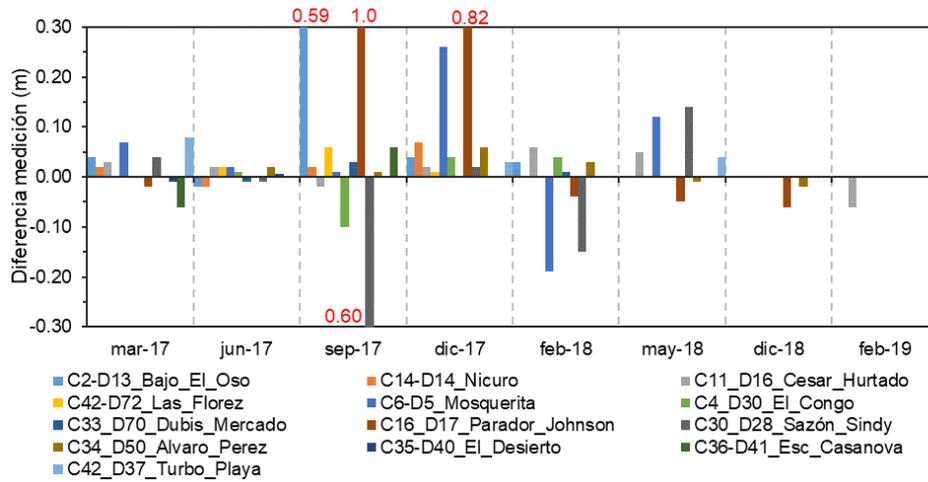


Figura 38. Diferencias entre las medidas de nivel manual (con sonda de nivel) y automática (Divers) por trimestre. Adaptado a partir de (Campillo, 2019).

Los datos anómalos, ya sean intermedios o extremos, influyen directamente en la magnitud de las oscilaciones de nivel freático y por ende en las estimaciones de recarga total, especialmente cuando se realizan las agregaciones de nivel desde la escala horaria a la escala diaria, por tanto, es necesario la identificación de los mismos en la escala original de colección (escala horaria) y su posterior remoción justificada.

Para la identificación de datos anómalos, que en este caso pueden ser asociados a dos causas principales; descensos abruptos generados por bombeos desde los aljibes y a fallas esporádicas en los registradores de nivel (Divers), se han aplicado dos enfoques de identificación; uno estadístico mediante pruebas específicas para detección de datos anómalos (outlier), y uno gráfico – cualitativo, analizando las tendencias de oscilación que predominan y filtrando aquellos cambios abruptos de nivel que se alejan notablemente de la tendencia.

Los métodos estadísticos aplicados son el método de rango normalizado y el método de puntos fuera de rango, dichos métodos han sido ampliamente usados en la identificación de *outlier* en series temporales de variables hidrológicas (Ceballos & Góez, 2003) La mayor limitante de estos métodos, es que identifican datos anómalos extremos y no intermedios. Para la aplicación del método de rango normalizado se ha considerado un nivel de significancia del 5% resultando en un estadístico de prueba de 5.01, mientras que para el método de puntos fuera de rango se han considerado entre 3 y 5 desviaciones estándar, dependiendo de la variación mostrada por cada serie de niveles freáticos.

En cuanto al análisis gráfico – cualitativo, se considera conveniente y factible aplicarlo, dado que los métodos estadísticos solo detectan datos anómalos extremos, mientras que con un análisis gráfico es posible identificar los datos anómalos intermedios, adicionalmente, la longitud de registro máxima es de un año y medio, por tanto el volumen de datos permite un análisis cualitativo de este tipo, situación que se vuelve altamente compleja y poco práctica cuando la longitud de registro es grande, como en el caso de series de precipitación de 10 a 30 años.

El análisis gráfico se facilita al construir gráficas con series superpuestas de longitud temporal igual a un día y para días consecutivos, tal como se ilustra en la Figura 39 para el punto C2_D13_Bajo_El_Oso. También con acercamiento a las series horarias mes a mes de las oscilaciones de nivel freático, tal como se ilustra en la Figura 40 y en la Figura 41. Finalmente, se definen y se adoptan los criterios que se resumen en la Tabla 19 para decidir sobre la remoción de los datos anómalos identificados por los distintos métodos. Evidentemente un dato identificado como *outlier* tendrá mayor certidumbre de serlo si todos los métodos lo identifican como tal, en los criterios adoptados se ha dado mayor peso al método gráfico, ya que, aunque es un método cualitativo, empírico y que incorpora cierta subjetividad, el mismo se ha aplicado de manera detallada a cada serie de nivel freático y permite identificar datos anómalos extremos e intermedios.

MODELO CONCEPTUAL DE LA RECARGA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN EL NIVEL SOMERO DEL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO GOLFO DE URABÁ, EVALUANDO SU MAGNITUD Y VARIABILIDAD ESPACIO - TEMPORAL

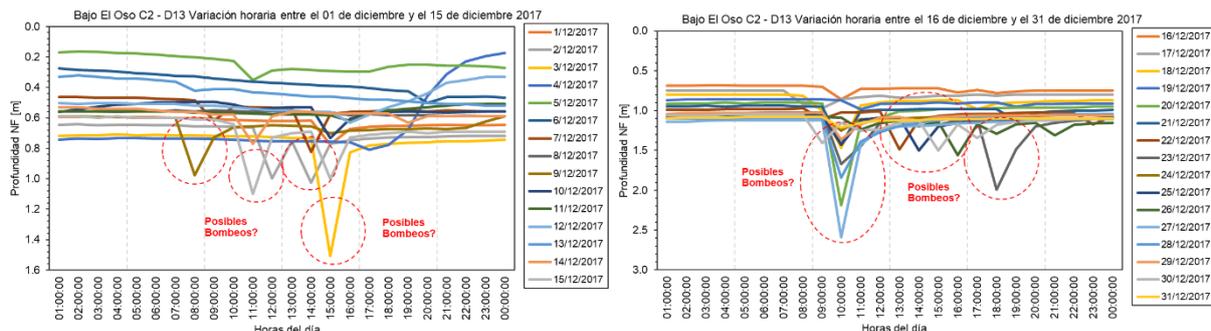


Figura 39. Series horarias de longitud diaria superpuestas para el mes de diciembre de 2017 en el punto C2_D13_Bajo_El_Oso, donde se identifican datos anómalos posiblemente asociados a bombes.

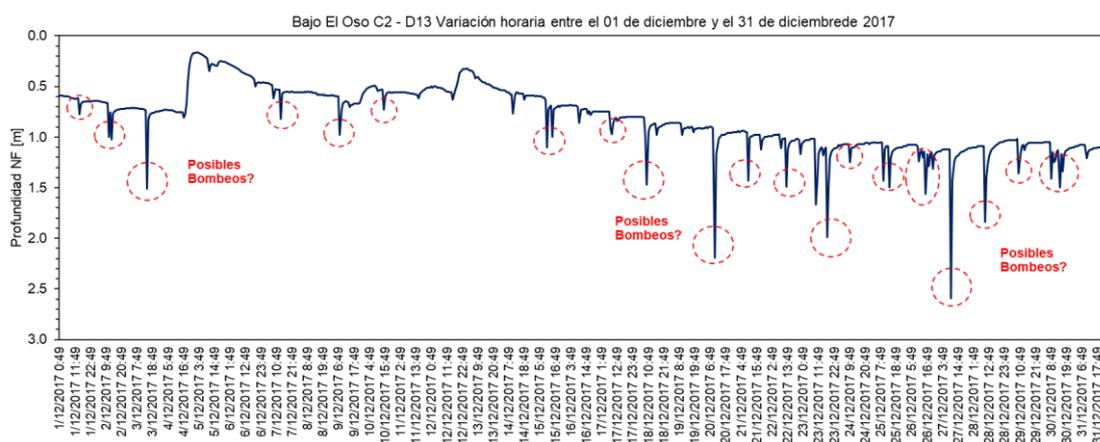


Figura 40. Serie horaria de nivel freático en el mes de diciembre de 2017 en el punto C2_D13_Bajo_El_Oso, donde se identifican datos anómalos posiblemente asociados a bombes.

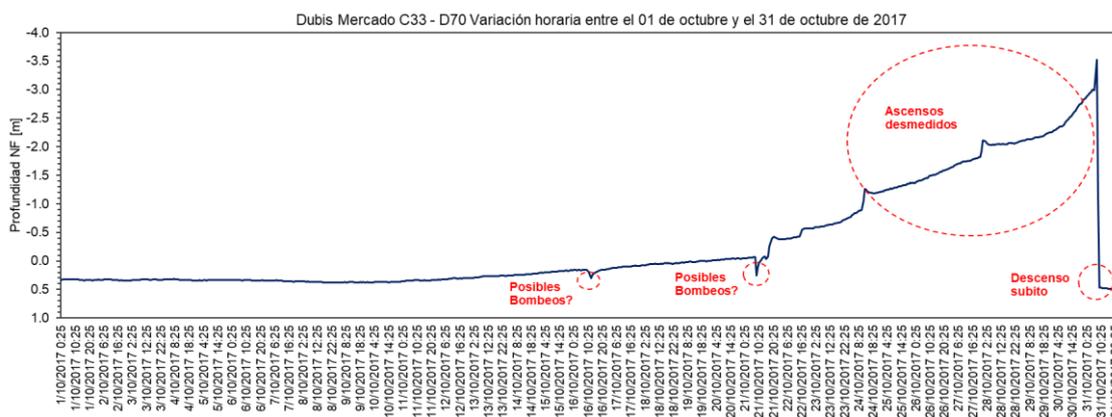


Figura 41. Serie horaria de nivel freático en el mes de octubre de 2017 en el punto C33_D70_Dubis_Mercado, donde se identifican datos anómalos posiblemente asociados a fallas en el registrador de nivel (Diver).

Tabla 19. Criterios adoptados para la remoción de datos anómalos de las series horarias de nivel freático.

Certidumbre	Nivel de Certidumbre	Condición	Decisión
Confiable	4	Outlier detectado por los tres métodos	Se sustrae
Alto	3	Outlier detectado por método gráfico y uno de los métodos estadísticos	Se sustrae
Medio	2	Outlier detectado solo por método gráfico	Se sustrae
Medio	2	Outlier detectado solo por los dos métodos estadísticos pero no el gráfico	Se reevalúa gráficamente
Bajo	1	Outlier detectado solo por un método estadístico	No se sustrae

En la Tabla 20 se resumen los resultados obtenidos de la identificación de datos anómalos por los tres métodos mencionados, así como el número de datos considerados efectivamente anómalos y que finalmente han sido removidos de las series horarias de nivel freático de los puntos de monitoreo.

Se observa que, en puntos tales como C6_D5_Mosquerita, C11_D16_Cesar_Hurtado, C14_D14_Nicuro y C42_D37_Turbo_Playa, la cantidad de datos horarios clasificados como anómalos son menores a 1%, mientras que en puntos tales como C21_D9_El_Encanto, C30_D28_Sazón_Sindy, C35_D40_El_Desierto y C45_D72_Las_Florez la cantidad de datos anómalos es mayor que el 10%. La mayor cantidad de datos anómalos son identificados mediante el análisis gráfico.

Tabla 20. Resumen de los resultados de detección de datos anómalos (*outlier*) en las series horarias de nivel freático en los puntos de monitoreo (N/A: en series donde el método estadístico no converge y/o donde el número de datos anómalos es considerablemente alto).

ID Nombre	Numero de datos horarios	Detección de outlier (bombeos)				Outlier sustraídos	Outlier sustraídos (%)
		Análisis gráfico	Puntos fuera de rango	Rango normalizado	Total detectados		
C6-D5_Mosquerita	12251	37	5	7	38	37	0.30%
C11_D16_Cesar_Hurtado	12321	84	0	0	40	84	0.68%
C14-D14_Nicuro	8716	52	26	36	50	52	0.60%
C16_D17_Parador_Johnson	12304	442	6	36	442	442	3.59%
C21-D9_El_Encanto	6701	1722	489	0	1655	1722	25.7%
C30_D28_Sazón_Sindy	12315	1645	113	449	1863	1645	13.4%
C33_D70_Dubis_Mercado	10272	718	31	213	731	718	7.0%
C34_D50_Alvaro_Perez	12337	481	118	139	507	481	3.9%
C35-D40_El_Desierto	4367	778	555	19	1142	778	17.8%
C36-D41_Esc_Casanova	8286	635	150	N/A	636	636	7.7%
C45-D72_Las_Florez	5522	1244	192	N/A	1224	1244	22.5%
C4_D30_El_Congo	10457	N/A	N/A	N/A	>50%	N/A	>50%
C42_D37_Turbo_Playa	12336	86	54	160	180	86	0.7%
C2-D13_Bajo_El_Oso	11184	1305	54	110	1305	1305	11.7%

2.6.2.3. Datos filtrados

De la Figura 42 a la Figura 46, se presentan algunos ejemplos de las series de profundidad del nivel freático a escala horaria en los puntos de monitoreo, una vez removidos los datos anómalos identificados en el análisis anterior, las series completas filtradas para los 14 puntos de monitoreo se presentan en el *Anexo 02: Información disponible*. Se observa que se conserva el comportamiento oscilatorio del nivel freático a distintas frecuencias y con distinta periodicidad entre los puntos de monitoreo, los cambios abruptos identificados en el análisis de los datos crudos efectivamente fueron sustraídos, por lo cual a partir de estas series de datos filtrados (con remoción de *outlier*) se procede a realizar los análisis subsiguientes de comportamiento espacio – temporal y de correlación con otras variables ambientales, principalmente hidroclimatológicas.

En la Tabla 21 se muestra el resumen estadístico del conjunto de datos filtrados de nivel freático en la escala horaria para todos los puntos de monitoreo, donde se destaca que ahora las profundidades promedio varían entre puntos entre 0.370 m (punto C34_D50_Alvaro_Perez) y 4.810 m (punto C21_D9_El_Encanto). La mayoría de puntos sigue presentando una profundidad promedio del nivel freático menor a 2.0 m. Las variaciones horarias siguen siendo de magnitud importante, que se reflejan en desviaciones estándar altas y en coeficientes de variación cercanos al 100% e incluso mayores en algunos puntos (punto C33_D70_Dubis_Mercado), se considera que en gran medida la influencia de los datos anómalos en las variaciones de nivel freático se ha logrado remover de las series de datos filtrados, por lo que las variaciones observadas pueden ser atribuidas a la oscilación natural del nivel freático en función del balance de entradas (recargas) y salidas (descargas) del nivel somero del acuífero multicapa del Golfo de Urabá y a la influencia de otros fenómenos y variables ambientales (presión atmosférica, evaporación, aire atrapado, etc.).

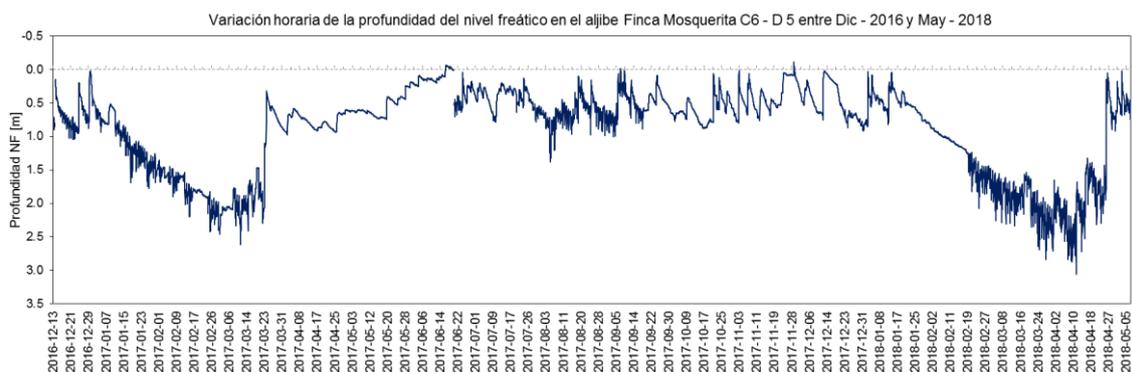


Figura 42. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C6_D5_Mosquerita (sin outlier).



Figura 43. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C30_D28_Sazón_Sindy (sin outlier).

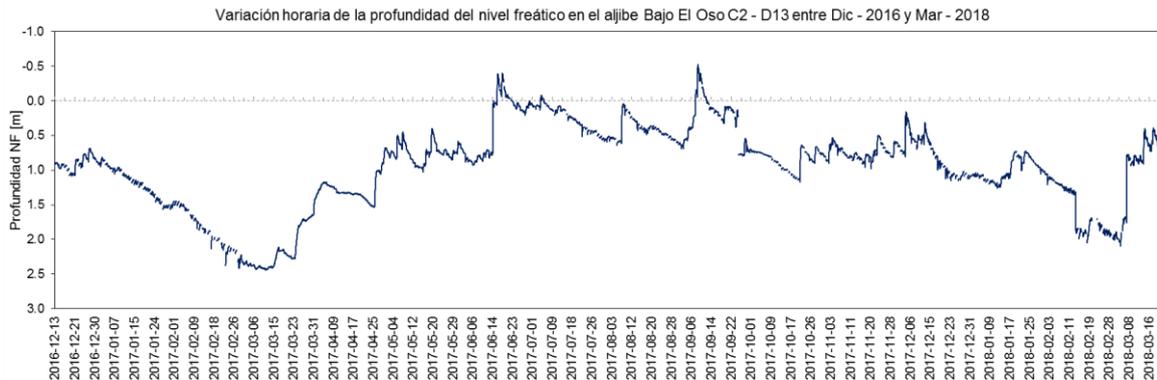


Figura 44. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso (sin outlier).



Figura 45. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C45_D72_Las_Florez (sin outlier).

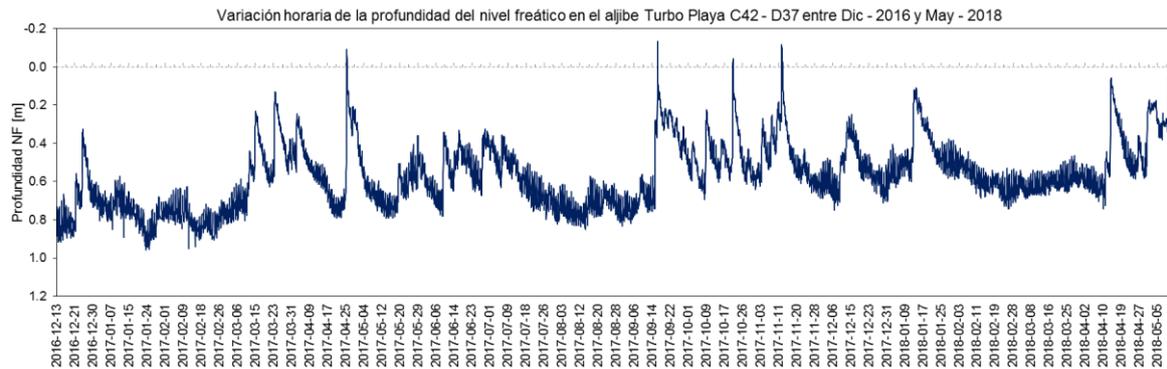


Figura 46. Registros horarios de profundidad del nivel freático en C42_D37_Turbo_Playa (sin outlier).

Tabla 21. Estadísticos del conjunto de datos de nivel freático en escala horaria (escala original de colección) en los puntos de monitoreo en la zona de estudio – posterior a la remoción de los datos anómalos.

ID Punto de Monitoreo	Profundidad del nivel de agua [m]								
	Media	Mediana	Desviación Estándar	Error estadístico medio	Mínimo	Máximo	Media - Mediana %	Coefficiente de variación	Coefficiente de asimetría
C6-D5_Mosquerita	0.671	0.887	0.624	0.006	-0.112	3.057	-24.3%	92.9%	0.95
C11_D16_Cesar_Hurtado	1.310	1.605	1.223	0.011	-0.032	5.393	-18.4%	93.4%	0.51
C14-D14_Nicuro	1.889	1.491	0.579	0.006	0.172	3.097	-6.9%	41.7%	0.60
C16_D17_Parador_Johnson	1.137	1.041	0.499	0.005	0.203	2.073	9.2%	43.9%	-0.22
C21-D9_El_Encanto	4.810	4.946	0.549	0.008	0.042	6.410	-2.7%	11.4%	1.04
C30_D28_Sazón_Sindy	1.484	1.580	0.503	0.005	-0.278	3.510	-6.1%	33.9%	-0.28
C33_D70_Dubis_Mercado	0.495	0.770	0.602	0.006	-0.422	2.437	-35.8%	121.8%	1.16
C34_D50_Alvaro_Perez	0.370	0.454	0.267	0.002	0.099	1.798	-18.4%	72.3%	1.21
C35-D40_El_Desierto	1.272	1.363	0.309	0.005	0.700	2.095	-6.7%	24.3%	0.81
C36-D41_Esc_Casanova	0.484	0.547	0.406	0.005	-0.137	2.670	-11.6%	83.9%	1.01
C45-D72_Las_Florez	0.850	0.861	0.219	0.003	0.184	1.816	-1.2%	25.8%	0.13
C4_D30_El_Congo	2.064	2.384	0.831	0.008	1.088	4.353	-13.4%	40.2%	0.96
C42_D37_Turbo_Playa	0.585	0.570	0.167	0.002	-0.132	0.957	2.6%	28.5%	-0.54
C2-D13_Bajo_El_Oso	0.839	0.938	0.594	0.006	-0.524	2.441	-10.6%	70.8%	0.61

La remoción de los datos anómalos generó que los niveles promedios de nivel freático se encuentren ligeramente más someros y que los coeficientes de variación de las series disminuyeran, así como disminuciones de la asimetría positiva en la mayoría de los puntos. También se identifica una mayor consistencia en los valores extremos, mostrando que ningún punto presenta profundidades máximas mayores a la profundidad del aljibe (lo que si ocurría en las series de datos crudos en algunos puntos). Como se observa en la Tabla 21, solo para el punto de monitoreo C4_D30_El_Congo no fue posible filtrar los datos anómalos (remove), dado que su presencia en la serie horaria era muy frecuente, dicha situación tiene incidencias en los análisis a escala horaria, como se verá más adelante, pero en las escalas agregadas subsiguientes (diarias y mensuales), dichos anómalos pierden influencia dada la continuidad y frecuencia con la que aparecen en la serie.

2.6.3. Suelos y coberturas

En esta sección se presenta el tratamiento y análisis de los datos de suelos y coberturas, con enfoque principal en la obtención de los insumos base necesarios para la aplicación del modelo de balance de humedad en el suelo (SWB) y el soporte para algunos análisis específicos de las oscilaciones del nivel freático y el método WTF.

2.6.3.1. Granulometría y textura de los suelos

A partir de la información recopilada de los perfiles de suelo en la zona de estudio, obtenidos de diferentes fuentes (130 de estudios base y 29 de muestras en campo y ensayos de laboratorio), se utiliza la clasificación granulométrica definida en porcentaje de arenas, limos y arcillas (ver *Anexo 01* y Tabla 9) para obtener la textura de los suelos, usando el triángulo de texturas universalmente aceptado del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA por sus siglas en inglés), (NRCS-USDA, 2018a). Para los análisis pertinentes a la recarga de aguas subterráneas, interesan los niveles de suelo más someros y los más profundos que se hayan podido caracterizar, por tanto, la interpretación textural con el triángulo de la USDA se realizó para dichos niveles (somero y profundo), tal como se presenta en la Figura 47 y en la Figura 48, las profundidades máximas de caracterización de los suelos varían entre 0,78 y 1,50 m, con un promedio de 1,14 m.

Se observa cierta similitud en la distribución de los perfiles de suelos en superficie y en profundidad dentro del triángulo de texturas, mostrando gran cantidad de suelos arcillo limosos, franco arcillo limosos, franco arcillosos y francos, mientras que los suelos menos frecuentes son los arcillosos muy finos, los limosos, los arcillo arenosos y los franco arcillo arenosos; aunque en los suelos más profundos se evidencia un ligero mayor predominio de texturas arcillosas. Esta tendencia se observa de manera más clara en las distribuciones porcentuales que se muestran en la Figura 49 y en la Figura 50 para los suelos en superficie y los más profundos respectivamente. Para los suelos en superficie predominan texturas francas (16.6%), arcillosas (15.4%), franco arcillo limosas (15.4%) y franco arcillosas (14.2%), mientras que para los suelos en profundidad predominan texturas arcillosas (20.9%), arcillo limosas (13.4%) y franco arcillosas (13.4%), con lo que se concluye que, tanto en los niveles superficiales como profundos del suelo, predominan texturas de medias a finas y las texturas gruesas se presentan en una menor proporción.

Para los fines de caracterización textural y los posteriores análisis de las propiedades del suelo y su relación con la recarga, se usa la descripción, leyenda y valores de referencia que se presenta en la Tabla 22, tomado de Sumner, (2000) en Dripps & Bradbury, (2007).

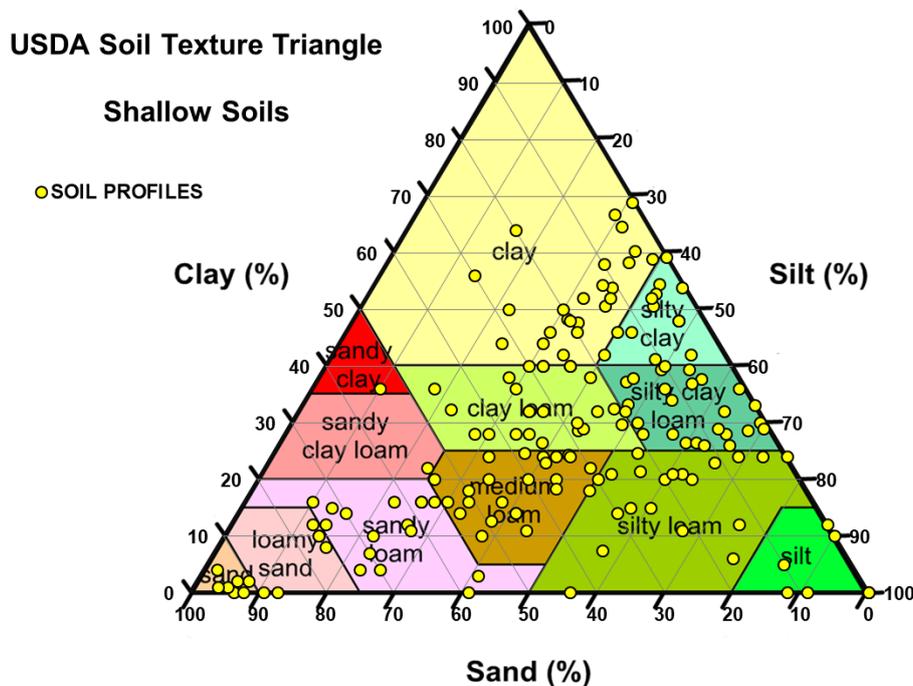


Figura 47. Ubicación de los 170 perfiles de suelos superficiales disponibles en la zona de estudio en el triángulo textural de la USDA para su respectiva clasificación textural.

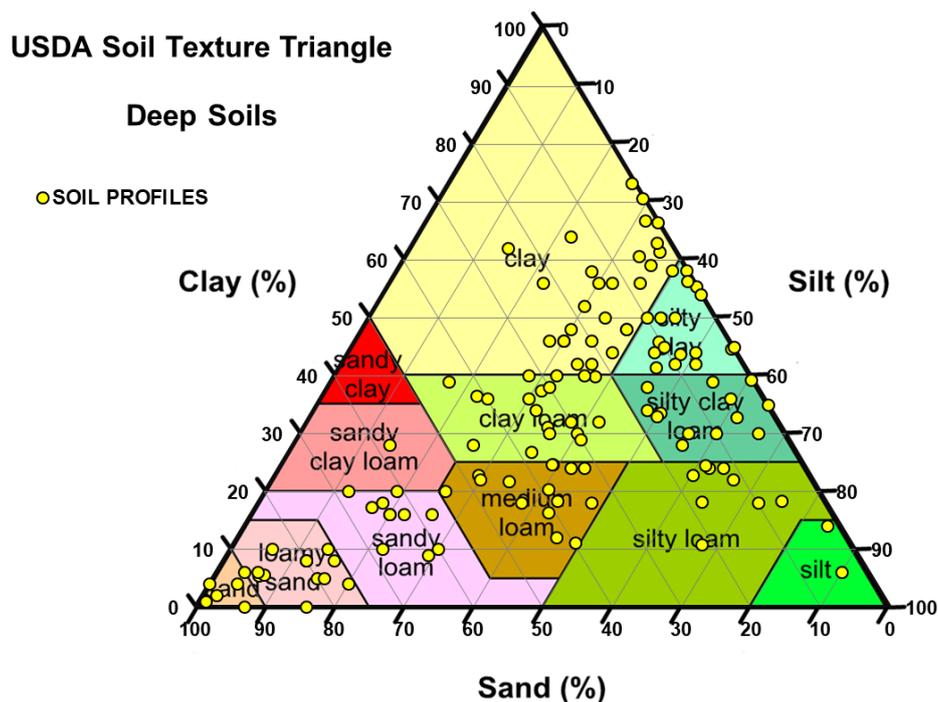


Figura 48. Ubicación de los 135 perfiles de suelos más profundos disponibles en la zona de estudio en el triángulo textural de la USDA para su respectiva clasificación textural.

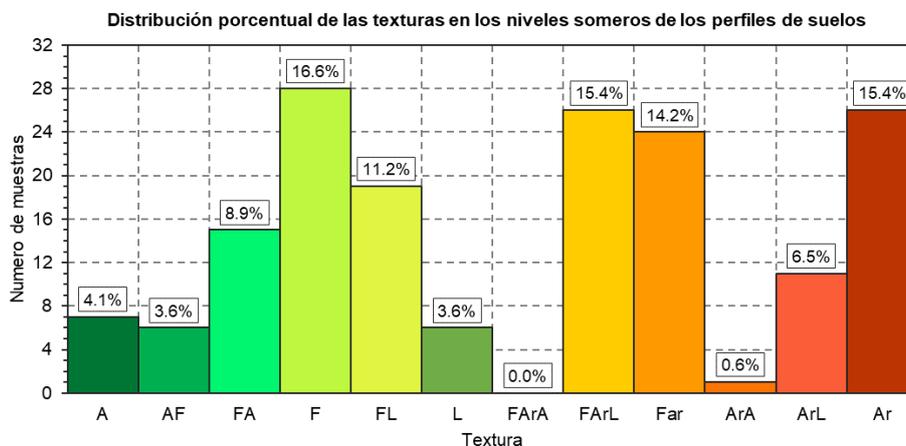


Figura 49. Distribución porcentual de las texturas en los niveles superficiales de los perfiles de suelos.

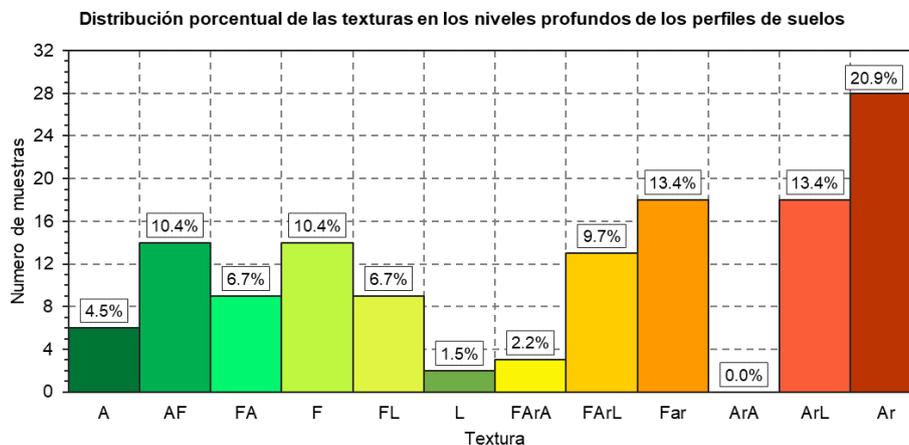


Figura 50. Distribución porcentual de las texturas en los niveles profundos de los perfiles de suelos.

Tabla 22. Categorías texturales de los suelos adoptadas y su respectiva clasificación por grupo hidrológico (adaptada de Sumner, (2000) en Dripps & Bradbury, (2007)).

Texture Class	Textura según clasificación USDA	Leyenda	Conductividad hidráulica de referencia (m/día)	Grupo hidrológico NRCS
Sand	Arena	A	5.04	A
Loamy Sand	Arena franca	AF	1.4664	A
Sandy Loam	Franco arenoso	FA	0.6216	A
Medium Loam	Franco	F	0.3168	A
Silty Loam	Franco limoso	FL	0.1632	B
Silt	Limo	L	0.1332	B
Sandy Clay Loam	Franco arcillo arenoso	FArA	0.1032	B
Silty Clay Loam	Franco arcillo limoso	FArL	0.036	C
Clay Loam	Franco arcilloso	Far	0.0324	C
Sandy Clay	Arcillo arenoso	ArA	0.0288	C
Silty Clay	Arcillo limoso	ArL	0.0216	D
Clay	Arcillas	Ar	0.0144	D

Para obtener la distribución espacial de las texturas de los suelos, se realiza un análisis geoespacial por unidad cartográfica de suelos de la siguiente manera: para cada unidad se realiza un procedimiento de espacialización cualitativa usando la técnica geométrica de polígonos de Thiessen o Voronoi (De Berg, Cheong et al., 2008), con un posterior ajuste a los límites de influencia de cada perfil con criterio geomorfológico (divisoria de cuencas, cambios de pendiente, red de drenaje, etc.), finalmente se ensamblan las unidades cartográficas diferenciadas por textura en un solo mapa, tal como se muestra en la Figura 51 para los suelos superficiales en la zona de estudio.

La distribución espacial de la textura de los suelos en la zona de estudio, muestra la tendencia porcentual de las texturas descrita por los perfiles en superficie, donde predominan texturas medias (francas a limosas) y finas (franco arcillo limosas a arcillosas), mientras que las texturas más gruesas (franco arenosas a arenosas) también se presentan en la zona, pero en menor proporción y espacialmente de manera más concentrada. Se observa que las texturas más gruesas se presentan hacia el piedemonte de la Serranía de Abibe y existen zonas particulares muy arenosas en la parte media – alta de los ríos Carepa y Chigorodó, coincidiendo con la zona donde afloran las unidades hidrogeológicas T2B y T2C, mientras que las texturas más finas se presentan hacia el oeste, en cercanías al cauce del río León y hacia la línea de costa en el Golfo de Urabá, también se destacan zonas de texturas finas en la parte alta de las cuencas del río Turbo, Guadualito y Currulao en la parte norte de la zona de estudio. Las texturas medias se presentan principalmente siguiendo la parte media de la mayoría de las cuencas, en la parte intermedia de la zona de estudio en sentido este – oeste.

A partir del mapa de textura de los suelos, se obtienen otro insumo fundamental para el modelo de balance de humedad en el suelo SWB, que corresponde a la clasificación de los suelos por grupo hidrológico, dicha clasificación es propuesta por el Servicio de Conservación de Recursos Naturales de los Estados Unidos (NRCS por sus siglas en inglés) (Westenbroek et al., 2010) y se realiza en función de la capacidad de infiltración de los suelos, que a su vez se relaciona con las texturas, la NRCS propone cuatro grupos hidrológicos; A, B, C y D, siendo el grupo A el de mayor capacidad de infiltración y que se relaciona con las texturas más gruesas y el grupo D el de menor capacidad de infiltración y que se relaciona con las texturas más finas; dicha relación se sintetiza en la Tabla 22, a partir de la cual, mediante un proceso de reclasificación espacial se obtiene el mapa de suelos clasificados por grupo hidrológico que se muestra en la Figura 52.

Se observa que la distribución espacial es similar a la de las texturas de los suelos, predominando los suelos de grupo A en la parte alta e intermedia (piedemonte) de la Serranía de Abibe, mientras que en la parte baja de las cuencas, en cercanía al cauce del río León y de la línea de costa del Golfo de Urabá predominan los suelos del grupo C y D, en la parte alta de las cuencas del río Turbo, Currulao y Guadualito también predominan los suelos del grupo C y D.

Es importante mencionar que, la reclasificación de los suelos por grupo hidrológico es un insumo para la obtención de algunos parámetros del modelo, como el número de curva (CN) y la profundidad de las raíces, sin embargo no reemplaza las propiedades hidráulicas del suelo que intervienen en el balance de humedad, que son definidas principalmente por la capacidad de campo, la cual se obtiene de manera detallada para la zona de estudio. La incertidumbre de los resultados del balance de humedad en el suelo, producto de esta reclasificación, solo podría reducirse utilizando parámetros resultantes de mediciones directas o de procesos de calibración del modelo.

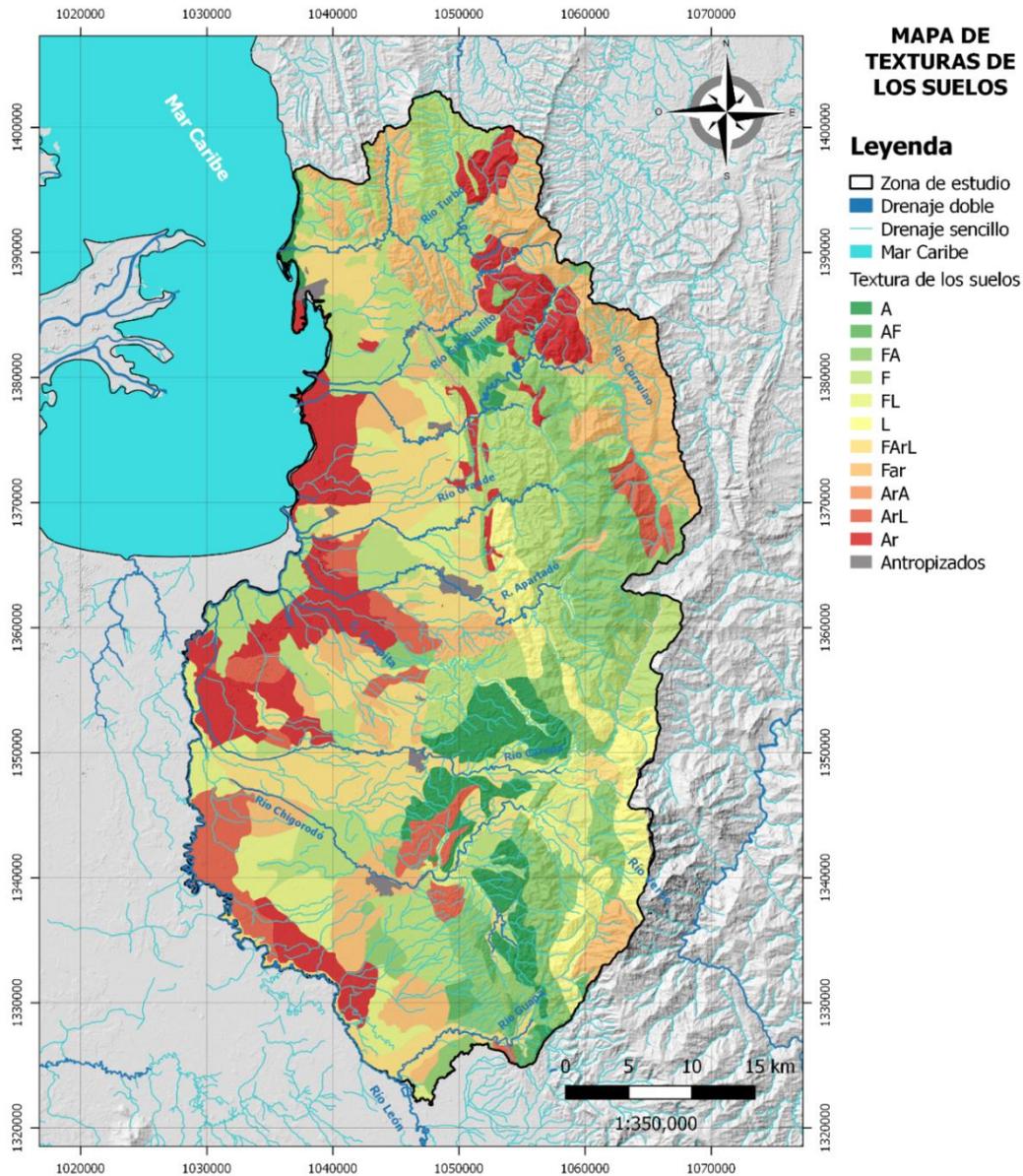


Figura 51. Distribución espacial de las texturas de los suelos en el nivel superficial en la zona de estudio.

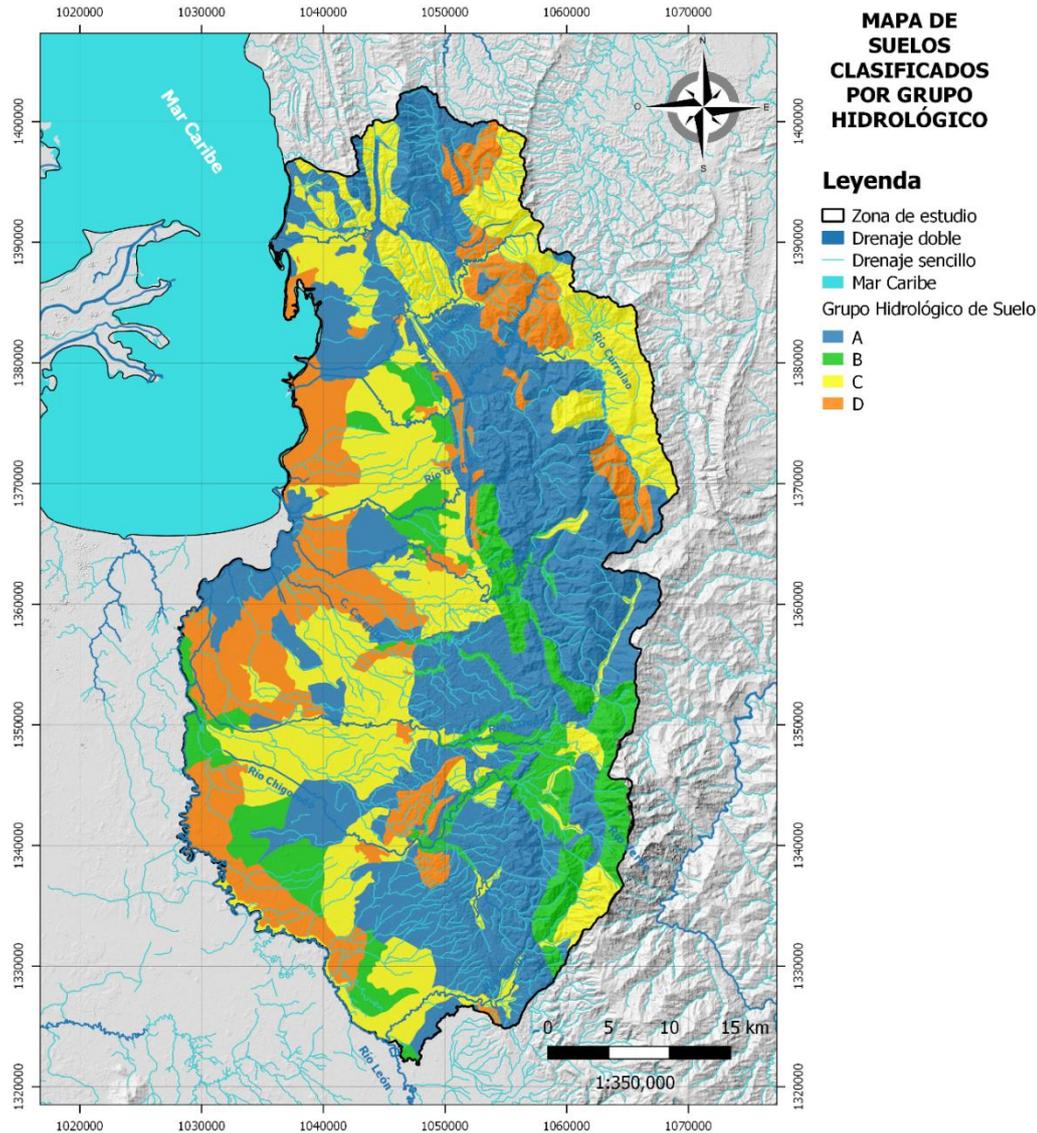


Figura 52. Distribución espacial de los suelos clasificados por Grupo Hidrológico según la NRCS.

2.6.3.2. Propiedades hidráulicas de los suelos

Para los fines específicos de esta investigación, las propiedades hidráulicas de los suelos de interés son: porosidad total (\emptyset), capacidad de campo (S_r o CC), punto de marchitez permanente (PMP) y rendimiento específico o también denominado porosidad eficaz (S_y). Para el modelo de balance de humedad en el suelo SWB se requiere conocer la capacidad de campo (CC) del suelo, mientras que para el método WTF se requiere conocer el rendimiento específico (S_y), el cual se determina por diversos métodos, uno de estos métodos requiere conocer la porosidad total (\emptyset) y la capacidad de campo.

Para la zona de estudio, se cuenta con información directa de porosidad total, capacidad de campo (expresada como la retención de humedad en el suelo a una presión de -33 kPa) y punto de marchitez permanente (expresado como la retención de humedad en el suelo a una presión de -1500 kPa) en 46 de los 170 perfiles de suelo, tanto en el nivel superficial como en el profundo, obtenidos de los estudios regionales de IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA (2007a) e IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA (2007b). Con lo que se concluye que solo se cuenta con información de propiedades hidráulicas en el 27% de los perfiles de suelo disponibles, lo cual no cubre de manera adecuada la extensión de la zona de estudio. Dada esta situación y reconociendo la importancia de la extensión de la zona de estudio, por tratarse de un análisis en escala regional, se busca obtener las propiedades

hidráulicas para todos los perfiles (que sí logran cubrir la extensión de la zona de estudio) a partir de las propiedades texturales, las cuales sí se encuentran previamente definidas para todos los perfiles. Para este fin se usan dos enfoques: el primero es el uso de funciones de pedotransferencia existentes (FPT), que permitan correlacionar las variables hidráulicas de los suelos con su caracterización textural básica; el segundo es usando regresiones multivariadas (RM) entre las propiedades hidráulicas de los suelos en los perfiles con información disponible y su respectiva caracterización textural básica, para posteriormente usar las ecuaciones de regresión para estimar las propiedades hidráulicas en los perfiles sin información.

En relación al enfoque de las funciones de pedotransferencia (FPT), se trata de un método que permite estimar las propiedades hidráulicas del suelo en función de su composición textural y en algunos casos complementado con información taxonómica adicional disponible (como densidad aparente y contenido de materia orgánica), la mayoría de FPT son relaciones empíricas obtenidas de robustos análisis estadísticos de regresiones lineales y no lineales. Existe una inmensa cantidad de FPT, entre la que se destaca como la más completa la función de van Genuchten (Van Genuchten, 1980), otras FPT ampliamente usadas son: Brooks & Corey (1964), Rawls et al. (1982), Wosten et al. (1999), Cosby et al. (1984), Rawl & Brakensiek (1985), Zimmermann & Basile (2007) y Saxton & Rawls (2006) (Zimmermann & Basile, 2011; PATIL & SINGH, 2016).

Para esta investigación se utilizaron las FPT de Cosby, et al. (1984) y Saxton & Rawls (2006), estas dos FPT se han seleccionado dado su amplio uso en estudios y modelos hidrológicos (UNAL & UPME, 2000; Batelaan & De Smedt, 2007; Xie et al., 2017; Zimmermann & Basile, 2011; PATIL & SINGH, 2016), su facilidad de aplicación con información limitada (solo dependiendo de las texturas) y su disponibilidad en software libre para ser aplicadas. Las FPT descritas son utilizadas para estimar la porosidad total (\emptyset), capacidad de campo (S_r o CC) y punto de marchitez permanente (PMP). Inicialmente las FPT son aplicadas para estimar dichos parámetros en los 46 perfiles de suelos que disponen tanto de información textural como de información de los parámetros hidráulicos de interés, para así realizar un análisis de desempeño de dichas funciones (parámetros estimados) en relación a los parámetros observados.

En relación al enfoque de regresiones multivariadas usando la información disponible de propiedades hidráulicas de los suelos y sus respectivas texturas en la zona de estudio, se utiliza la información de los 46 perfiles en su nivel superficial, siendo el porcentaje de arenas (A) y el porcentaje de arcillas (Ar) las variables independientes, y la capacidad de campo (CC) y el punto de marchitez permanente (PMP) las variables dependientes. La información de perfiles en su nivel profundo, no se incluyen en dichas regresiones, dado que se decide utilizarlas para validar los pronósticos. Las regresiones obtenidas se resumen en la Tabla 23.

Tabla 23. Ecuaciones de regresión multivariada entre las texturas (arenas y arcillas) y las principales propiedades hidráulicas de interés: capacidad de campo y punto de marchitez permanente para la zona de estudio.

Propiedad hidráulica	Ecuación de regresión	R ²	R ² ajustado
Capacidad de campo	$CC = 36.9141 - 0.287053 * A + 0.23193 * Ar$	45.3%	50.5%
Punto de Marchitez Permanente	$PMP = 17.6666 - 0.17407 * A + 0.255987 * Ar$	42.7%	48.2%

Con los dos enfoques aplicados, con base en las texturas de los suelos de nivel superficial de los 46 perfiles que disponen de información de propiedades hidráulicas (parámetros observados), se obtienen propiedades hidráulicas estimadas (parámetros estimados). El desempeño de los tres métodos usados (regresión multivariada y dos FPT) en relación a la capacidad de campo y punto de marchitez permanente se resume en la Figura 57 y en la Tabla 24, de donde se puede concluir que; en relación al punto de marchitez permanente, los tres métodos muestran un ajuste similar entre ellos y cercano al 50%, siendo el mejor el obtenido mediante la regresión multivariada, mientras que en relación a la capacidad de campo, tanto la regresión multivariada como la FPT de Saxton & Rawls (2006) muestran los mejores ajustes, alrededor del 45%, pero la FPT de Cosby (1984) muestra un ajuste pobre.

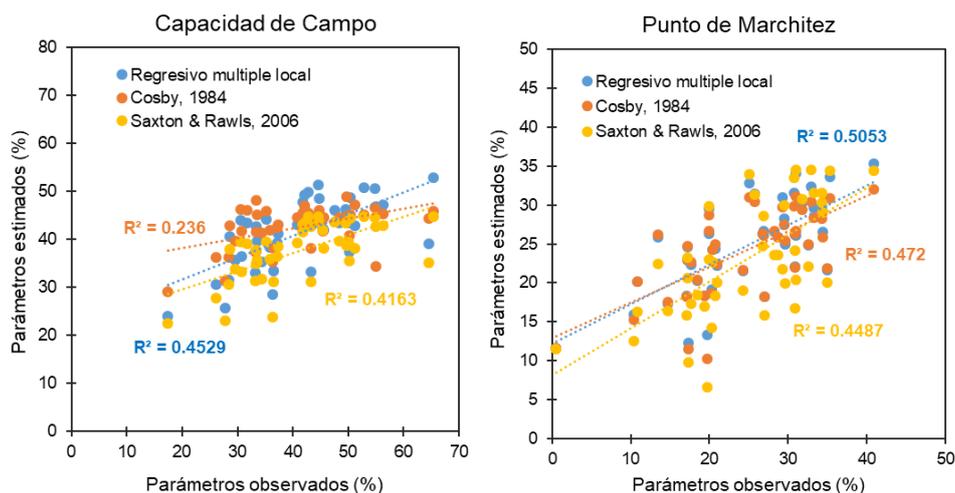


Figura 53. Evaluación gráfica del desempeño de los métodos utilizados para estimar propiedades hidráulicas de los suelos en función de la textura: capacidad de campo (izquierda) y punto de marchitez permanente (derecha), en 46 muestras superficiales de suelo en la zona de estudio.

Tabla 24. Estadísticos básicos para evaluar el desempeño de los métodos utilizados para estimar propiedades hidráulicas de los suelos en función de la textura en 46 muestras superficiales de suelo en la zona de estudio.

Método	Cosby, 1984		Saxton & Rawls, 2006		Regresión multivariada	
	CC	PMP	CC	PMP	CC	PMP
Propiedades hidráulicas						
RMSE (%)	9.0	6.0	8.6	6.6	7.5	5.7
R ²	23.6%	47.2%	41.6%	44.9%	45.3%	50.5%
Coefficiente Correlación	49%	69%	65%	67%	67%	71%

Dado que la regresión multivariada se obtiene directamente de un ajuste a los datos observados, es normal que resulte siendo el método con mejores estadísticos; sin embargo, para ratificar la evaluación entre los métodos, se aplican las FPT de Cosby (1984) y de Saxton & Rawls (2006) y la regresión multivariada para estimar la CC y el PMP en los 46 perfiles de suelo, pero incluyendo también los niveles profundos (que no fueron incluidos para estimar la regresión), los resultados de dicha evaluación se muestran en la Figura 59 y en la Tabla 25, de donde se concluye que, tanto para la CC como para el PMP los ajustes mejoran de manera importante en los tres métodos; en relación a las FPT, la de Cosby (1984) muestra un mejor ajuste para el PMP, mientras que la de Saxton & Rawls (2006) muestra un mejor ajuste para el CC, sin embargo, la regresión multivariada sigue siendo el método con mejor ajuste en ambas propiedades hidráulicas, siendo del 65% en CC y del 61% en PMP.

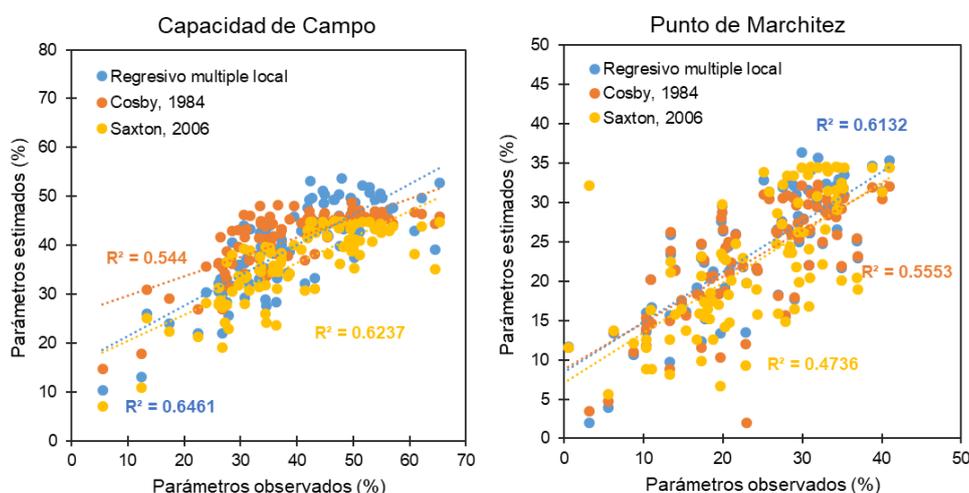


Figura 54. Evaluación gráfica del desempeño de los métodos utilizados para estimar propiedades hidráulicas de los suelos en función de la textura: capacidad de campo (izquierda) y punto de marchitez permanente (derecha), en 92 muestras de suelo en la zona de estudio, 46 en superficie y 46 en profundidad.

Tabla 25. Estadísticos básicos para evaluar el desempeño de los métodos utilizados para estimar propiedades hidráulicas de los suelos en función de la textura en 92 muestras de suelo en la zona de estudio, 46 en superficie y 46 en profundidad.

Método	Cosby, 1984		Saxton & Rawls, 2006		Regresión multivariada	
	CC	PMP	CC	PMP	CC	PMP
Propiedades hidráulicas						
RMSE (%)	8.4	6.1	8.1	7.1	7.0	5.6
R ²	54.4%	55.5%	62.4%	47.4%	64.6%	61.3%
Coefficiente Correlación	74%	75%	79%	69%	80%	78%

Los tres métodos utilizados permiten obtener las propiedades hidráulicas de interés de los suelos en los 170 perfiles de suelos disponibles en la zona de estudio con descripción textural, para los fines del modelo de balance de humedad en el suelo (SWB) el parámetro de mayor interés es la capacidad de campo, que interviene en la ecuación (10) para la estimación de la capacidad máxima de almacenamiento de humedad en el suelo (ASWC), por tanto, se requiere la distribución espacial de la CC en la zona de estudio; para lo cual, se han usado dos enfoques de distribución espacial: el primero, es el mismo usado para la distribución espacial de las textura de los suelos (polígonos de Thiessen por unidad de suelo y aplicando ajuste geométrico por geomorfología), el segundo corresponde a un método de interpolación continuo, aplicando Kriging Ordinario (KO), con ajuste de un semivariograma teórico tipo esférico más pepita y anisotropía simple. Los dos enfoques de distribución espacial han sido aplicados para las estimaciones de CC por los tres métodos previamente definidos, los resultados se resumen en la Figura 55.

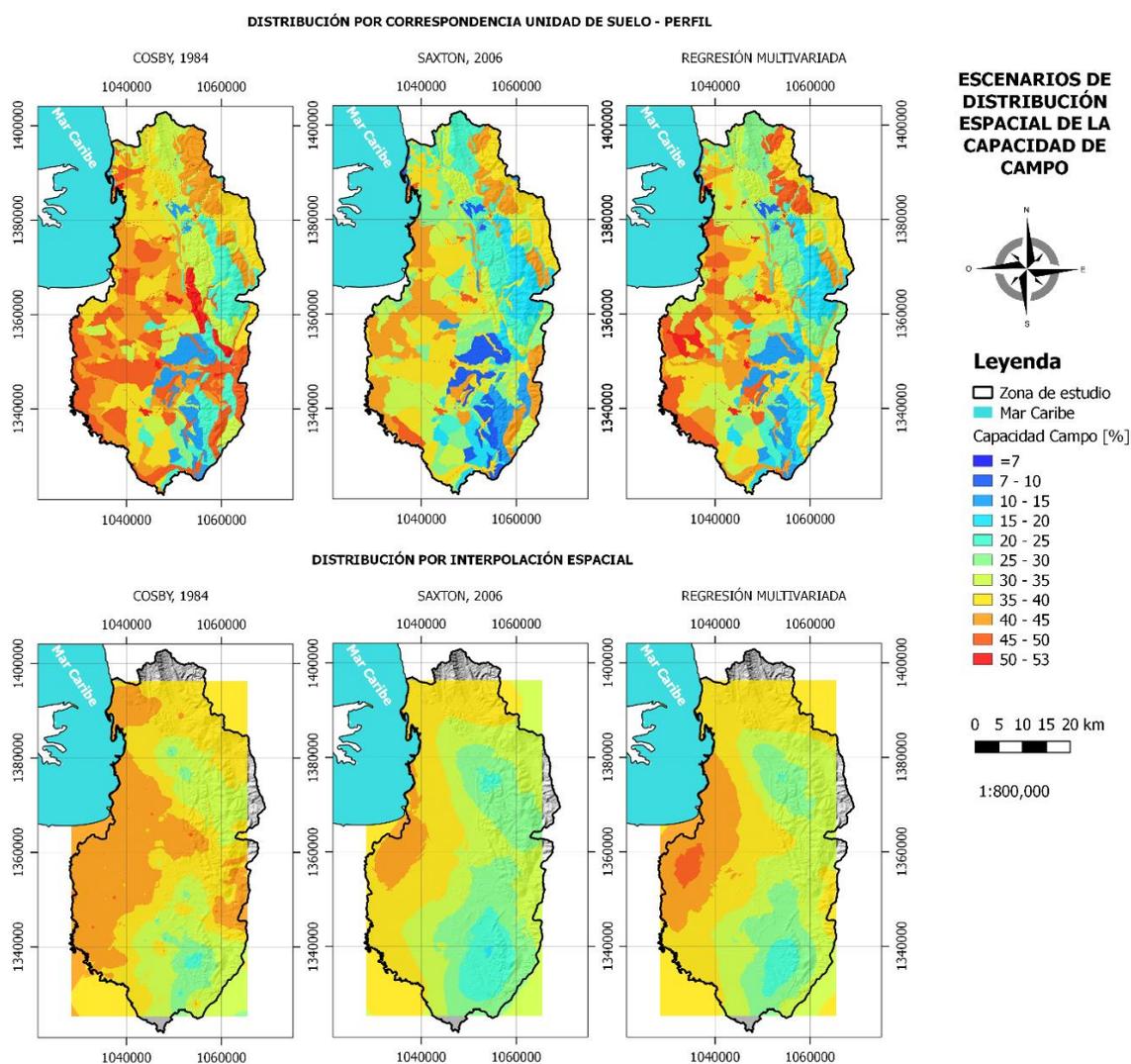


Figura 55. Escenarios considerados para la distribución espacial de la capacidad de campo (%) en la zona de estudio.

Los seis (6) mapas de capacidad de campo estimados, muestran similitud en la distribución espacial y consistencia con la tendencia espacial de las texturas de los suelos, mostrando que las mayores capacidades de campo se presentan hacia el oeste de la zona de estudio, en cercanía del cauce del río León y de la línea de costa del Golfo de Urabá, donde precisamente se presentan los suelos de texturas más finas; mientras que las menores capacidades de campo se presentan hacia el este de la zona de estudio y en la parte intermedia en sentido este – oeste, en cercanías de la Serranía de Abibe y con menores magnitudes hacia la zona sur, donde predominan las texturas más gruesas. La distribución espacial y la relación con las texturas es físicamente lógica, ya que la capacidad de campo representa la retención de humedad en el suelo en los microporos, siendo típicamente los suelos finos los que cuentan con mayor capacidad de almacenamiento capilar, mientras que los suelos gruesos poseen mayor capacidad de almacenamiento gravitacional (macroporos) y mucha menor capacidad de almacenamiento capilar.

Aunque los dos enfoques de distribución espacial muestran una tendencia general similar, se prefiere el uso del primer enfoque, es decir la distribución discreta por unidad de suelos, dado que guarda la correspondencia con la distribución espacial de las texturas y muestra una mejor discretización del parámetro capacidad de campo en la zona de estudio; adicionalmente, con este enfoque se conserva la correspondencia unidad – perfil, que con un método continuo de interpolación como el KO no es posible conservar, resultando en algunas zonas sin información (p.ej. extremo norte de la zona de estudio – cuenca río Turbo). Adicionalmente, respecto a los tres métodos de estimación de la CC, de acuerdo con el análisis de ajuste y desempeño, se prefiere el uso de las ecuaciones de regresión multivariada, finalmente en la Figura 56 se muestra el mapa de capacidad de campo seleccionado y utilizado para el modelo SWB.

La capacidad de campo en la zona de estudio varía espacialmente entre 7 y 53%, predominando los valores entre 15 y 40%, como se mencionó anteriormente, los menores valores de CC se presentan hacia la zona sur – este en cercanía de la Serranía de Abibe y en la cuenca media del río Chigorodó y Carepa, donde predominan las texturas más gruesas.

2.6.3.1. Propiedades asociadas a las coberturas terrestres

Las coberturas terrestres a diferencia de los suelos, no otorgan parámetros cuantitativos que sean directamente involucrados en los modelos de balance de humedad en el suelo SWB y en el método WTF, sin embargo, su distribución espacial resulta crucial dentro del modelo SWB para definir parámetros de superficie (suelo – cobertura) como la profundidad de raíces, el número de curva y la retención en el follaje. Las coberturas son interpretadas cualitativamente en función de su capacidad de infiltración, para hacer correspondencia con las coberturas descritas en literatura especializada que reportan valores de referencia para los parámetros de superficie (Dripps & Bradbury, 2007; Westenbroek et al., 2010; Westenbroek et al., 2018).

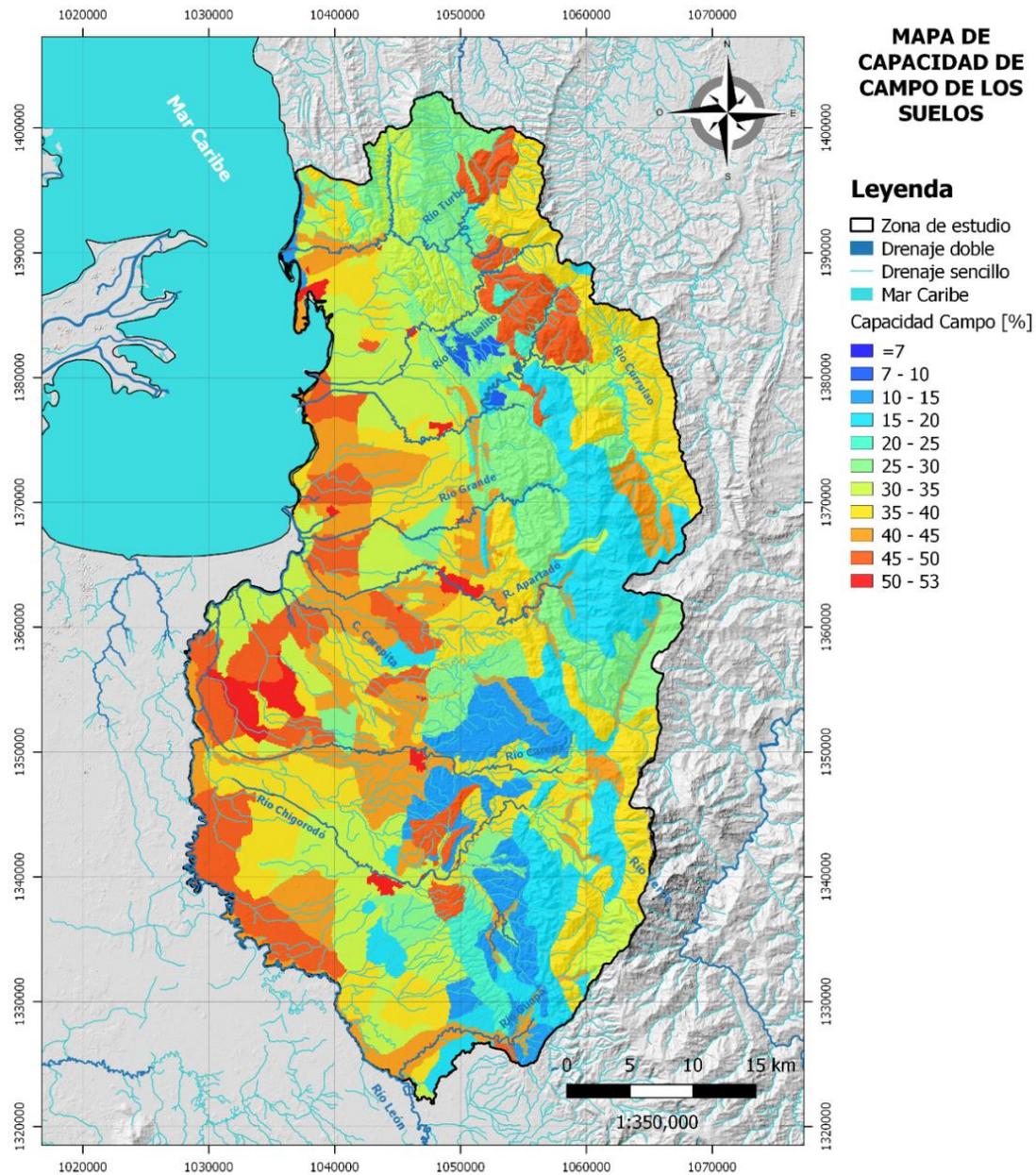


Figura 56. Distribución espacial de la capacidad de campo de los suelos en el nivel más superficial.

3. RESULTADOS

3.1. CARACTERIZACIÓN HIDROCLIMATOLÓGICA

3.1.1. Tendencias estacionales de las variables hidrometeorológicas

A partir de las 40 series de precipitación obtenidas para la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatólogico), se construye el ciclo promedio multianual de lluvias para la región del Eje Bananero del Urabá Antioqueño, tal como se muestra en la Figura 57; en el cual se observa un amplio rango de variación de las lluvias mensuales entre estaciones, obedeciendo a la importante variabilidad espacial de la lluvia en la zona de estudio. En cuanto al comportamiento estacional, la lluvia muestra un notorio ciclo unimodal, presentando un periodo de bajas lluvias entre enero y marzo, periodos de transición en abril y diciembre y un periodo de altas lluvias entre mayo y noviembre, algunas estaciones muestran una disminución de lluvias dentro del periodo de altas lluvias; que ocurre entre julio y agosto, dicho comportamiento se evidencia principalmente en las estaciones ubicadas más hacia el sur en el dominio hidroclimatólogico. El comportamiento estacional notablemente marcado y definido, se encuentra controlado en gran parte por la influencia de la Zona de Convergencia Inter Tropical – ZCIT y por el Chorro del Chocó (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014).

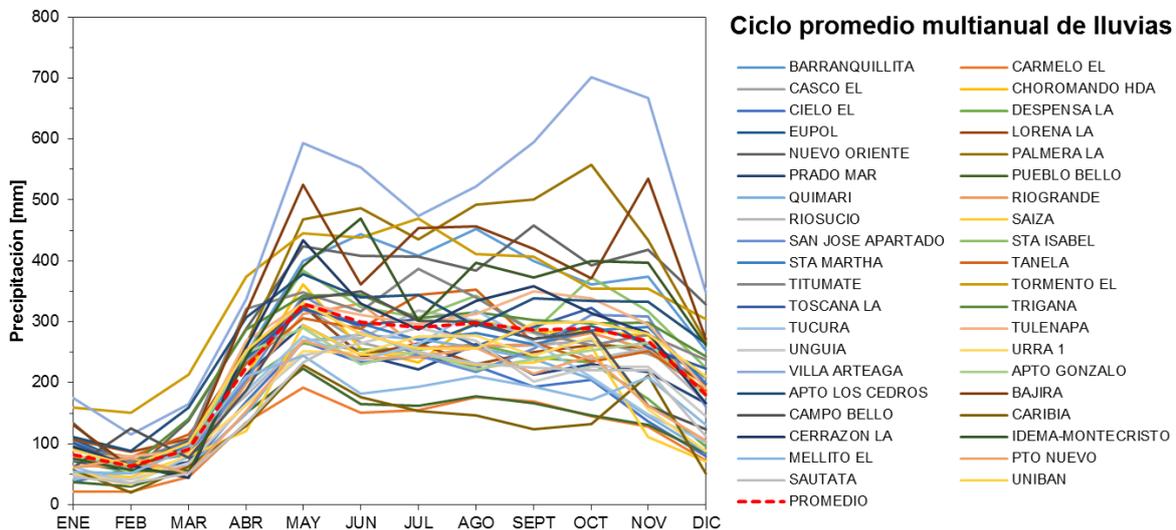


Figura 57. Ciclo promedio multianual de lluvias en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatólogico).

La variabilidad de la magnitud de la lluvia promedio mensual entre estaciones que se evidencia en la Figura 57, también se refleja en la magnitud de la lluvia promedio multianual, tal como se muestra en la Figura 58, donde se observa que la precipitación varía entre un mínimo de 1410 mm/año (EL CARMELO) y un máximo de 5245 mm/año (VILLAARTEAGA), con un promedio de 2700 mm/año. Según la Zonificación Climática de Colombia (IDEAM et al., 2007), 11 estaciones de las 40 disponibles presentan lluvias características de un clima muy húmedo (28%), las cuales se presentan principalmente hacia la parte sur del dominio hidroclimatólogico, 23 estaciones presentan lluvias características de un clima húmedo (58%) que se distribuyen en la parte central del dominio hidroclimatólogico (abarcando la mayor extensión de la zona de estudio) y solo seis (6) estaciones presentan lluvias características de un clima seco (15%), que se distribuyen hacia la parte norte del dominio hidroclimatólogico. Con lo anterior se concluye y se ratifica que la condición pluviométrica en la zona de estudio es característica de un clima húmedo tropical, con importantes variaciones espaciales.

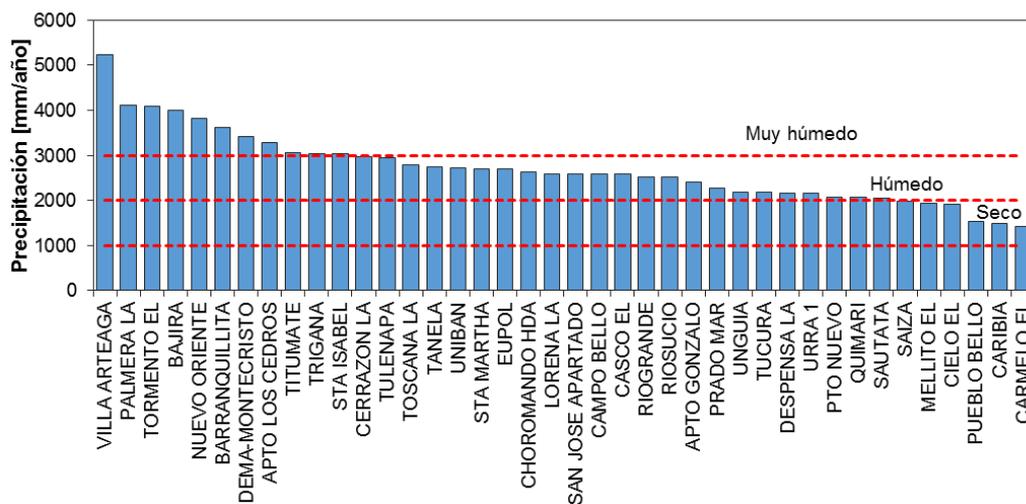


Figura 58. Precipitación media multianual en las estaciones disponibles en el dominio hidroclimatólogo.

En relación a la temperatura en la zona de estudio, a partir de las series diarias disponibles de temperatura media (14 series), mínima (11 series) y máxima (11 series) se construye el ciclo promedio multianual de estas tres variables, tal como se muestra en la Figura 59 y en la Figura 60. Se observa que la temperatura media muestra un ciclo aproximadamente unimodal, con un periodo más cálido entre febrero y julio y un periodo menos cálido entre agosto y enero, la temperatura media mensual varía entre estaciones entre 25.7 y 28.1 °C siendo característico de un clima cálido según la Zonificación Climática de Colombia (IDEAM et al., 2007), con lo cual, en conjunto con el régimen de lluvias, se concluye que en la zona de estudio se presenta una condición climática promedio característica de un clima cálido húmedo tropical.

La temperatura mínima muestra un ciclo aproximadamente unimodal similar al de la temperatura media, con variaciones mensuales entre estaciones entre 21 y 24.6 °C, mientras que la temperatura máxima muestra un ciclo muy estable con una ligera tendencia bimodal, con dos picos de temperatura entre febrero y abril y entre julio y septiembre, la temperatura máxima muestra variaciones mensuales entre estaciones entre 29.6 y 33.3 °C. En general, las variaciones mensuales de temperatura (media máxima y mínima) en la zona de estudio se consideran de baja magnitud.

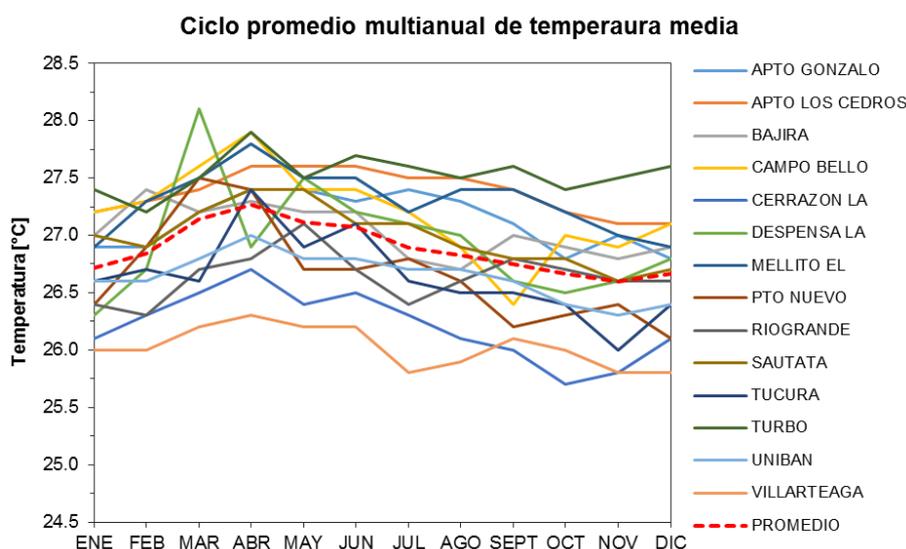


Figura 59. Ciclo promedio multianual de la temperatura media en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatólogo).

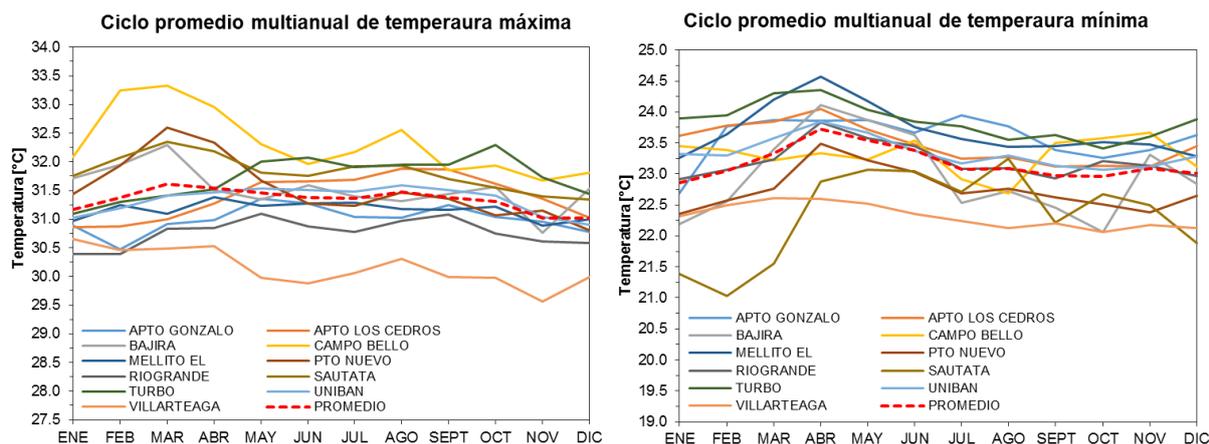


Figura 60. Ciclo promedio multianual de la temperatura máxima (izquierda) y mínima (derecha) en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatológico).

Es importante recalcar que en la zona se pueden presentar temperaturas medias, máximas y mínimas más bajas y más altas que las registradas por las estaciones, dado que, según la distribución espacial de las estaciones (Figura 16), existen áreas topográficas más bajas y más altas que no se encuentran instrumentadas; por ejemplo, en las partes altas de la Serranía de Abibe (menores temperaturas que las registradas por las estaciones) y en las partes más cercanas a la línea de costa del Golfo de Urabá (mayores temperaturas que las registradas por las estaciones), esta situación ratifica la necesidad de usar variables auxiliares que ayuden a complementar la distribución espacial de la temperatura en la zona de estudio.

En relación a la escorrentía total, evaluada a partir de los registros diarios de los caudales medios de los principales ríos en la zona de estudio, se observa que todas las corrientes superficiales instrumentadas (ver Tabla 12) presentan un ciclo unimodal, tal como se observa en la Figura 61, con un periodo de estiaje entre enero y abril y un periodo de crecientes entre mayo y noviembre, siendo diciembre un periodo de transición, dicho comportamiento se encuentra estacionalmente acoplado con la lluvia, tal como se esquematiza en la Figura 62, mostrando un ligero rezago no mayor a un mes en la relación lluvia – escorrentía. Las variaciones mensuales de la magnitud de los caudales medios dependen claramente de las áreas de drenaje de cada cuenca, siendo el río León el principal cuerpo de agua en la zona, con la mayor área de drenaje y el mayor caudal medio, correspondiente a 74.4 m³/s en la estación BARRANQUILLITA (parte media de la cueca; ID 31 en la Tabla 4y en la Figura 16), mientras que el canal Zungo es el cuerpo de agua más pequeño en la zona con un caudal medio de 1.9 m³/s en la estación LA VICTORIA (ID 40 en la Tabla 4y en la Figura 16).

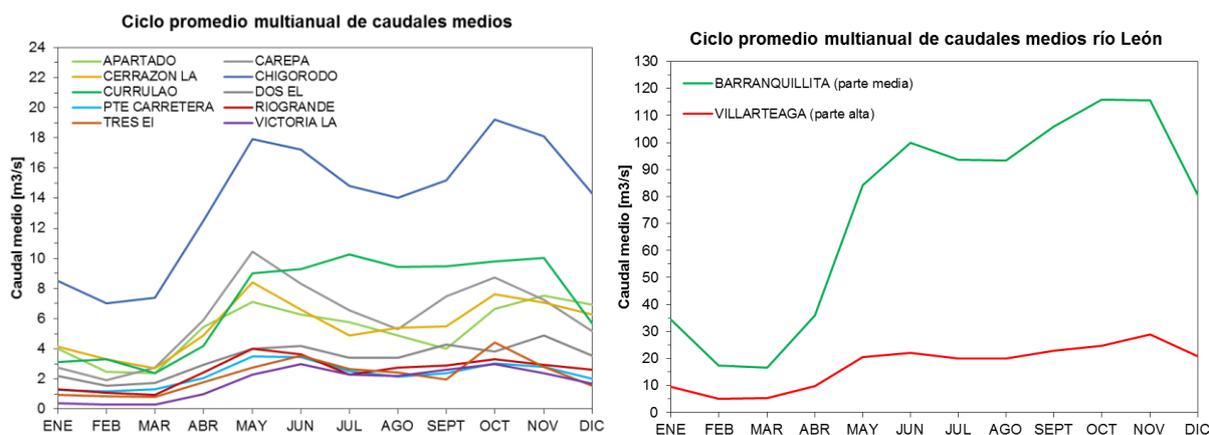


Figura 61. Ciclo promedio multianual de caudales medios en los principales ríos de la zona de estudio (izquierda) y del río León (derecha) en la parte media y alta de la cuenca.

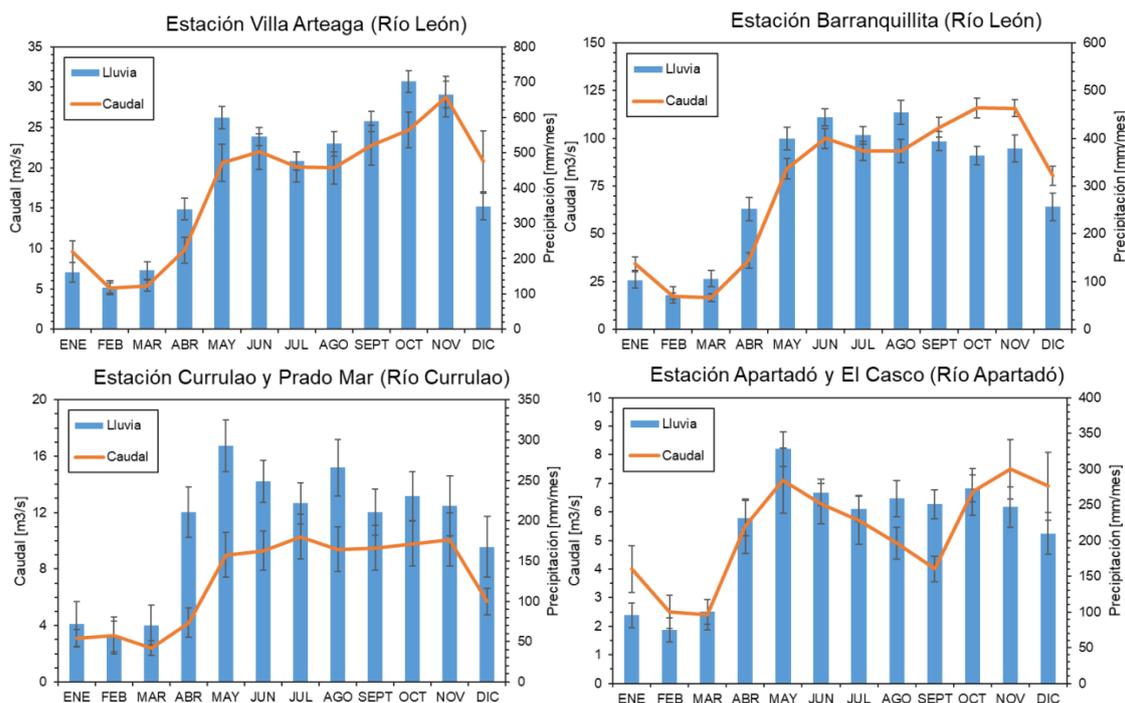


Figura 62. Relación lluvia – escorrentía en la zona de estudio descrita por los registros de caudal y precipitación de algunas estaciones hidrometeorológicas en el dominio hidroclimatólogo.

En relación a la evaporación medida por las estaciones a partir de tanque evaporímetro, se observa que presenta un ciclo cuasi bimodal en la zona de estudio, con una amplia similitud al comportamiento estacional de la temperatura, tal como se ilustra en la Figura 66, mostrando un pico de evaporación entre febrero y abril (coincidiendo parcialmente con el pico de temperatura media) y un segundo pico de menor magnitud en octubre, con variaciones mensuales entre estaciones entre 64 y 134 mm/mes. Las tasas anuales de evaporación entre estaciones varían levemente entre estaciones, con valores entre 938 mm/año (VILLAARGEAGA) y 1303 mm/año (PTO NUEVO), con un promedio de 1190 mm/año para la zona de estudio.

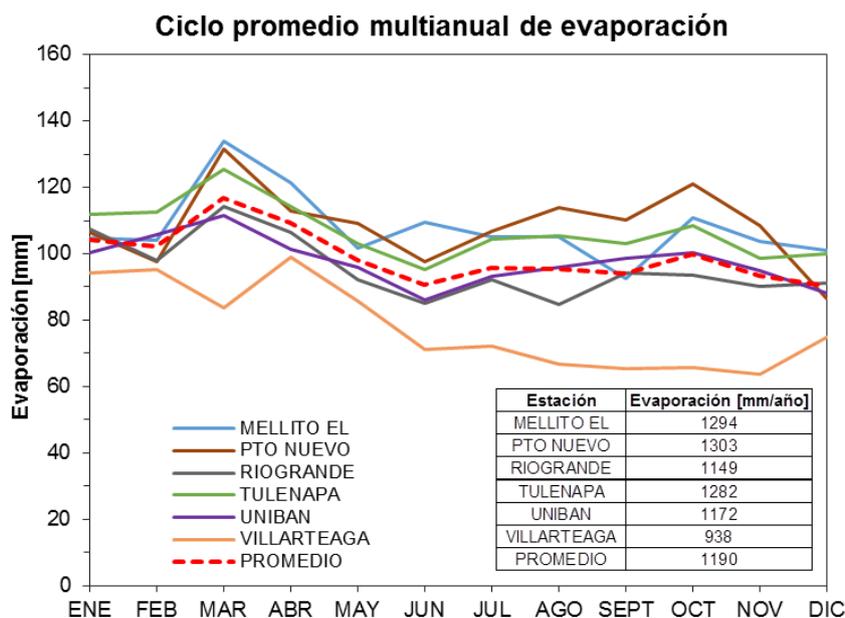


Figura 63. Ciclo promedio multianual de la evaporación en la zona de estudio y alrededores (dominio hidroclimatólogo).

3.1.2. Distribución espacial de las variables hidrometeorológicas

La distribución espacial de las estaciones hidrometeorológicas en la zona de estudio, muestra que existen zonas con geomorfología variable desprovistas de instrumentación, como la parte alta de la mayoría de las cuencas y la Serranía de Abibe, así como la parte baja de la mayoría de las cuencas en cercanías a la línea de costa del Golfo de Urabá; adicionalmente, la densidad de estaciones en la zona no es óptima para obtener una caracterización completa del comportamiento hidroclimatológico a partir del uso únicamente de los datos de dichas estaciones; en relación a la temperatura media se tiene una densidad de 0.92 estaciones/1000 km², mientras que en relación a la precipitación se tiene una densidad de 2.6 estaciones /1000 km². Todo lo anterior justifica el uso de variables auxiliares para apoyar y mejorar la distribución espacial de las variables hidrometeorológicas de interés en la zona de estudio, es importante recalcar que estas variables auxiliares se usan en conjunto con los datos observados en las estaciones y en ningún caso reemplaza su uso.

3.1.2.1. Evaluación del desempeño de datos climáticos globales de alta resolución

Como se describió en la metodología, las variables auxiliares que se utilizan son los campos climáticos globales de alta resolución espacial obtenidos de las bases de datos de los proyectos WorldClim V.2.0 (Fick & Hijmans, 2017) y Chelsa V.1.2 (Karger et al., 2017). Previamente, antes de ser usados como variables auxiliares en el método de interpolación de Kriging con Deriva Externa (KDE), se evalúa la representatividad de dichos campos climáticos globales en relación al comportamiento estacional y a la magnitud de las variables hidrometeorológicas de interés en la zona de estudio (dominio hidroclimatológico), particularmente para la precipitación y la temperatura media.

Usando los campos climáticos globales de WorldClim V.2.0 y de Chelsa V.1.2, se extrajeron los ciclos promedio anuales de precipitación total y temperatura media en cada uno de los puntos geográficos que representan las estaciones hidrometeorológicas de interés en el dominio hidroclimatológico, con lo cual, se comparan los ciclos promedio multianuales de los datos observados (estaciones) y de los datos auxiliares de WorldClim y Chesa, evaluando la representatividad de estos últimos respecto a los datos observados. La Figura 68 muestra la comparación grafica entre los ciclos de precipitación entre los datos observados y los datos de WorldClim y Chelsa para algunas estaciones del dominio hidroclimatológico, mientras que en la Figura 98 se muestra una comparación similar pero para la temperatura media.

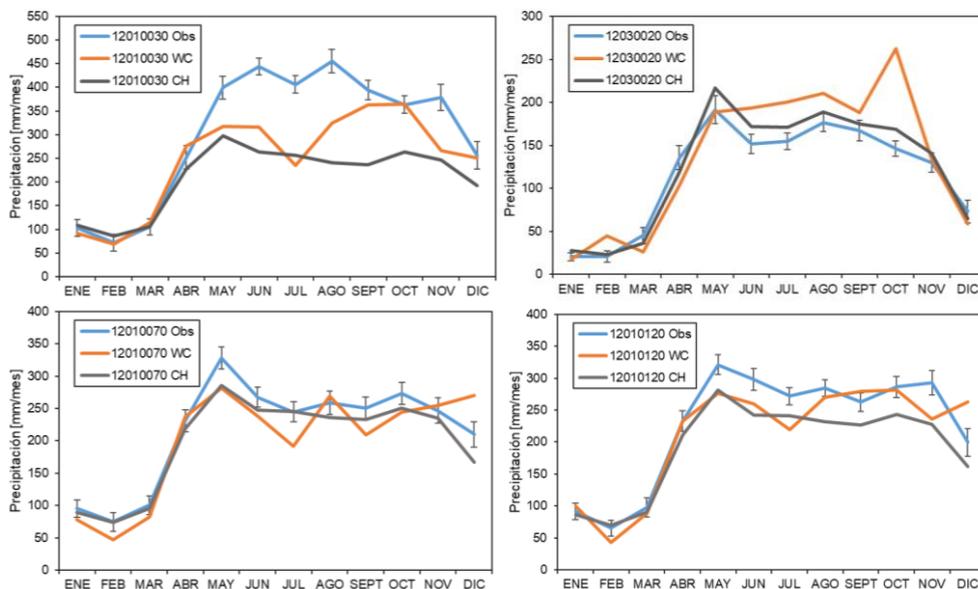


Figura 64. Comparación de ciclos anuales de lluvia entre datos observados de las estaciones (Obs), datos de WorldClim (WC) y datos de Chelsa (CH) para algunas estaciones en el dominio hidroclimatológico.

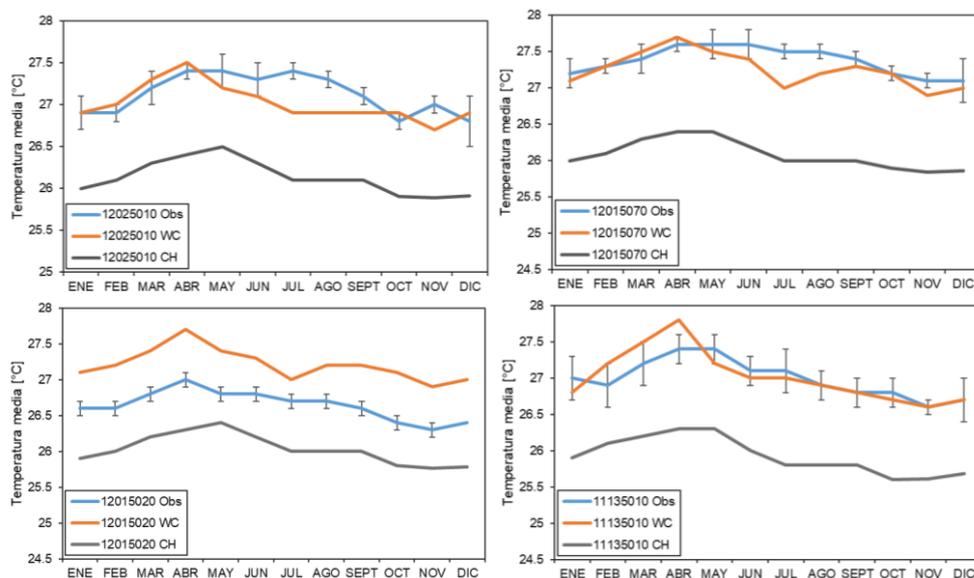


Figura 65. Comparación de ciclos anuales de temperatura media entre datos observados de las estaciones (Obs), datos de WorldClim (WC) y datos de Chelsa (CH) para algunas estaciones en el dominio hidroclimatológico.

En cuanto a la precipitación, se observa que tanto Chelsa como WorldClim reproducen de forma adecuada el ciclo anual de las estaciones, aunque Chelsa muestra un ligero mayor desempeño en cuanto a la correlación del ciclo anual, pero a la vez presenta un ligero mayor sesgo respecto a las magnitudes mensuales y anuales de la precipitación. En cuanto a la temperatura media, se observa que Chelsa subestima notablemente la magnitud de la temperatura media mensual, a diferencia de WorldClim, cuyo sesgo es menor y se aproxima más al comportamiento de los datos observados en las estaciones, las diferencias que exhibe Chelsa son del orden de 1 a 1,5°C, mientras que las diferencias que exhibe WorldClim son del orden de 0,5°C máximo. La estacionalidad (ciclo anual) es reproducida aproximadamente bien por las dos fuentes de datos, sin presentar diferencias significativas entre ellas.

El menor desempeño de Chelsa respecto a los datos observados de temperatura media, pueden ser causa del proceso de Downscaling de temperatura, que proviene del modelo de re análisis de ERA – Interim, que, aunque se realicen correcciones por sesgo respecto a estaciones en la escala global, a nivel de trópicos los datos de re análisis pueden tener diversas incertidumbres que al escalarse pueden seguir conservándose y repercutir en la magnitud de variables como la temperatura.

Para resumir numéricamente la evaluación de la representatividad de los campos climáticos de WorldClim y Chelsa respecto a los datos observados de las estaciones, se presentan los siguientes estadísticos de evaluación: RMSE (raíz cuadrada del error cuadrático medio) de los ciclos anuales, coeficiente de correlación lineal de Pearson entre los ciclos anuales y sesgo porcentual entre los valores agregados anuales; el resumen de dichos estadísticos se presentan tanto para la precipitación como para la temperatura media en la Tabla 26 y en la Tabla 27 respectivamente. El RMSE indica un mejor ajuste cuando es pequeño, el Coeficiente de correlación indica un mejor ajuste cuando se aproxima a 1 y el sesgo porcentual indica un mejor ajuste cuando es pequeño. En el *Anexo 03: Algunos resultados*, se presentan los detalles de los estadísticos mencionados para cada estación.

Tabla 26. Resumen estadístico de las métricas usadas para evaluar el desempeño de los datos de WorldClim V.1.2 y Chelsa V.2.0 en relación a los datos de precipitación observados (estaciones) en la zona de estudio.

Resumen de métricas	RMSE (mm/mes)		Sesgo [%] Lluvia anual		Coeficiente de correlación entre los ciclos anuales	
	WorldClim	Chelsa	WorldClim	Chelsa	WorldClim	Chelsa
Número de estaciones	40	40	40	40	40	40
Máximo	169	238	50%	65%	0.99	0.99
Mínimo	17	15	-39%	-48%	0.15	0.84
Media absoluta	64	59	20%	23%	0.89	0.96

Tabla 27. Resumen estadístico de las métricas usadas para evaluar el desempeño de los datos de WorldClim V.1.2 y Chelsa V.2.0 en relación a los datos de temperatura media observados (estaciones) en la zona de estudio.

Resumen de métricas	RMSE [°C]		Sesgo [%] Temperatura media anual		Coeficiente de correlación entre los ciclos anuales	
	WorldClim	Chelsa	WorldClim	Chelsa	WorldClim	Chelsa
Número de estaciones	11	11	11	11	11	11
Máximo	1.1	1.5	3.90%	3.90%	0.89	0.91
Mínimo	0.2	0.3	-2.40%	-5.30%	0.38	0.41
Media absoluta	0.5	1.0	2.00%	3.90%	0.72	0.73

En general, WorldClim y Chelsa presentan un comportamiento muy similar respecto a las observaciones de la precipitación, con errores porcentuales promedio de 20 y 23 % respectivamente, mientras que en el coeficiente correlación, Chelsa es ligeramente mejor con un valor de 0,96 en comparación con 0,89 de WorldClim. En cuanto al RMSE, Chelsa muestra un valor ligeramente menor, con un promedio de 59 mm, mientras que WorldClim presenta un promedio de 64 mm.

En relación a la temperatura media, tal como ya se ha evidenciado en el análisis gráfico, Chelsa presenta menor eficiencia de representatividad de magnitudes que WorldClim, esto se ve reflejado en un mayor sesgo porcentual (3,9% promedio en Chelsa contra 2,0% promedio en WorldClim) y en un mayor RMSE (1,0 °C promedio en Chelsa, contra 0,5 °C promedio en WorldClim).

3.1.2.2. Distribución espacial de la precipitación y temperatura media

De acuerdo con la evaluación de desempeño de los datos climáticos globales de alta resolución espacial, tanto WorldClim como Chelsa representan bien el comportamiento estacional promedio multianual de las precipitaciones en el dominio hidroclimatológico, por lo cual, podría usarse cualquiera de las dos fuentes de datos para ser aplicadas como variables auxiliares para una interpolación de datos promedios multianuales de precipitación.

Se aplicó interpolación estocástica mediante el algoritmo geo estadístico de Kriging con Deriva Externa (KDE) definido y programado en el software HidroSIG Java (Poveda et al., 2006; Álvarez, 2007), para lo cual se usaron datos de lluvia promedio multianual de 37 de las 40 estaciones existentes en el dominio hidroclimatológico y los campos de lluvia de WorldClim V.2.0 y Chelsa v.1.2 fueron definidos como variables auxiliares de interpolación (deriva externa) para mejorar la tendencia espacial; tres (3) estaciones fueron descartadas debido a la corta longitud de registro (menor a 10 años) y/o una gran cantidad de datos faltantes. Para la interpolación KDE se ha ajustado un semivariograma teórico tipo esférico más pepita al semivariograma experimental (datos observados). Los resultados de la distribución espacial de la lluvia obtenidos se muestran en la Figura 66.

Se observa que, tanto el comportamiento espacial como la magnitud de la precipitación en el dominio hidroclimatológico, son muy similares entre los mapas interpolados con deriva WorldClim y deriva Chelsa, validando su similitud en el desempeño y representatividad, como se había mencionado anteriormente. Los campos de precipitación muestran un amplio rango de variación, entre un mínimo de 1331 mm/año hasta un máximo de 5201 mm/año, adicionalmente dicho rango se representa con una variabilidad espacial marcada y definida, las menores precipitaciones se presentan hacia la zona norte del dominio hidroclimatológico, mientras que las mayores precipitaciones se localizan en la zona sur, coincidiendo con la parte alta de la serranía de Abibe, donde se observa una alta producción pluviométrica y el nacimiento del río León. Específicamente para la envolvente de las cuencas de interés, se presenta un gradiente pluviométrico en dirección sur – norte pasando de lluvias ente 4500 mm/año en la parte alta de la cuenca del río León, hasta lluvias entre 1500 mm/año en la cuenca del río Turbo.

En cuanto a la temperatura media, es claro que los datos de WorldClim muestran un mejor desempeño que los de Chelsa, por tanto, se han considerado los datos de WorldClim como deriva externa para la construcción del mapa de temperatura media anual en el dominio hidroclimatológico, usando el método KDE y considerando los 14 registros de temperatura media, dicho mapa se presenta en la

Figura 67, acompañado del campo de temperatura media anual estimado mediante la ecuación de regionalización de Cenicafé para la región atlántica, que se relaciona directamente con la topografía del terreno (Barco & Cuartas, 1998). Se observa que ambos mapas presentan un comportamiento espacial y magnitudes muy similares, con lo que se valida el mapa de temperatura media interpolado.

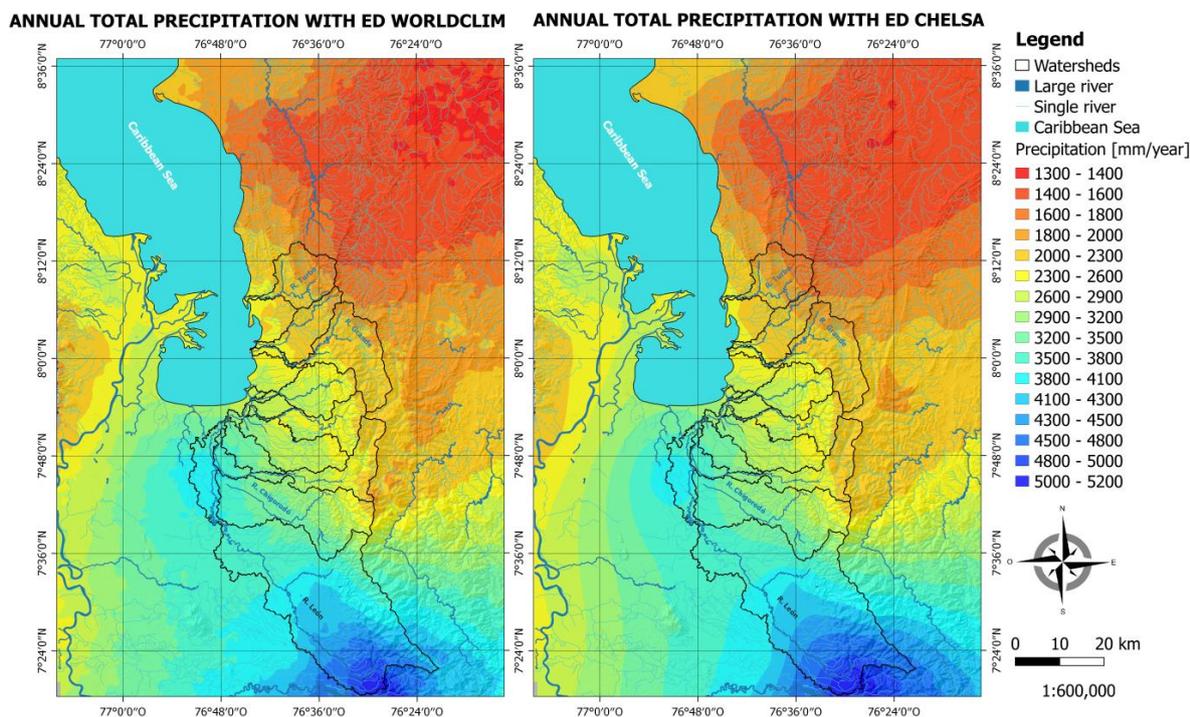


Figura 66. Distribución espacial de la precipitación total multianual en el dominio hidroclimatológico: por KDE con WorldClim como deriva (izquierda) y con Chelsa como deriva (derecha).

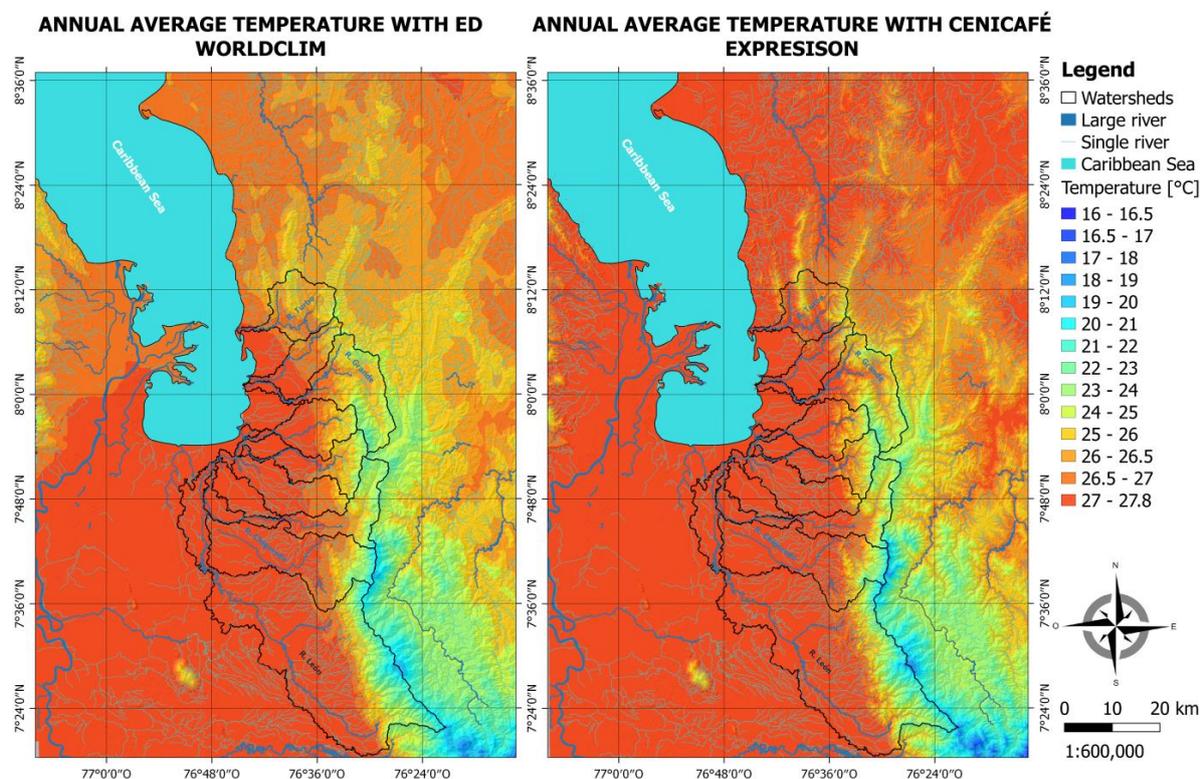


Figura 67. Distribución espacial de la temperatura media anual en el dominio hidroclimatológico: por KDE con WorldClim como deriva (izquierda) y usando la expresión de Cenicafé (derecha).

3.1.2.3. Distribución espacial de la evapotranspiración real

Para completar los elementos para aplicar el balance hidrológico de largo plazo en el dominio hidroclimatológico, se requiere conocer la distribución espacial de la evapotranspiración real media multianual (ETR), para lo cual se aplican los métodos enunciados en la sección 2.1. Para la aplicación espacial de los métodos, se ha utilizado; la precipitación media multianual resultante de la interpolación KDE con deriva de WorldClim para ser consistente con la fuente de datos de las subsiguientes variables, temperatura media multianual resultante de la interpolación KDE con deriva de WorldClim, temperatura media mensual interpolada con KDE y deriva de WorldClim y radiación solar incidente mensual obtenida directamente de los datos de WorldClim. En la Figura 68 se muestra la distribución espacial de evapotranspiración real (ETR) estimada mediante los cuatro (4) métodos.

Es importante recalcar que, tres de los cuatro métodos (Cenicafé, Thornhwaite y Hargreaves) estiman evapotranspiración potencial (ETP), mientras que el método de Turc estima evapotranspiración real (ETR). En el marco de esta caracterización hidroclimatológica, para los tres métodos mencionados, la ETP se convierte a ETR usando el método de Budyko, mientras que para el modelo SWB, la ETR se obtiene como un resultado del balance (ver sección 3.2).

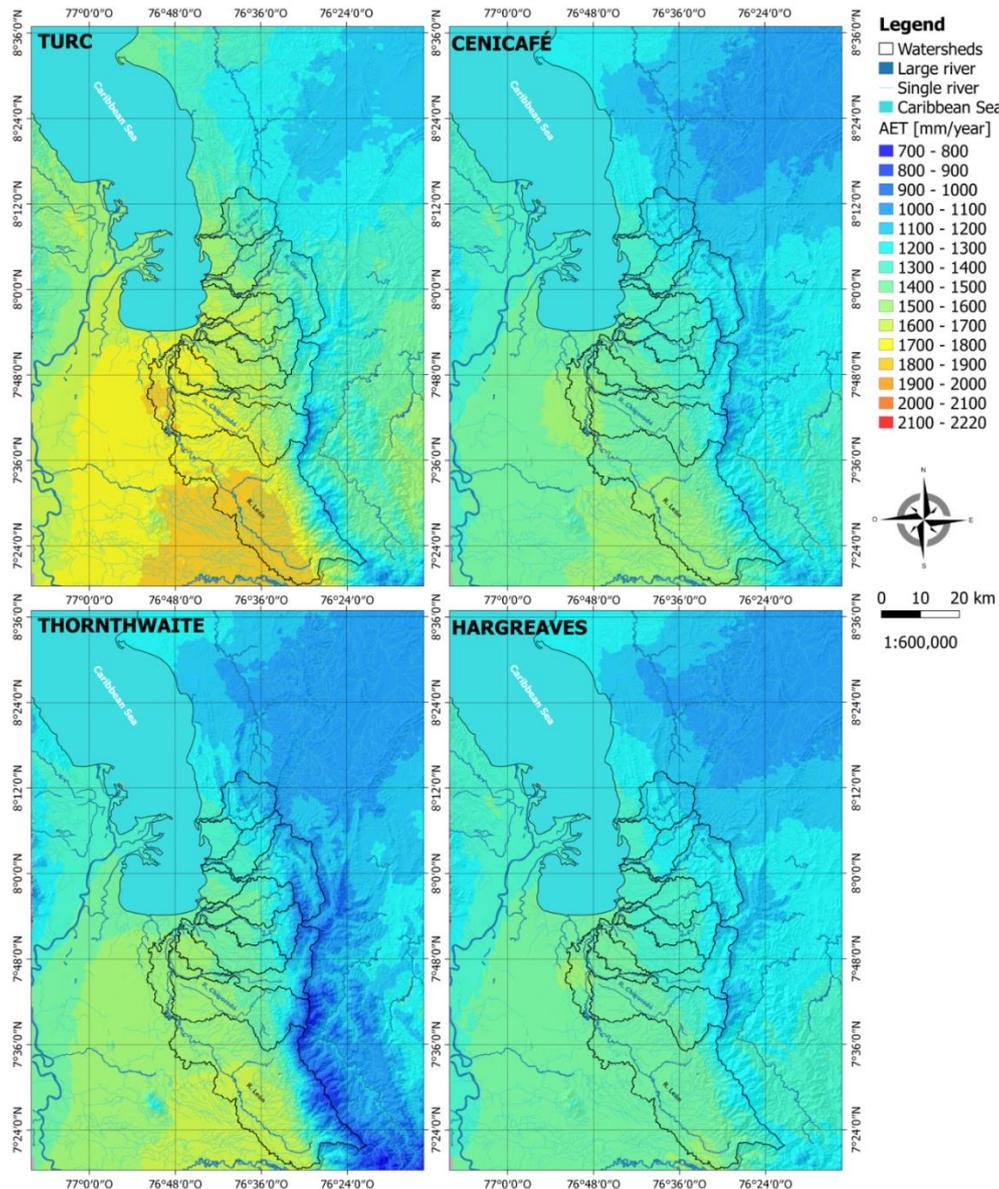


Figura 68. Distribución espacial de la evapotranspiración real (ETR) promedio multianual estimada por cuatro diferentes métodos.

Se observa que los métodos de Thornthwaite y Turc estiman los valores más altos de evapotranspiración, entre 1900 – 2200 mm/año y 1800 – 2100 mm/año respectivamente, mientras que el método de Cenicafé estima los valores más bajos y Hargreaves representa condiciones intermedias. La distribución espacial de la evapotranspiración obedece a los dos factores que favorecen la ocurrencia de este proceso: la disponibilidad de agua por mayor ocurrencia de precipitación y la disponibilidad de energía relacionada con la radiación y la temperatura.

Las diferencias observadas entre los mapas, se deben principalmente a las variables consideradas por cada método. En el caso de Cenicafé, se considera solo dependencia con el relieve para la ETP, y la posterior influencia de la lluvia disponible para la ETR; mientras que los métodos de Thornthwaite y Hargreaves, consideran variables más relacionadas con la física del proceso de evapotranspiración, tales como la radiación y la temperatura, y a una escala estacional (mensual), lo cual podría indicar una mejor representación de las magnitudes de la ETP y de la ETR después, al considerar la lluvia disponible. El método de Turc por su parte, estima directamente la ETR, combinando en una ecuación los términos de temperatura y lluvia disponible.

3.1.3. Estimación de la escorrentía total – caudales medios

Con las variables de precipitación y evapotranspiración real (estimada por cuatro métodos – cuatro escenarios) espacialmente estimadas para condiciones promedio de largo plazo, se aplica la ecuación de balance hidrológico de largo plazo (ecuación (1)), considerando la red de drenaje, las direcciones de flujo superficial y las cuencas hidrográficas de interés obtenidas en la sección 2.6.1, y transitando los flujos de escorrentía total resultantes del balance hidrológico hacia las principales corrientes de agua superficial, convirtiéndose en caudales medios en los cauces; tal como se esquematiza en la Figura 69, donde se presenta la distribución espacial de la escorrentía total media multianual obtenida (expresada como caudales medios en los cauces).

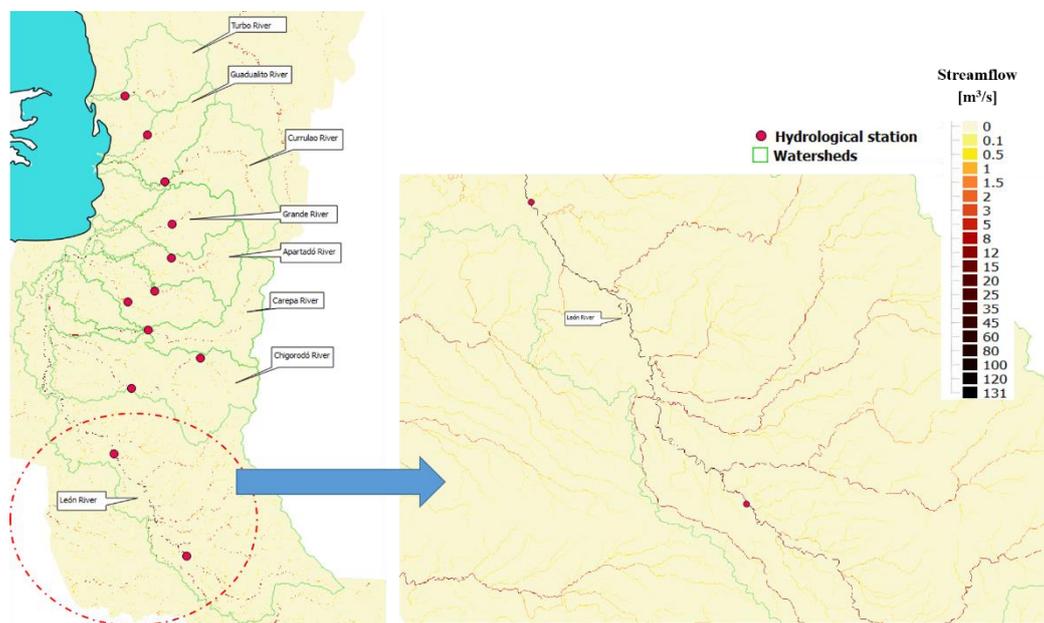


Figura 69. Red de drenaje y direcciones de flujo, encargadas del tránsito de la escorrentía hacia las corrientes principales generando caudales medios.

El balance hidrológico de largo plazo es aplicado con soporte de los softwares HidroSIG y MapWindow para cada método de estimación de la evapotranspiración. Los resultados de los caudales medios estimados para las estaciones hidrológicas disponibles en el dominio hidroclimatológico se muestran en la Tabla 28, así como la evaluación estadística del desempeño de cada método en relación a los caudales medios observados en dichas estaciones; definiendo el RMSE y el coeficiente de determinación R^2 como métricas de evaluación entre los caudales observados y los estimados (balance hidrológico de largo plazo y cuatro método de estimación de la ETP – ETR).

Se observa que el balance hidrológico de largo plazo por todos los métodos de estimación de la evapotranspiración, tiende a subestimar los caudales medios de las corrientes principales en el dominio hidroclimatológico, dicha subestimación es mayor en el balance realizado con la ETR de Turc, mostrando el mayor RMSE, mientras que las menores subestimaciones, es decir los menores RMSE corresponden a los balances realizados con la ETP-ETR de Hargreaves-Budyko y Thornthwaite-Budyko. El comportamiento mencionado también se puede apreciar con mayor claridad en la Figura 70, donde se observa que en general el método del balance hidrológico de largo plazo es una buena aproximación para la estimación de caudales medios (escorrentía total), con coeficientes de ajuste R^2 alrededor de 0,99.

Tabla 28. Resultados de los caudales medios de largo plazo estimados para las corrientes principales por balance hidrológico de largo plazo y los diferentes métodos de estimación de la evapotranspiración (ETP-ETR).

Estación	Corriente	Caudales medios [m ³ /s]				
		Observado	Turc	Cenicafé	Hargreaves	Thornthwaite
APARTADO	APARTADO	5.3	2.7	3.2	3.2	3.4
BARRANQUILLITA	LEON	74.4	55.3	60.8	61.3	61.3
CAREPA	CAREPA	6.1	4.8	5.6	5.7	6.0
CERRAZON LA	CHIGORODO	5.6	2.6	2.9	3.0	3.2
CHIGORODO	CHIGORODO	13.8	8.5	9.8	9.9	10.1
CURRULAO	CURRULAO	7.2	5.6	6.6	6.6	7.3
DOS EL	TURBO	3.5	2.8	3.5	3.5	3.7
PTE CARRETERA	ZUNGO	2.3	1.8	2.1	2.2	2.2
RIOGRANDE	GRANDE	2.5	1.8	2.1	2.1	2.2
TRES EL	GUADUALITO	2.2	1.6	2.0	2.1	2.1
VICTORIA LA	VIJAGUAL	1.8	0.9	1.1	1.1	1.1
VILLARTEAGA	LEON	17.5	14.1	15.2	15.3	15.6
RMSE			5.97	4.29	4.14	4.07
Coefficiente R²			0.9970	0.9971	0.9972	0.9969

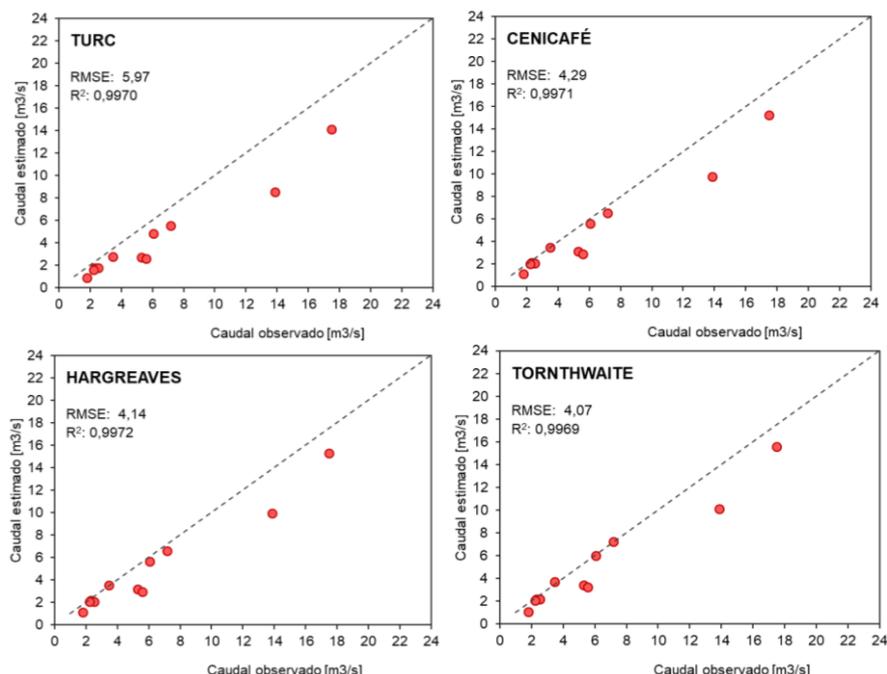


Figura 70. Comparación de caudales medios observados (registro de estaciones) y caudales medios estimados (balance hidrológico de largo plazo) para los diferentes métodos de estimación de la evapotranspiración (ETP-ETR).

A partir de la caracterización hidroclimatológica efectuada (precipitación, temperatura, evapotranspiración real y escorrentía total) a escala promedio multianual, se puede concluir y resaltar los siguientes aspectos relevantes para las estimaciones y análisis de la recarga de aguas subterráneas en la zona de estudio: a) la precipitación en la zona de estudio es característica de un clima húmedo tropical con variaciones espaciales notables que justifican el uso de modelos distribuidos para

estimaciones hidrológicas y de recarga, b) la precipitación muestra condiciones de variación estacional unimodal, con una época seca muy marcada y una época húmeda prolongada, los modelos hidrológicos y de recarga deberían ser capaces de conservar dicha estacionalidad e incluir su efecto en las variables a ser estimadas, c) los datos climáticos globales de alta resolución disponibles en los proyectos WorldClim y Chelsa, resultan ser información valiosa para las estimaciones de campos espaciales de largo plazo de variables hidroclimatológicas como la precipitación, la temperatura y la evapotranspiración, d) para la región del Eje Bananero del Urabá Antioqueño se encontró que los métodos de estimación de la ETP-ETR más representativos son el método de Hargreaves-Budyko y Thornthwaite-Budyko, en relación con la capacidad de reproducir la escorrentía total multianual (caudales medios), permitiendo obtener un primer ajuste al método de evapotranspiración potencial ETP que debería ser considerado en posteriores análisis, como para el modelo de balance humedad en el suelo SWB (ETP como variable de entrada).

3.2. MODELO DE BALANCE DE HUMEDAD EN EL SUELO

3.2.1. Propiedades suelo – cobertura

Como fue mencionado en la metodología, la ocurrencia conjunta de un tipo de suelos específico y de un tipo de coberturas específica, definen diversos parámetros del modelo de balance de humedad en el suelo SWB, tales como el Número de Curva CN para las tres condiciones de humedad antecedente (CNI y CNIII se definen en función de CNII de acuerdo con las ecuaciones (12) y (13) respectivamente), la tasa máxima de recarga (R_{max}) y la profundidad de las raíces (PR), las cuales determinan el espesor de la zona vadosa (EZV), donde ocurre la evapotranspiración representado el volumen de control Suelo – Planta para el modelo (Dripps & Bradbury, 2007; Mair et al., 2013; M. S. Westenbroek et al., 2010). Otros parámetros del modelo son: la capacidad de campo (CC) la cual solo depende de las propiedades del suelo y fue definida con detalle en la sección 2.6.3.2 y el umbral de intercepción en el follaje (αI), el cual se determina únicamente en función del tipo de coberturas. La mayoría de parámetros mencionados varía en su magnitud en función de la condición hidrológica (temporada húmeda y temporada normal – seca). Los tipos de suelo son clasificados dentro del modelo según su capacidad de infiltración, de acuerdo con el grupo hidrológico de la NRCS.

Un parámetro adicional no mencionado previamente, es el porcentaje de impermeabilización supuesta para un tipo de cobertura específica, el modelo SWB permite especificar dicho porcentaje, el cual resulta ampliamente útil cuando el área de estudio incluye coberturas con intervención antrópica (áreas urbanas, zonas industriales etc.), al igual que los otros parámetros asociados a coberturas, este se define a partir de valores de referencia de literatura especializada.

$$CNI = (1.44206581732462 \times 10^{-6})(CNII)^4 - (2.54340415305462 \times 10^{-4})(CNII)^3 + (2.07018739405394 \times 10^{-2})(CNII)^2 - (7.67877072822852 \times 10^{-3})(CNII) + 2.09678222732103 \quad (12)$$

$$CNIII = (-6.20352282661163 \times 10^{-7})(CNII)^4 + (1.60650096926368 \times 10^{-4})(CNII)^3 - (2.03362629006156 \times 10^{-2})(CNII)^2 + (2.01054923513527)(CNII) + 3.65427885962651 \quad (13)$$

A partir del cruce entre el tipo de suelos (cuatro tipos, ver Figura 52) y del tipo de coberturas (43 tipos, ver Figura 25 y Tabla 11), se obtienen los parámetros mencionados, tomando los valores de referencia para cada cruce obtenidos de Thornthwaite & Mather (1957); Mockus, (1965); Cronshey et al., (1986); Dripps & Bradbury, (2007) y Westenbroek et al., (2010). Dichos parámetros se presentan en la Tabla 29 y en la Tabla 30, y son los utilizados para la configuración del modelo SWB, que, en conjunto con los parámetros geomorfológicos, específicamente con las direcciones de flujo superficial, representan la etapa estática del modelamiento o la parametrización del mismo, ya que se conservan constantes en cada paso de tiempo del periodo de simulación.

Tabla 29. Propiedades suelo – cobertura definidas como parámetros para el modelo SWB: impermeabilización supuesta, umbral de intercepción y Número de Curva en condición Normal (CNII).

Código Nivel 3	Coberturas	Impermeabilización supuesta (%)	Umbral de intercepción u_i (mm)		CNII condición normal			
			Temporada Húmeda	Temporada Normal - Seca	Grupo A	Grupo B	Grupo C	Grupo D
111	Tejido urbano continuo	65	2.1	0	77	85	90	92
112	Tejido urbano discontinuo	38	2.1	0	61	75	83	87
113	Tejido urbano discontinuo	30	2.1	0	57	72	81	86
150	Construcciones rurales	12	2.1	0	46	65	77	82
121	Zonas industriales o comerciales	85	1.6	0	89	92	94	95
131	Zonas de extracción minera	72	1.3	0	81	88	91	93
132	Escombreras y botaderos	72	1.3	0	81	88	91	93
122	Red vial, ferroviaria y terrenos asociadas	100	0	0	98	98	98	98
123	Zonas portuarias	100	0	0	98	98	98	98
124	Aeropuertos	100	0	0	98	98	98	98
141	Zonas verdes urbanas	0	1.6	0	39	61	74	80
142	Instalaciones recreativas	0	1.6	0	49	69	79	84
222	Cultivos permanentes arbustivos	0	2.3	0	67	78	85	89
211	Otros cultivos transitorios	0	2.3	0	67	78	85	89
221	Cultivos permanentes herbáceos	0	2.3	0	67	78	85	89
241	Mosaico de cultivos	0	2.3	0	67	78	85	89
245	Mosaico de cultivos con espacios naturales	0	2.3	0	67	78	85	89
223	Cultivos permanentes arbóreos	0	2.3	0	39	61	74	80
232	Pastos arbolados	0	1.3	0	39	61	74	80
233	Pastos enmalezados	0	1.3	0	49	69	79	84
321	Herbazal	0	1.3	0	49	69	79	84
231	Pastos limpios	0	1.3	0	68	79	86	89
244	Mosaico de pastos con espacios naturales	0	1.3	0	68	79	86	89
242	Mosaico de pastos y cultivos	0	1.8	0	67.5	78.5	85.5	89
243	Mosaico de cultivos, pastos y espacios naturales	0	1.8	0	67.5	78.5	85.5	89
311	Bosque denso	0	2.5	1.5	25	55	70	77
312	Bosque abierto	0	2.3	1.3	36	60	73	79
315	Plantación forestal	0	2.3	1.3	36	60	73	79
313	Bosque fragmentado	0	2	1	45	66	77	83
323	Vegetación secundaria o transición	0	2	1	45	66	77	83
314	Bosque de galería y ripario	0	2.5	1	25	35	45	55
511	ríos	N/A	0	0	100	100	100	100
512	lagunas, lago y ciénagas naturales	N/A	0	0	100	100	100	100
513	canales	N/A	0	0	100	100	100	100
521	lagunas costeras	N/A	0	0	100	100	100	100
522	mares y océanos	N/A	0	0	100	100	100	100
523	estanques para acuicultura marina	N/A	0	0	100	100	100	100
413	Vegetación acuática sobre cuerpos de agua	0	1.3	0	100	100	100	100
411	Zonas pantanosas	0	0	0	100	100	100	100
421	Pantanos costeros	0	0	0	100	100	100	100
331	Zonas arenosas naturales	N/A	0	0	40	40	40	40
333	Tierras desnudas y degradadas	N/A	0	0	40	40	40	40
334	Zonas quemadas	N/A	0	0	40	40	40	40

Tabla 30. Propiedades suelo – cobertura definidas como parámetros para el modelo SWB: tasa máxima de recarga (R_{max}) y profundidad de la zona de raíces (PR).

Código Nivel 3	Descripción	Tasa máxima de recarga (mm/día)				Profundidad zona de raíces (m)			
		Grupo A	Grupo B	Grupo C	Grupo D	Grupo A	Grupo B	Grupo C	Grupo D
111	Tejido urbano continuo	50.8	15.2	15.2	6.1	0.5	0.5	0.5	0.6
112	Tejido urbano discontinuo	50.8	15.2	15.2	6.1	0.5	0.5	0.5	0.6
113	Tejido urbano discontinuo	50.8	15.2	15.2	6.1	0.5	0.5	0.5	0.6
150	Construcciones rurales	50.8	15.2	15.2	6.1	0.5	0.5	0.5	0.6
121	Zonas industriales o comerciales	50.8	15.2	15.2	6.1	0.3	0.3	0.3	0.4
131	Zonas de extracción minera	50.8	15.2	15.2	6.1	0.2	0.2	0.2	0.3
132	Escombreras y botaderos	50.8	15.2	15.2	6.1	0.2	0.2	0.2	0.3
122	Red vial, ferroviaria y terrenos asociadas	50.8	15.2	15.2	6.1	0.2	0.2	0.2	0.3
123	Zonas portuarias	50.8	15.2	15.2	6.1	0.2	0.2	0.2	0.3
124	Aeropuertos	50.8	15.2	15.2	6.1	0.2	0.2	0.2	0.3
141	Zonas verdes urbanas	50.8	15.2	15.2	6.1	1.0	1.0	1.0	1.3
142	Instalaciones recreativas	50.8	15.2	15.2	6.1	1.0	1.0	1.0	1.3
222	Cultivos permanentes arbustivos	50.8	15.2	15.2	6.1	0.5	0.5	0.5	0.6
211	Otros cultivos transitorios	50.8	15.2	15.2	6.1	0.3	0.8	1.0	1.0
221	Cultivos permanentes herbáceos	50.8	15.2	15.2	6.1	0.3	0.8	1.0	1.0
241	Mosaico de cultivos	50.8	15.2	15.2	6.1	0.3	0.8	1.0	1.0
245	Mosaico de cultivos con espacios naturales	50.8	15.2	15.2	6.1	0.3	0.8	1.0	1.0
223	Cultivos permanentes arbóreos	50.8	15.2	15.2	6.1	1.0	1.0	1.0	1.3
232	Pastos arbolados	50.8	15.2	15.2	6.1	1.0	1.0	1.0	1.3
233	Pastos enmalezados	50.8	15.2	15.2	6.1	1.0	1.0	1.0	1.3
321	Herbazal	50.8	15.2	15.2	6.1	1.0	1.0	1.0	1.3
231	Pastos limpios	50.8	15.2	15.2	6.1	1.0	1.0	1.0	1.3
244	Mosaico de pastos con espacios naturales	50.8	15.2	15.2	6.1	1.0	1.0	1.0	1.3
242	Mosaico de pastos y cultivos	50.8	15.2	15.2	6.1	0.8	0.8	0.8	1.0
243	Mosaico de cultivos, pastos y espacios naturales	50.8	15.2	15.2	6.1	0.8	0.8	0.8	1.0
311	Bosque denso	50.8	15.2	15.2	6.1	3.6	2.5	2.0	2.0
312	Bosque abierto	50.8	15.2	15.2	6.1	3.6	2.5	2.0	2.0
315	Plantación forestal	50.8	15.2	15.2	6.1	3.6	2.5	2.0	2.0
313	Bosque fragmentado	50.8	15.2	15.2	6.1	3.6	2.5	2.0	2.0
323	Vegetación secundaria o transición	50.8	15.2	15.2	6.1	3.6	2.5	2.0	2.0
314	Bosque de galería y ripario	50.8	15.2	15.2	6.1	3.6	2.5	2.0	2.0
511	ríos	50.8	15.2	15.2	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0
512	lagunas, lago y ciénagas naturales	50.8	15.2	15.2	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0
513	canales	50.8	15.2	15.2	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0
521	lagunas costeras	50.8	15.2	15.2	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0
522	mares y océanos	50.8	15.2	15.2	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0
523	estanques para acuicultura marina	50.8	15.2	15.2	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0
413	Vegetación acuática sobre cuerpos de agua	50.8	15.2	15.2	6.1	2.0	1.5	1.3	1.3
411	Zonas pantanosas	50.8	15.2	15.2	6.1	0.5	0.5	0.5	0.6
421	Pantanos costeros	50.8	15.2	15.2	6.1	0.5	0.5	0.5	0.6
331	Zonas arenosas naturales	50.8	15.2	15.2	6.1	0.2	0.2	0.2	0.2
333	Tierras desnudas y degradadas	50.8	15.2	15.2	6.1	0.2	0.2	0.2	0.2
334	Zonas quemadas	50.8	15.2	15.2	6.1	0.2	0.2	0.2	0.2

3.2.2. Zona vadosa y profundidad de raíces

La profundidad de raíces (PR) es un parámetro dentro del modelo que en primera instancia se ha definido en función del cruce entre el tipo de suelos y el tipo de coberturas y permite una aproximación al espesor de la zona vadosa (EZV), sin embargo, en el marco de esta investigación, para la extensión del nivel somero del acuífero multicapa del Golfo de Urabá, especialmente para las áreas donde afloran los depósitos y terrazas aluviales, se cuenta con información directa para caracterizar dicho espesor de la zona vadosa (García, 2018), a partir de la información de monitoreo de niveles realizado en el marco

de la tesis doctoral de Ana Karina Campillo en colaboración con CORPOURABÁ (Campillo, 2019), donde se cuenta con datos de profundidad del nivel freático en 25 aljibes, de forma tal que, dicha profundidad es equivalente al espesor de la zona vadosa (EZV), tal como fue analizado por García (2018) y García et al., (2018). En la Tabla 31 se presentan los datos de profundidad del nivel freático reportados por Campillo (2019) para los 25 aljibes, cuya localización se muestra en la Figura 71.

Tabla 31. Datos de profundidad del nivel freático en 25 aljibes de monitoreo en la extensión de los depósitos aluviales del acuífero multicapa del Golfo de Urabá, utilizados para representar el espesor de la zona vadosa (EZV), tomado de (Campillo, 2019).

ID	Coordenadas		Elevación [m.s.n.m]	Profundidad nivel freático (m)	
	Norte (m)	Este (m)		Diciembre 2017	Marzo 2018
2	1367353	718996	20.89	0.58	1.32
4	1349595	713265	28.85	1.53	2.91
6	1344789	702315	6.59	0.91	1.36
7	1371729	719178	24.92	0.87	2.66
9	1343614	706456	14.60	0.49	1.50
11	1356709	710113	15.53	0.29	3.32
14	1370161	714538	12.36	0.93	2.52
8	1343074	713324	28.99	0.98	3.09
16	1360126	706318	3.87	0.97	1.55
17	1347926	714297	33.01	1.30	1.71
18	1338041	711038	25.62	0.78	2.13
21	1338018	708447	19.41	1.04	2.10
30	1355116	715978	31.34	0.97	1.88
33	1360348	704233	1.72	0.30	0.97
34	1370112	709512	2.50	0.22	0.92
35	1382499	714467	15.34	0.71	1.52
36	1386614	710044	3.75	0.05	0.80
37	1387298	706234	1.15	0.37	0.60
38	1353841	701884	3.25	0.85	0.61
39	1374128	709829	2.52	0.78	1.40
40	1379307	717550	21.72	0.96	3.39
45	1344691	700593	5.81	1.01	1.67
75	1365953	709382	4.60	0.97	1.50
76	1365225	715846	22.30	1.40	1.99
77	1364049	714287	15.49	1.42	1.70

Es importante mencionar que, los datos de nivel freático reportados anteriormente, fueron medidos de manera manual con sonda de nivel y para dos épocas hidrológicas contrastantes, siendo diciembre de 2017 característico de un mes de transición y marzo de 2018 característico de un mes seco, según el ciclo promedio multianual de lluvias en la zona de estudio (ver Figura 57). Para representar el espesor de la zona vadosa dentro del modelo (EZV) como un parámetro invariable en tiempo (limitante del modelo), se consideran las profundidades de nivel freático reportadas en diciembre de 2017, ya que son más característicos de una condición climatológica promedio, utilizando dichos datos se interpolaron los espesores de la zona vadosa utilizando Kriging Ordinario (KO), ajustando un semivariograma teórico tipo esférico más pepita a los datos experimentales (observados de nivel freático), con lo que se obtiene la distribución espacial del EZV en la extensión de los depósitos recientes del acuífero multicapa del Golfo de Urabá; sin embargo, dado que la zona de estudio abarca también las zonas de recarga indirecta y en dichas zonas no se cuenta con monitoreo de nivel freático y el acuífero puede presentar condiciones predominantemente de confinamiento, se decide conservar la profundidad de la zona de raíces (PR) como aproximación al EZV en dicha zona.

En la Figura 71 se muestran los dos escenarios descritos del espesor de la zona vadosa (EZV), a la izquierda la distribución espacial de la EZV aproximada mediante la profundidad de la zona de raíces (PR) y que se denomina escenario 1 de EZV, y a la derecha la distribución espacial de la EZV considerando la profundidad de los niveles freáticos en la extensión de los depósitos recientes del acuífero multicapa del Golfo de Urabá y que se denomina escenario 2 de EZV. Para fines de la simulación con el modelo SWB, se han considerado los dos escenarios, para evaluar la representatividad de la PR como aproximación de la EZV, y la posible mejoría que puede representar la incorporación de datos hidrogeológicos (niveles freáticos) al modelo SWB para simular la recarga.

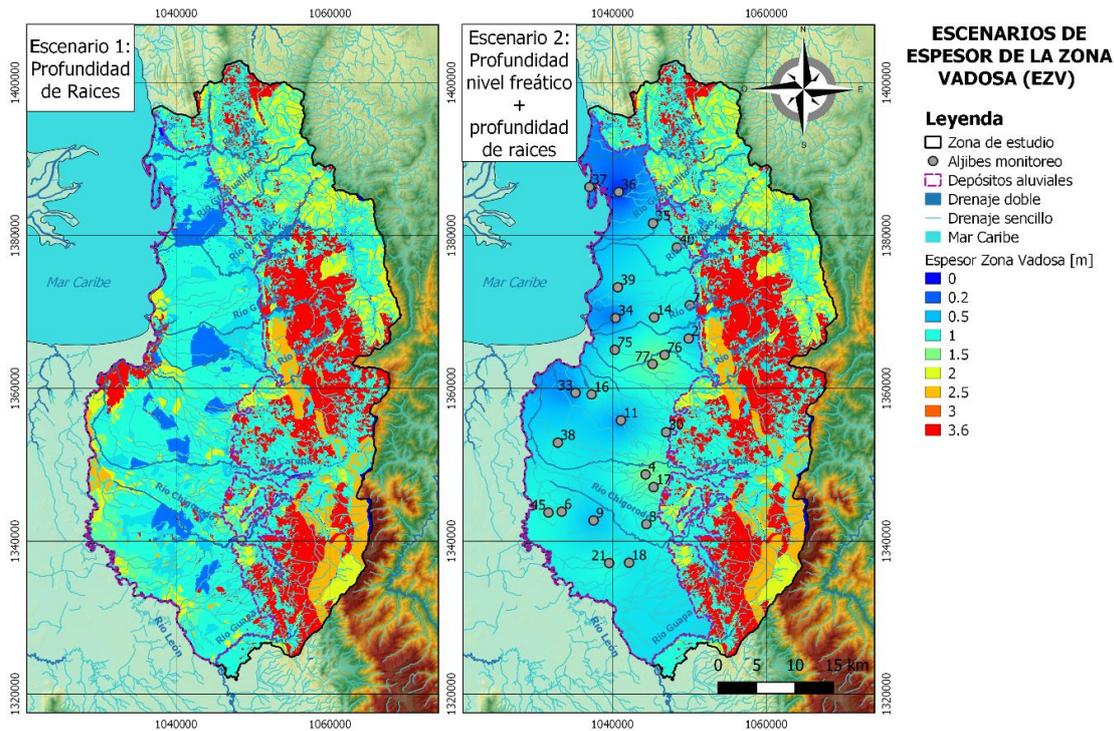


Figura 71. Escenarios de distribución espacial de Espesor de la Zona Vadosa considerados en el modelo SWB.

Se observa que en general, en la parte media y baja de la zona de estudio, en sentido este – oeste, tanto la profundidad de raíces como la profundidad del nivel freático muestran magnitudes similares, predominando bajas profundidades entre 0 y 1 m, por lo cual, es esperable que los dos escenarios no muestren diferencias significativas en relación a los resultados de las estimaciones de recarga.

3.2.3. Configuración del modelo

En las secciones anteriores se ha presentado los parámetros que configuran la fase estática de modelamiento, en la sección posterior se describirán las entradas dinámicas y los resultados obtenidos, por tanto, a continuación, en la Tabla 32 se describe la configuración general del modelo SWB para la zona de estudio correspondiente a la extensión del acuífero multicapa del Golfo de Urabá y sus zonas de recarga indirecta.

Tabla 32. Datos generales de la configuración específica del modelo SWB para ser aplicado a la zona de estudio.

Sistema de coordenadas:	Magna Colombia Bogotá Zona (3116)	Unidades de operación del modelo:	pulgadas (") y grados Fahrenheit (°F)
Dominio del modelo:	Xmin: 696893.9357	Unidades dominio del modelo:	metros
	Ymin: 1322632.5701	Número de filas:	812
	Xmax: 738393.9357	Número de columnas:	415
	Ymax: 1403832.5701	Tamaño de celda	100 m
Temporada Húmeda:	Abril a Noviembre	Precipitación (puntual o distribuida)	Distribuida
Temperatura (puntual o distribuida)	Distribuida	Parámetro de abstracción inicial	0.05
Método de evapotranspiración	Hargreaves & Samani, 1985 (distribuido)	Capacidad de almacenamiento de agua en el suelo	Escenario 1: profundidad de raíces
Humedad inicial en el suelo	A capacidad de campo (100% de CC)		Escenario 2: profundidad del nivel freático y profundidad de raíces
Periodo de simulación	Enero 2014 a diciembre 2018	Paso de tiempo	Diario
Variables de salida	Recarga potencial directa, evapotranspiración real, humedad en el suelo, escorrentía directa, intercepción	Escala temporal de salidas	Mensuales y anuales

En el *Anexo 04* se presenta el archivo de configuración del modelo, el cual es requerido para futuras simulaciones con el modelo que aquí se ha configurado y parametrizado para la zona de estudio. Es importante mencionar que el modelo SWB en su versión 1.0, opera solo bajo las unidades de pulgadas y grados Fahrenheit, por tanto, todos los datos con excepción de la definición del dominio del modelo, son incorporados en dichas unidades.

En relación al periodo de simulación, es importante mencionar que el año 2014 corresponde al periodo de inicialización del modelo, de forma tal que, la influencia de las condiciones iniciales supuestas (particularmente la humedad inicial) pueda ser reducida en los resultados definitivos del modelo, que corresponden al periodo enero 2015 a diciembre de 2018, dicho periodo ha sido definido con dos objetivos: a) que incluya el periodo en el cual se tienen datos disponibles de oscilaciones de nivel freático y donde se aplica el método WTF que corresponde a diciembre 2016 a mayo de 2018, b) que incluya por lo menos dos años con condiciones hidrológicas contrastantes, uno seco y uno normal, para evaluar la variabilidad temporal de la recarga en la escala interanual. En este caso el periodo escogido contiene años húmedo, seco y normal.

3.2.4. Distribución espacial diaria de las variables hidrometeorológicas

Las variables hidrometeorológicas son las entradas dinámicas del modelo SWB y según la configuración descrita anteriormente y los objetivos de esta investigación, se ingresan de manera espacialmente distribuida, por tanto, se requieren mapas diarios de precipitación y temperatura máxima y mínima para cada día del periodo de simulación, el cual ha sido definido entre enero 2014 a diciembre de 2018, con el año 2014 como periodo de inicialización del modelo (carburación, entrenamiento o calentamiento).

De las 40 series de precipitación disponibles, 18 cuenta con información actualizada para el periodo de simulación, las cuales han sido previamente reconstruidas usando el método de Razones Promedio (sección 2.6.1), las 18 estaciones se encuentran espacialmente bien distribuidas en la zona de estudio y alrededores para controlar condiciones de frontera en la interpolación, en la Figura 72 se muestra las series diarias de precipitación de algunas de las estaciones consideradas para la construcción de los campos de precipitación, en el *Anexo 03: Algunos resultados*, se muestran todas las series diarias de precipitación utilizadas. En la Tabla 33 se presentan las variaciones anuales de la precipitación respecto a la media multianual en cada estación y para cada año de simulación, que incluye la clasificación de dichos años según las fases del ENSO (El Niño – Oscilación del Sur), fenómeno que influye parcialmente en la variación inter anual del clima en la zona (CORPOURABA, 2017a; CORPOURABA, 2017b). Se observa que en general, el año 2015 es característico de condiciones interanuales muy secas, el año 2016 y el año 2018 característicos de condiciones normales y el año 2017 característico de condiciones ligeramente húmedas.

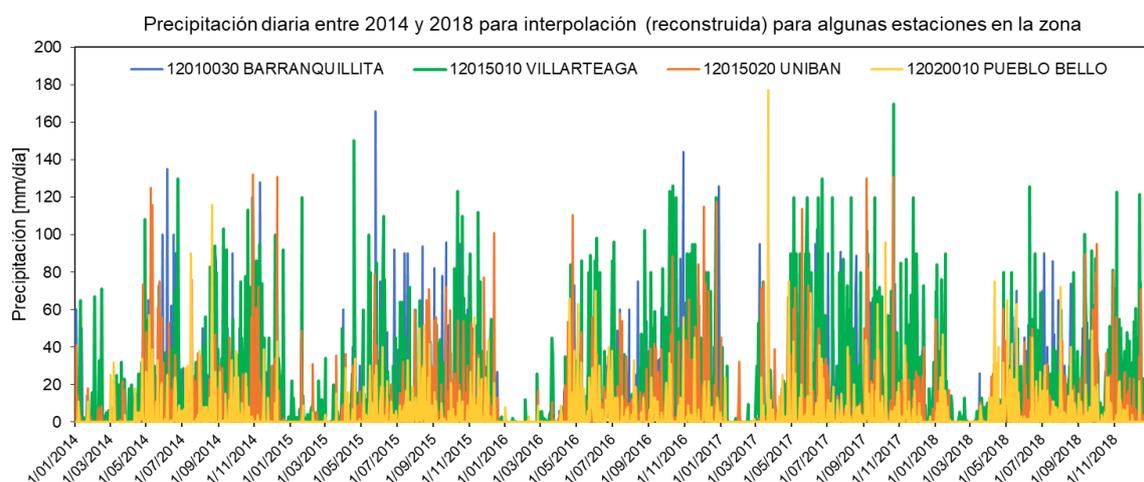


Figura 72. Algunas series diarias de precipitación incorporadas al código de interpolación para la construcción de los mapas de precipitación requeridos para el modelo de balance de humedad en el suelo SWB.

Tabla 33. Precipitación media multianual y su variación interanual en las estaciones utilizadas dentro del modelo para cada año de simulación.

ID	Estación	Precipitación media multianual (mm/año)	Desviación respecto a la precipitación media multianual				
			2014 (Neutro)	2015 (El Niño)	2016 (El Niño a Normal)	2017 (La Niña)	2018 (Normal)
24	TRIGANA	3034	-6.9%	-31.9%	-0.8%	-8.0%	1.9%
15	RIOSUCIO	2517	-12.7%	-20.5%	-33.1%	-27.4%	-24.5%
27	UNGUIA	2189	-1.4%	-17.8%	-1.3%	-3.1%	18.5%
22	TORMENTO EL	4081	-6.5%	16.5%	3.3%	5.8%	-33.8%
1	BARRANQUILLITA	3616	0.5%	-13.8%	-1.9%	-14.6%	0.4%
23	TOSCANA LA	2786	-11.6%	-11.8%	-21.5%	-11.1%	-10.6%
8	LORENA LA	2587	-10.6%	-6.6%	19.6%	32.3%	0.9%
3	CASCO EL	2580	-8.3%	-21.0%	1.3%	8.7%	-4.1%
7	EUPOL	2698	-8.1%	-12.6%	0.8%	17.4%	6.4%
11	PRADO MAR	2264	-29.5%	-39.8%	-7.9%	25.8%	3.3%
19	STA MARTHA	2701	-0.7%	-22.7%	-7.5%	9.7%	-4.6%
9	NUEVO ORIENTE	3833	-9.0%	-27.1%	-7.7%	-1.7%	-47.1%
29	VILLA ARTEAGA	5245	10.9%	-5.9%	9.0%	35.5%	2.8%
58	UNIBAN	2716	-3.4%	-16.2%	3.5%	4.0%	-5.5%
43	APTO LOS CEDROS	3292	-5.0%	-20.2%	4.6%	9.6%	2.5%
12	PUEBLO BELLO	1534	-9.8%	-16.2%	-8.0%	2.5%	2.3%
50	MELLITO EL	1946	-5.9%	-30.1%	5.5%	30.2%	21.2%
2	CARMELO EL	1411	-26.1%	-15.6%	-17.3%	-12.1%	-3.3%
PROMEDIO		2835	-8.0%	-17.4%	-3.3%	5.8%	-4.1%

En relación a la temperatura máxima y mínima, de las 11 series disponibles, cuatro (4) cuentan con información actualizada para el periodo de simulación, las cuales han sido previamente reconstruidas usando el método de Razones Promedio (sección 2.6.1), en la Figura 73 y en la Figura 74 se muestran las series diarias de temperatura máxima y mínima respectivamente, las cuales son consideradas para la construcción de los campos de temperatura.

las cuatro (4) estaciones se encuentran espacialmente distribuidas en la zona de estudio y alrededores, sin embargo, son escasas para representar la distribución espacial de la temperatura en la zona, por tanto, se han construido siete (7) series sintéticas de temperatura máxima y mínima en las zonas desprovistas de información (puntos auxiliares), escalando las cuatro estaciones de referencia considerando la temperatura máxima y mínima extraída de los mapas medios multianuales de dichas variables obtenidas en la Caracterización hidroclimatológica. En la Tabla 34 se describen los puntos y sus respectivas temperaturas máximas y mínimas promedio multianuales utilizados para las interpolaciones.

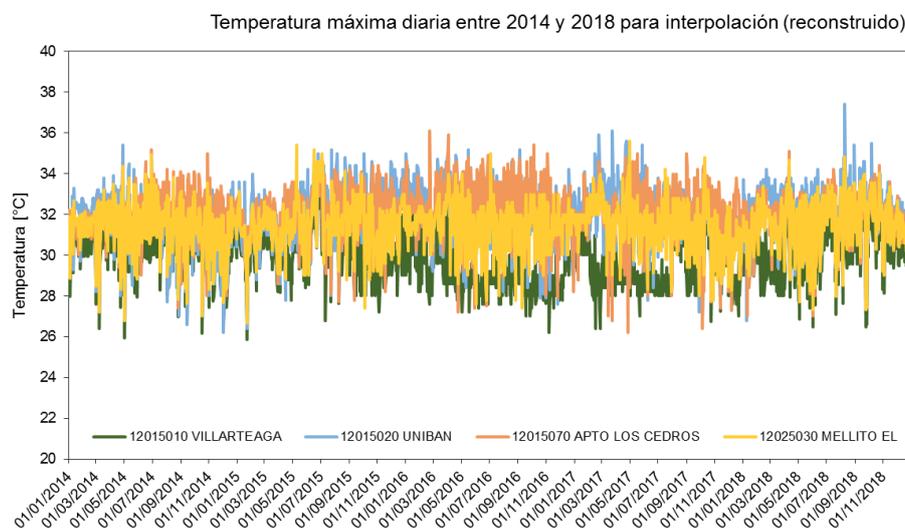


Figura 73. Series diarias de temperatura máxima incorporadas al código de interpolación para la construcción de los mapas de temperatura máxima requeridos para el modelo de balance de humedad en el suelo SWB.

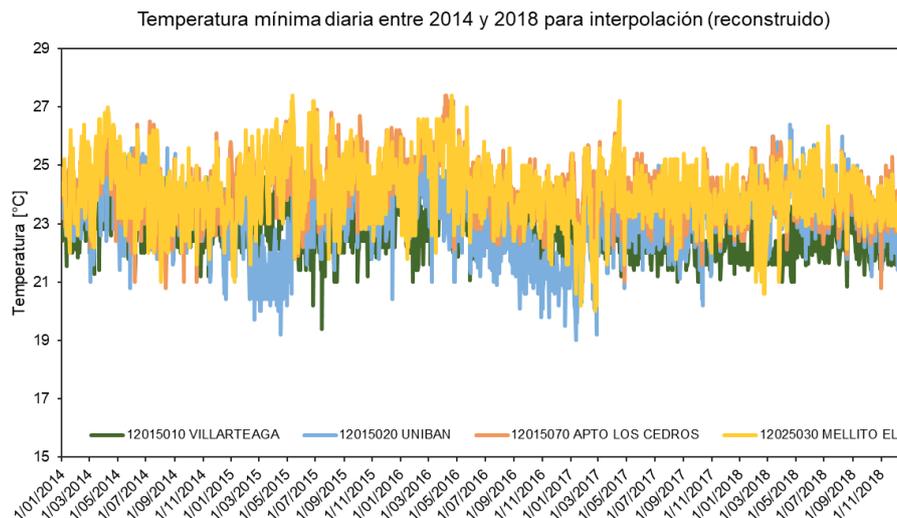


Figura 74. Series diarias de temperatura mínima incorporadas al código de interpolación para la construcción de los mapas de temperatura mínima requeridos para el modelo de balance de humedad en el suelo SWB.

Tabla 34. Descripción general de los puntos con información de temperatura diaria utilizados para la interpolación.

ID	Estación	Este (m)	Norte (m)	Temperatura máxima media multianual (°C)	Temperatura mínima media multianual (°C)
59	VILLA ARTEAGA	733988	1303551	30.2	22.3
58	UNIBAN	716041	1358035	31.3	23.4
43	APTO LOS CEDROS	708687	1357026	31.4	23.5
50	MELLITO EL	714122	1437399	31.2	23.7
	Auxiliar 1	753700	1302253	27.6	18.2
	Auxiliar 2	734065	1340048	28.6	18.4
	Auxiliar 3	741163	1317832	28.2	18.8
	Auxiliar 4	696500	1328156	31.6	23.1
	Auxiliar 5	732498	1367518	30.0	20.3
	Auxiliar 6	715537	1379778	31.7	23.6
	Auxiliar 7	738766	1404944	31.6	23.2

Para la interpolación de los campos diarios de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima para la zona de estudio, se utiliza la técnica de interpolación de base radial Spline de Placa Delgada (SPD) definido y programado en el paquete Field de R (Nychka et al., 2015) e incorporado a un código recurrente diseñado en R y R Studio (R Core Team, 2017) en el marco de esta investigación, para la obtención de todos los mapas de forma continua para la extensión del dominio del modelo y los formatos requeridos por el modelo SWB (archivos ASCII, nombres específicos y unidades específicas de pulgadas y grados Fahrenheit). La técnica de interpolación SPD ha sido ampliamente usada para obtener la distribución espacial de las variables hidrometeorológicas requeridas para el modelo SWB (Westenbroek et al., 2010; Mair et al., 2013; Bradbury et al., 2017), así como para el análisis de otras variables hidrológicas e hidrogeológicas (Donato & Belongie, 2002; Moreles & Mejía, 2010).

El uso de la técnica determinística SPD ha sido ampliamente estudiado como una aproximación a la técnica geo estadística Kriging Universal (KU) en diversas aplicaciones, mostrando que al igual que el Kriging, el SPD es útil para representar la variabilidad espacial con suavizado de datos dispersos; esta técnica de interpolación en malla irregular muestra la ventaja de no requerir la parametrización de un variograma teórico como en el caso del Kriging, lo cual facilita su programación para generación eficiente de gran cantidad de superficies interpoladas, como en este caso, que se han generado 5478 superficie hidroclimatológicas diarias (precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima).

En la Figura 75 se muestran algunos ejemplos de superficies diarias de precipitación interpoladas, mientras que en la Figura 76 y en la Figura 77 se muestran algunos ejemplos de superficies diarias de temperatura máxima y mínima interpoladas. Para el caso de la precipitación es evidente su comportamiento totalmente disperso en la escala diaria, aunque se conservan ciertas tendencias de la

escala promedio multianual como la mayor producción de lluvia en la zona sur, la generalidad de los 1826 mapas muestra el predominio de una estructura espacial altamente caótica y dispersa, aproximando adecuadamente el comportamiento físico de la lluvia a esta escala, en especial en una zona de estudio de carácter regional. En cuanto a la temperatura máxima y mínima, como era de esperarse, en la escala diaria no presenta una dispersión tan grande como la precipitación y conserva una estructura espacial similar a la de la media multianual, aunque con variaciones espaciales pequeñas en la estructura diaria.

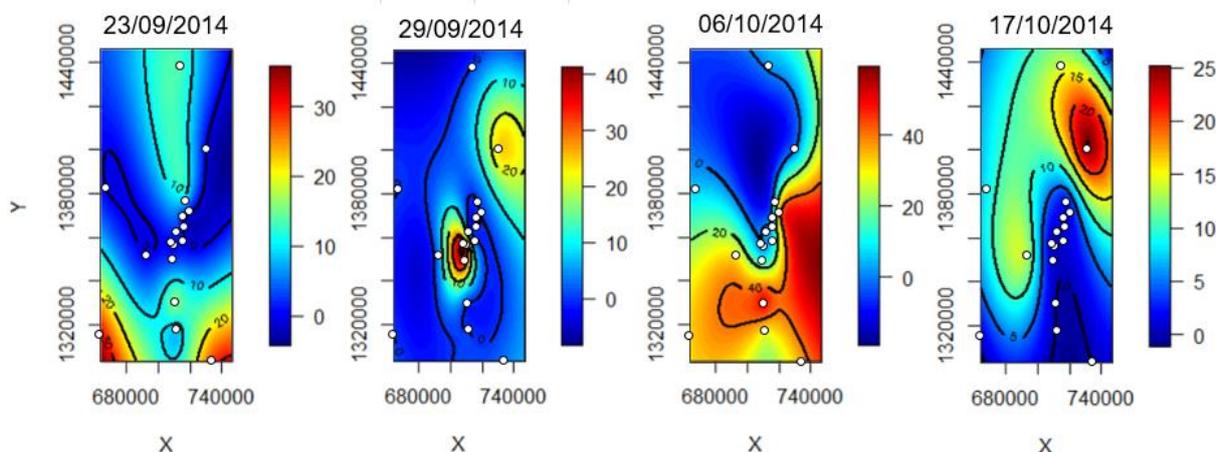


Figura 75. Campos espaciales de precipitación diaria (mm) obtenidos por interpolación con Spline de Placa Delgada (SPD) para algunos días del año 2014. Puntos en blanco representan localización de las estaciones.

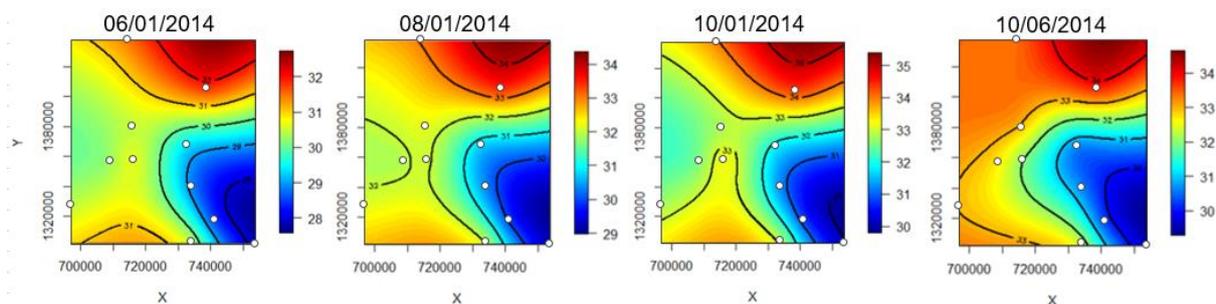


Figura 76. Campos espaciales de temperatura máxima (°C) obtenidos por interpolación con Spline de Placa Delgada (SPD) para algunos días del año 2014. Puntos en blanco representan localización de las estaciones.

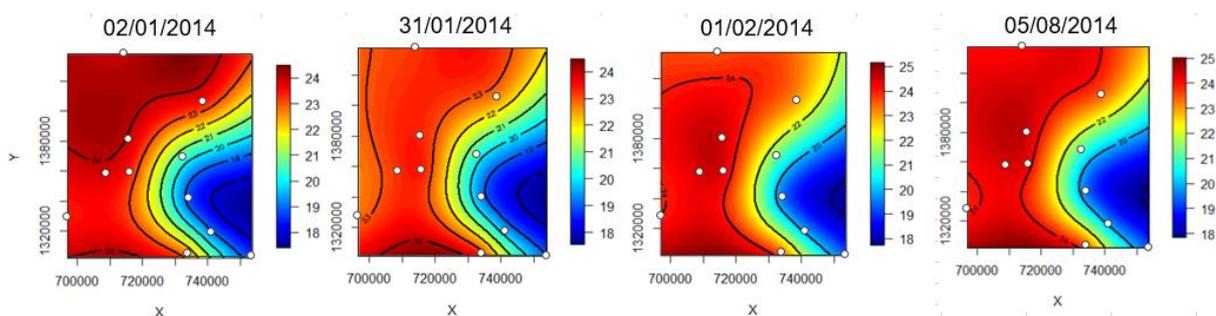


Figura 77. Campos espaciales de temperatura mínima (°C) obtenidos por interpolación con Spline de Placa Delgada (SPD) para algunos días del año 2014. Puntos en blanco representan localización de las estaciones.

Finalmente, el modelo opera a la escala diaria con los mapas mencionados de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima; estos dos últimos usados para estimar la evapotranspiración potencial (ETP) diaria aplicando el método de Hargreaves & Samani (1985). En la Figura 78 se muestra el mapa de precipitación total para cada año de simulación, resultado de agregar los mapas diarios de lluvia dentro del modelo, de igual forma en la Figura 78 se muestra el mapa de ETP total para cada año de simulación, resultado de agregar los mapas diarios de ETP estimados dentro del modelo. Estos mapas resultan útiles para el análisis de las salidas del modelo de balance, al resumir el comportamiento espacio- temporal (interanual) de las principales entradas del modelo.

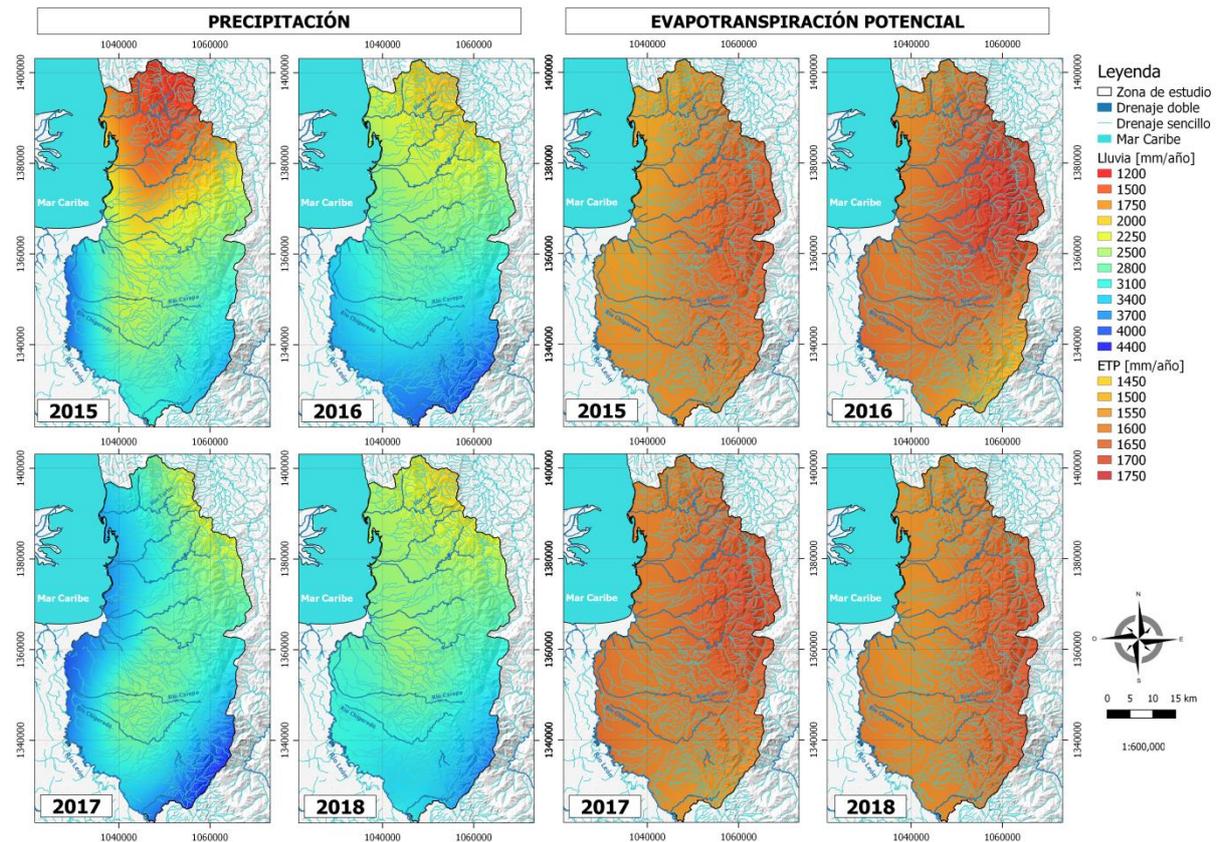


Figura 78. Mapas anuales de precipitación y evapotranspiración potencial (ETP) para los años de simulación.

Se observa que el comportamiento espacial de la lluvia, al agregarse a escalas anuales, conserva la tendencia espacial del mapa multianual presentado en la caracterización hidroclimatológica (Figura 66). En cuanto a la variación inter anual, se observa que durante el año El Niño del 2015, la zona norte del área de estudio fue la más afectada en reducción de lluvias, mientras que la zona sur, en todos los años se muestra como una región de alta pluviosidad (mayor a 4000 mm). También se evidencia un mayor efecto de La Niña del 2017 en la zona sur y oeste del área de estudio, representado en un incremento notable de la lluvia, en especial en la zona oeste.

En cuanto a la ETP, se observa que su distribución espacial anual resulta muy homogénea, variando en un rango estrecho entre 1450 y 1750 mm, aunque también se observa que la zona noreste tiende a presentar los mayores valores de ETP, pese a que las mayores temperaturas se presentan hacia el oeste. Esta situación responde a las consideraciones del método de Hargreaves & Samani (1985), que depende no solo de la temperatura y la radiación solar, sino también de la diferencia entre la temperatura máxima y mínima; generando mayores estimaciones de ETP a mayores diferencias de temperatura, dicho termino aproxima la medida en que la radiación en la parte superior de la atmósfera, alcanza la superficie para calentar la atmósfera cerca al suelo (Shuttleworth, 2012). En la zona mencionada (noreste) se presenta el mayor rango de temperatura diaria (diferencia entre temperatura máxima y mínima), por ende, resulta lógico una ligera mayor estimación de ETP. El efecto de una ligera menor magnitud de la ETP en la zona sureste es controlado en general por las menores temperaturas en dicha zona.

3.2.5. Distribución espacio temporal de la Recarga potencial por precipitación

El modelo SWB fue corrido bajo la parametrización y configuración descrita en las secciones 3.2.1, 3.2.2 y 3.2.3 y con las entradas hidrometeorológicas diarias descritas anteriormente, el modelo SWB fue corrido para dos escenarios de Espesor de Zona Vadosa (EZV), los cuales fueron descritos en la sección 3.2.2. En la sección 3.4 se presentará la comparación detallada de estos dos escenarios, a partir de lo cual se concluye que, se obtiene un mejor desempeño del modelo respecto a la similitud con los datos de recarga real (estimada mediante el método WTF) cuando se considera el escenario 2, lo cual era de esperarse, ya que el escenario 2 permite incorporar datos hidrogeológicos al modelo de recarga SWB. Por lo anterior, los resultados obtenidos del modelo, en relación a la recarga potencial directa (o por precipitación) y los otros elementos del balance que aquí se presentan, corresponden al escenario 2, siendo este el más representativo.

En la Figura 79 se muestra la serie diaria de recarga potencial directa (RPD) estimada con el modelo SWB para el promedio espacial de la zona de estudio, acompañado del promedio espacial de la precipitación diaria ingresada como entrada dinámica al modelo. Se observa el claro acople temporal entre la RPD y la precipitación, mostrando como las mayores tasas de RPD ocurren bajo las mayores tasas de precipitación, también se observa un cierto rezago en la respuesta de la RPD, lo cual puede asociarse a las condiciones de humedad antecedente y a las previas necesidades de evapotranspiración, mostrando que bajo tasas pequeñas de precipitación (en general menores a 5 mm/día) no se generan flujos de recarga.

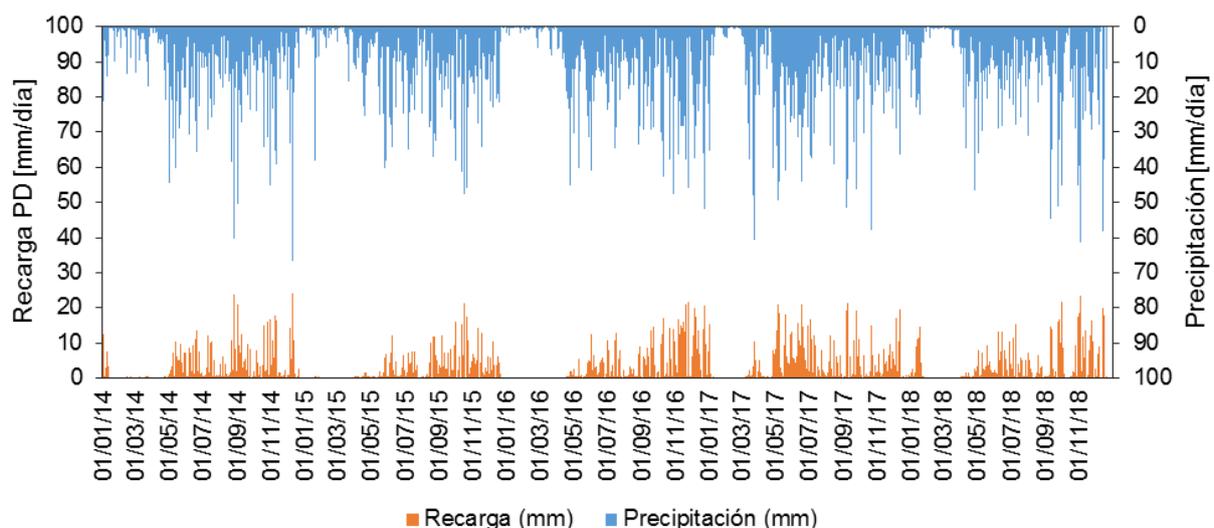


Figura 79. Serie diaria de recarga potencial directa (RPD) estimada en promedio espacial para la zona de estudio (2014 – 2018).

En la Tabla 35 se muestra un breve resumen estadístico de la recarga diaria en el periodo de simulación, donde se concluye que, en promedio para la zona de estudio, la recarga potencia directa puede representar un 25% de la precipitación diaria, mientras que, bajo la ocurrencia de lluvias máximas diarias, la recarga directa puede pasar a representar el 36% de la lluvia. Adicionalmente, se resalta la gran variabilidad temporal de la RPD como respuesta a la variabilidad temporal de la lluvia y los otros factores que intervienen en el proceso (evapotranspiración, humedad antecedente, almacenamiento en el suelo, escorrentía directa, etc.), lo cual se refleja en altos coeficientes de variación (mayores al 100%).

Tabla 35. Resumen estadístico de la tasa de recarga potencial directa (RPD) diaria promedio estimada para la zona de estudio.

	Precipitación (mm/día)	Recarga (mm/día)	RPD/P
Promedio	8.2	2.0	25.0%
Máximo	66.9	24.2	36.2%
Mínimo	0	0	--
Desviación estándar	10.0	4.0	--
Coefficiente de variación	122%	193%	--

En cuanto a la variabilidad espacio – temporal acoplada de la recarga potencial directa (RPD); de la Figura 80 a la Figura 83 se muestra la distribución espacial de la RPD estimada para cada mes del periodo de simulación, desde enero de 2015 a diciembre de 2018, recordando que el periodo 2014 fue considerado un periodo de precalentamiento o inicialización del modelo SWB, por tanto sus resultados no son tenidos en cuenta. Se observa que el comportamiento de la RPD en cada año muestra una notable estacionalidad, similar a la estacionalidad de la lluvia, mostrando que durante el periodo enero – abril se presentan las menores tasas de recarga mensual, siendo incluso cero en la mayoría de áreas de la zona de estudio durante los meses febrero y marzo, mientras que entre mayo y diciembre se presentan mayores tasas de recarga mensual, especialmente en los meses de septiembre y noviembre.

La distribución espacial de la RPD varía entre meses y años (variabilidad estacional e interanual), sin embargo, se observan algunas tendencias que se mantienen en el tiempo, las cuales indican en general mayores ocurrencias de RPD y de mayor magnitud en la porción sur de la zona de estudio, en la parte media del río Chigorodó, así como en el piedemonte de la Serranía de Abibe, esto es altamente consistente con la presencia de suelos más permeables en dichas zonas, con mayor capacidad de infiltración, así como de coberturas naturales tipo bosques y mayores magnitudes de precipitación. Es importante anotar que dichas zonas, aunque muestran las mayores tasas de recarga durante los meses de lluvias altas, durante los meses de lluvias bajas pueden presentar flujos de RPD iguales a cero o tan bajas como las zonas de menor potencial.

Las menores tasas de recarga RPD que se presentan en la zona de estudio, aún en época húmeda y de transición, corresponden justamente a las zonas donde se presentan los suelos menos permeables, coberturas antropizadas y zonas de pastos y cultivos, predominantemente cultivos herbáceos (asociados a cultivos de banano y plátano) y donde las precipitaciones son menores, según la distribución espacial que se ha expuesto en anteriores secciones; dichas zonas corresponden en especial a la porción norte de la zona de estudio y el costado occidental de la misma, hacia las cercanías del cauce del río León y de la línea de costa en el Golfo de Urabá. La RPD mensual varía espacio temporalmente entre 0 y 700 mm. Otro aspecto importante de la distribución espacial de la RPD es la influencia de los drenajes superficiales, mostrando que en las áreas que representan los principales cauces, la RPD tiende a ser cero, dado que en dichas zonas se favorecen los procesos de escorrentía directa por encima de los procesos de infiltración, mientras que en las zonas próximas a los drenajes, la RPD tiende a ser alta, debido al tránsito de la escorrentía directa pendiente abajo hacia las celdas vecinas, donde dicha escorrentía se convierte en “precipitación” adicional para ser infiltrada.

En la escala diaria y mensual, la alta variabilidad espacial y temporal de la lluvia incide directamente en la variabilidad espacio – temporal de la recarga potencial directa (RPD), mostrando que no siempre se conserva una estructura espacial de dicha variabilidad. En la Figura 84 se muestra la variabilidad interanual de la RPD, mientras que en la Figura 85 se muestra la RPD promedio multianual para el periodo 2015 – 2018, en ambos casos la tendencia espacial descrita con anterioridad se conserva y se presenta de manera más clara, resaltando nuevamente la porción noroeste de la zona de estudio y la parte alta de las cuencas del río Turbo, Currulao y Guadualito, como las que presentan las menores tasas de recarga total anual, mientras que la porción sureste de la zona de estudio y la parte media de la cuenca del río Chigorodó, del río Guapa y de las quebradas El Venado y Polines son las que presentan las mayores tasas de recarga total anual.

La RPD anual varía entre 0 y 3962 mm/año, representando entre el 0 y hasta el 90 % de la precipitación anual. En promedio, en la zona de estudio la RPD anual es de 757 mm/año, representando el 27 % de la precipitación promedio anual en la zona. Las variaciones anuales de la RPD muestran que efectivamente se presenta variabilidad inter anual, fuertemente relacionada con la precipitación, esto se resume en la Tabla 36, donde se observa que para el año 2015 caracterizado como de condiciones hidrometeorológicas más secas, la RPD es menor, mientras que en el año 2017 caracterizado como de condiciones más húmedas la RPD es mayor. A su vez el porcentaje de la precipitación que se convierte en recarga también muestra dicha variabilidad inter anual, lo cual puede explicarse al poner en contraste la disponibilidad de agua definida por la precipitación y las salidas de agua definidas por la evapotranspiración potencial (ETP); en el año seco la disponibilidad agua disminuye, pero la demanda natural (ETP) persiste, por tanto, es menor la cantidad de agua disponible para generar recarga, pues gran parte de la lluvia será dispuesta para satisfacer la ETP, mientras que en el año húmedo, la disponibilidad de la precipitación aumenta, favoreciendo la generación de los flujos derivados como la recarga y la escorrentía directa.

Tabla 36. Resumen estadístico de la recarga potencial directa (RPD) total anual, promedio espacial para la zona de estudio.

Año	Recarga potencial directa (mm/año)	Precipitación (mm/año)	RPD/P
2015	547.5	2442.8	22%
2016	805.1	2897.3	28%
2017	917.9	3107.8	30%
2018	755.7	2818.6	27%
Promedio 2015 - 2018	756.5	2816.6	27%

Finalmente, para resumir la variabilidad espacial y temporal interanual en la zona a escala de cuencas hidrográficas, en la Tabla 37 se presentan la RPD promedio espacial para cada año de simulación y para cada una de las cuencas de interés (exceptuando la del río León por su mayor extensión).

Tabla 37. Resumen estadístico de la recarga potencial directa (RPD) total anual, promedio espacial por cuenca hidrográfica de interés (tonos azules mayores magnitudes y tonos rojos menores magnitudes).

Nombre cuenca / corriente	Recarga potencial directa anual (mm/año)					RPD / P				
	2015	2016	2017	2018	Prom.	2015	2016	2017	2018	Prom.
Río Grande	280	580	711	625	549	13%	23%	24%	24%	21%
Río Apartadó	422	760	858	764	701	17%	27%	30%	28%	26%
Canal Zungo	421	698	753	665	635	17%	24%	26%	24%	23%
Caño Carepita	507	657	699	511	593	17%	21%	20%	17%	19%
Río Carepa	708	1039	1136	971	963	24%	33%	36%	32%	31%
Río Chigorodó	868	1141	1214	1004	1057	29%	34%	37%	31%	33%
Río Turbo	220	497	674	458	462	16%	24%	24%	21%	22%
Río Guadualito	226	453	600	478	439	14%	20%	20%	20%	19%
Río Currulao	318	565	737	671	573	16%	23%	27%	27%	24%
Quebrada Polines	1182	1405	1516	1258	1341	39%	38%	44%	38%	40%
Quebrada El Venado	1149	1291	1413	1224	1269	40%	36%	45%	37%	40%
Río Guapa	1200	1525	1721	1298	1436	37%	39%	43%	37%	39%

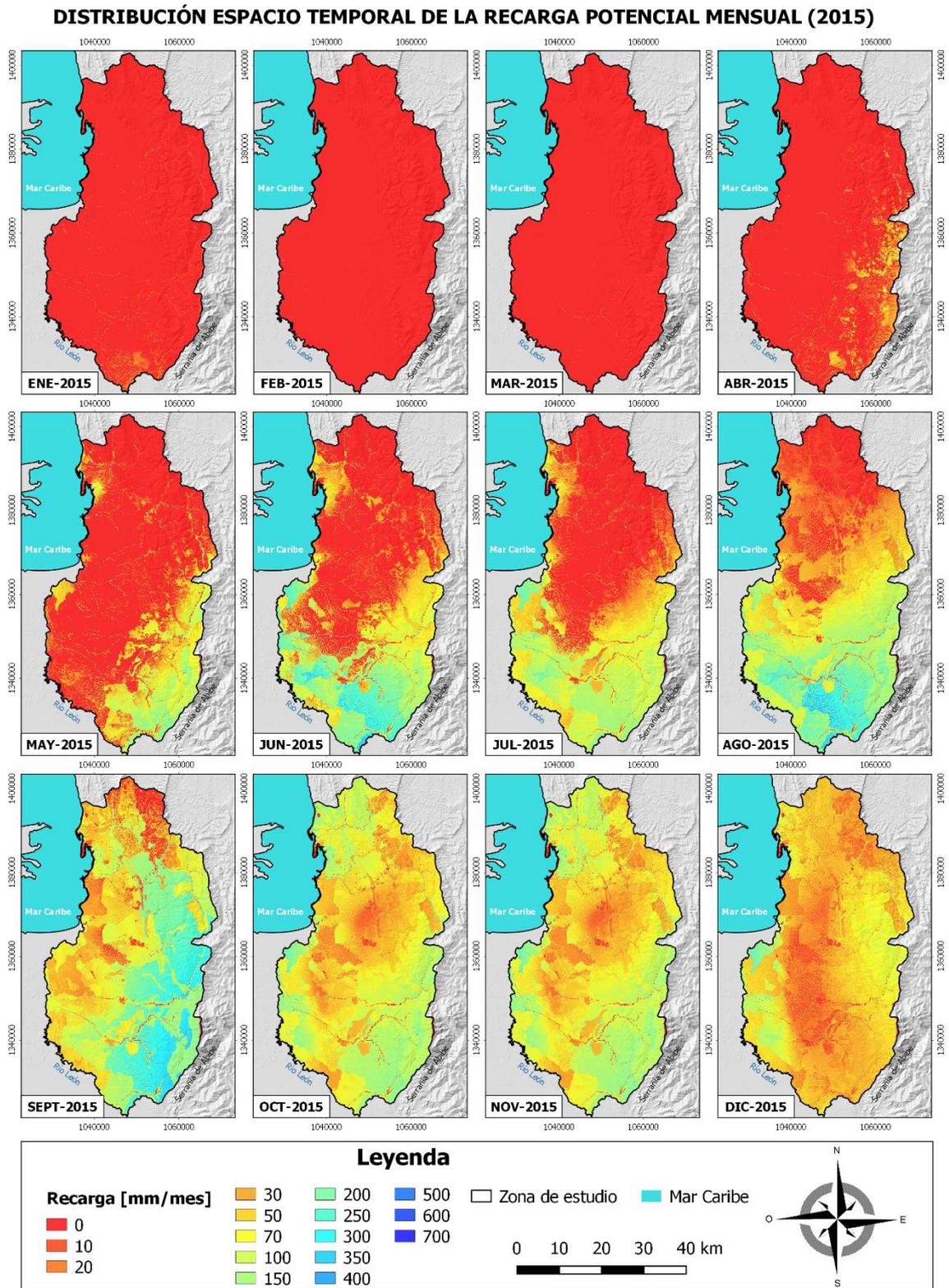


Figura 80. Distribución espacio temporal de la recarga potencial directa mensual para el año 2015 estimada usando el modelo SWB.

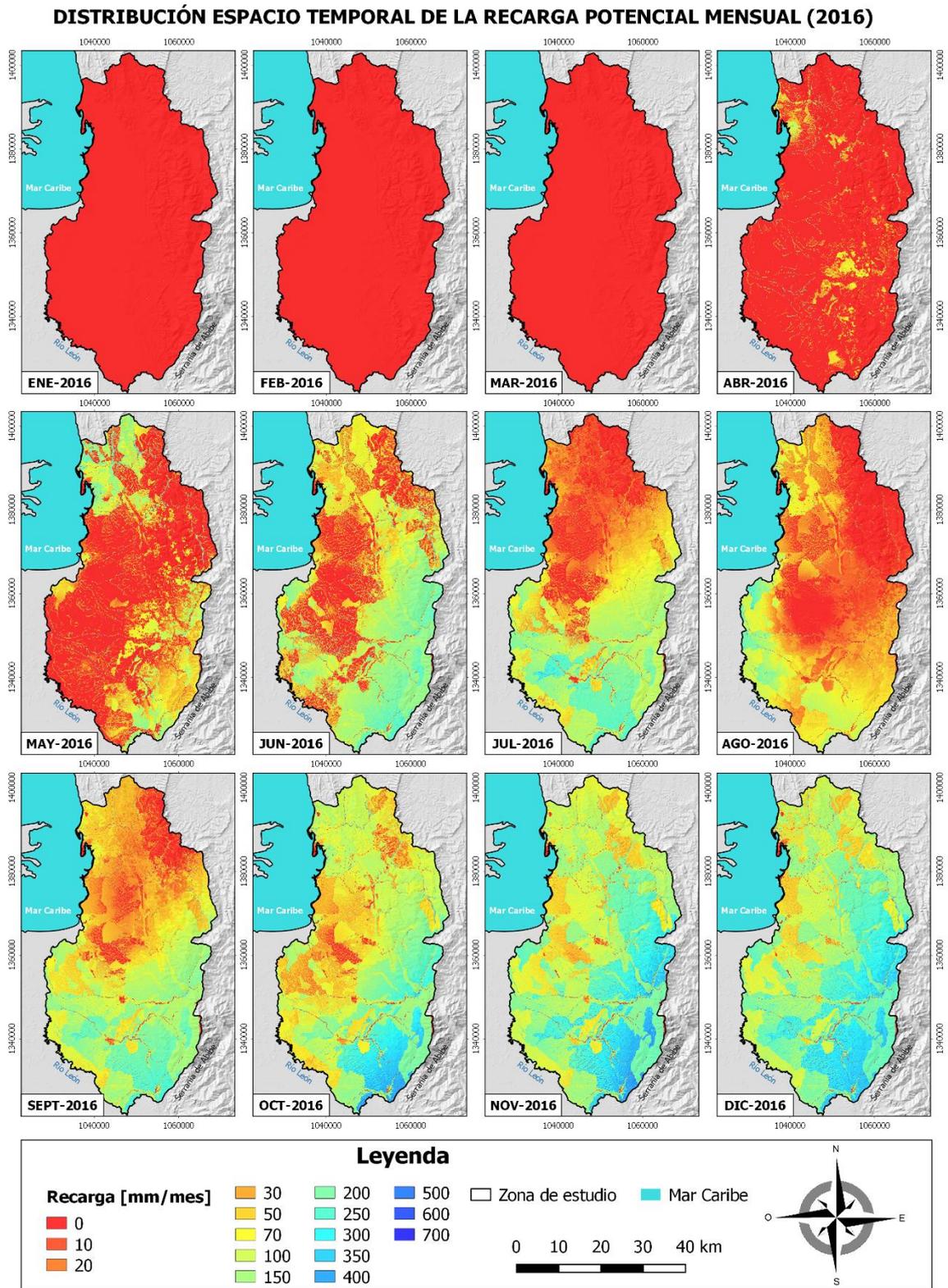


Figura 81. Distribución espacio temporal de la recarga potencial directa mensual para el año 2016 estimada usando el modelo SWB.

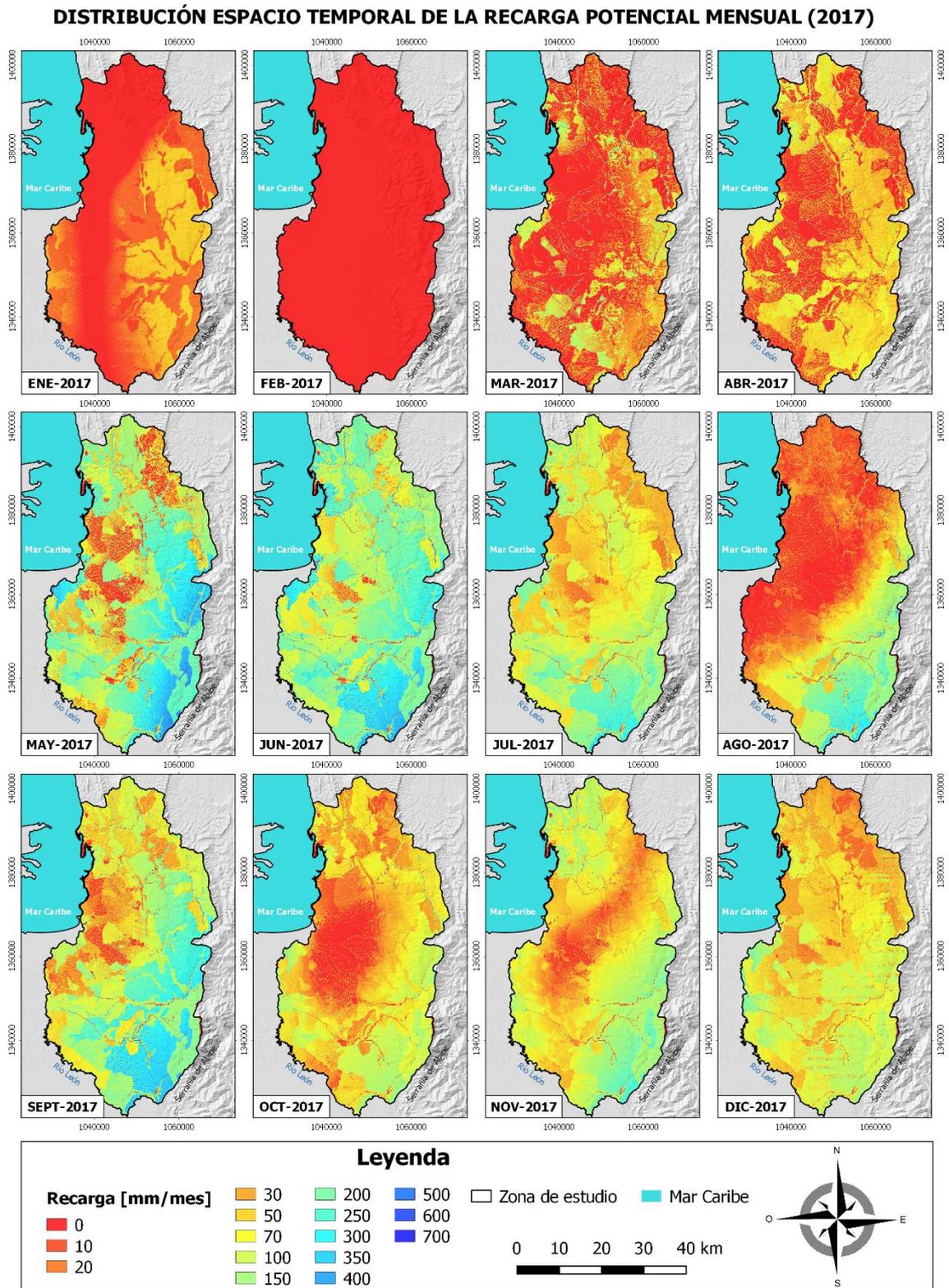


Figura 82. Distribución espacio temporal de la recarga potencial directa mensual para el año 2017 estimada usando el modelo SWB.

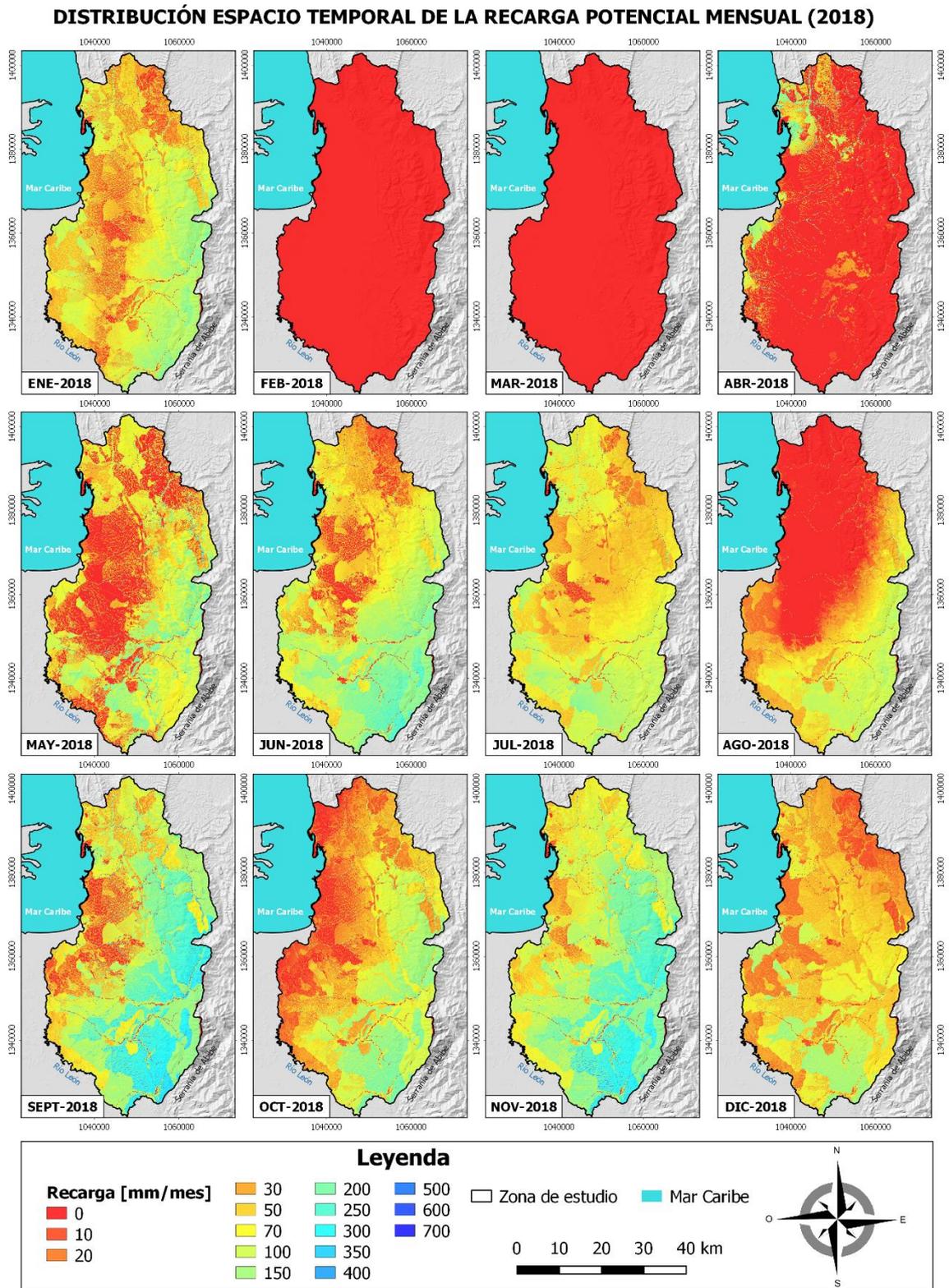


Figura 83. Distribución espacio temporal de la recarga potencial directa mensual para el año 2018 estimada usando el modelo SWB.

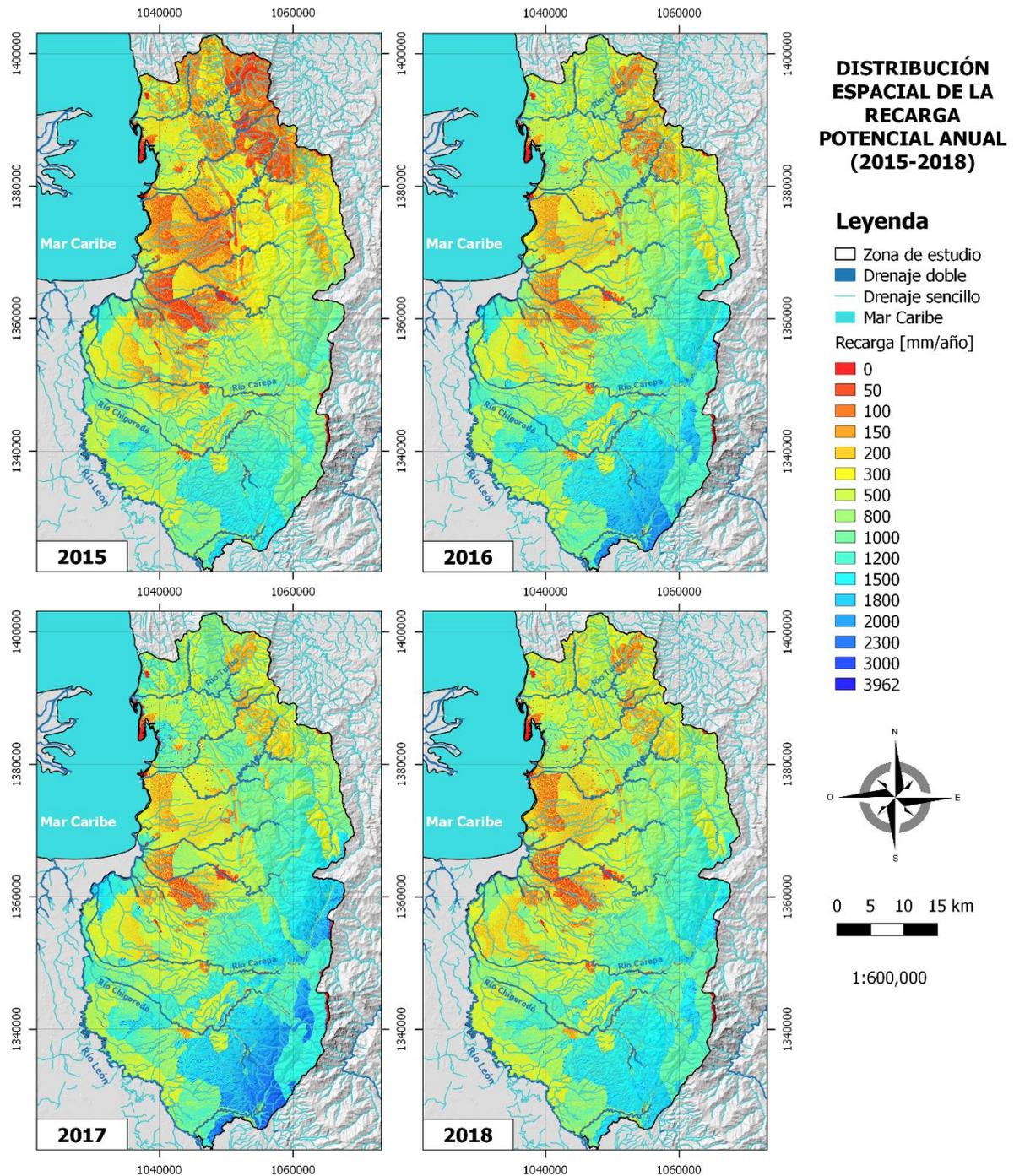


Figura 84. Variabilidad espacial interanual de la recarga potencial directa estimada usando el modelo SWB.

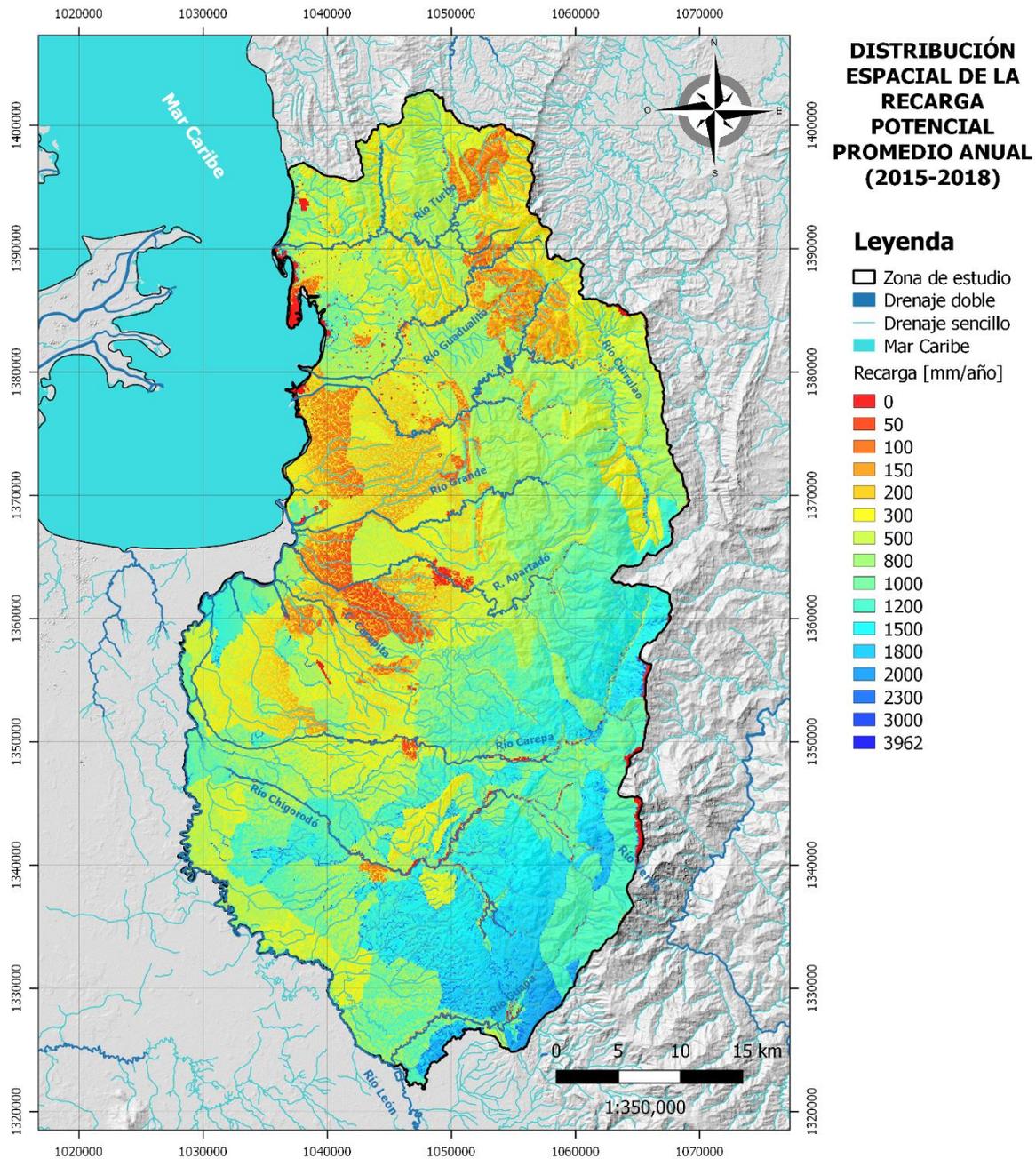


Figura 85. Distribución espacial promedio multianual de la recarga potencial directa en la zona de estudio (2015 – 2018), estimada usando el modelo SWB.

3.2.6. Distribución espacio temporal de otros términos del balance de humedad en el suelo

Otros resultados de gran valor obtenidos del modelo SWB son: la evapotranspiración real (ETR), la humedad en el suelo (H), la escorrentía superficial directa (Esd) y la interceptación en el follaje (αI). A continuación se hará mención brevemente de cada uno de estos componentes, con especial énfasis en la escala inter anual y en el aporte de cada flujo a la integralidad del balance y a la generación de recarga.

3.2.6.1. Evapotranspiración real e interceptión en el follaje

El modelo SWB estima la evapotranspiración real siguiendo el método de Thornthwaite & Mather (Thornthwaite, 1955; Thornthwaite & Mather, 1957), en el cual, no se considera el aporte del ascenso capilar desde el nivel freático a la evapotranspiración resultante; la ETR estimada resulta de la lluvia y de la humedad en el suelo (zona vadosa). Adicionalmente, gran parte de la interceptión en follaje puede convertirse directamente en ETR, sin embargo; en el modelo SWB la interceptión en el follaje se presenta como un flujo independiente, no incluido en la ETR.

En la Figura 86 se muestra la serie diaria de evapotranspiración real (ETR) estimada con el modelo SWB para el promedio espacial de la zona de estudio, acompañado del promedio espacial de la evapotranspiración potencial (ETP) diaria estimada dentro del modelo usando el método de Hargreaves & Samani (1985), a partir de las entradas dinámicas de temperatura máxima y mínima. Se observa como es lógico un acople directo entre la ETP y la ETR, así como la poca variabilidad diaria de estas dos variables, mostrando un comportamiento temporal estable en el tiempo y un comportamiento estacional consistente con el ciclo de temperatura y precipitaciones, en especial para la ETR, mostrando que disminuye de manera importante en la época seca, en especial en los últimos meses de dicha época, correspondientes a marzo y abril, lo cual está fuertemente relacionado con el potencial acumulado de agua perdida (APWL) en los periodos continuos donde no se satisface la ETP, mientras que las mayores tasas de ETR ocurren cuando hay mayor disponibilidad de agua para evapotranspirar desde el volumen de control (suelo – planta), es decir entre septiembre y noviembre, donde la ETR se encuentra muy cercana a la ETP.

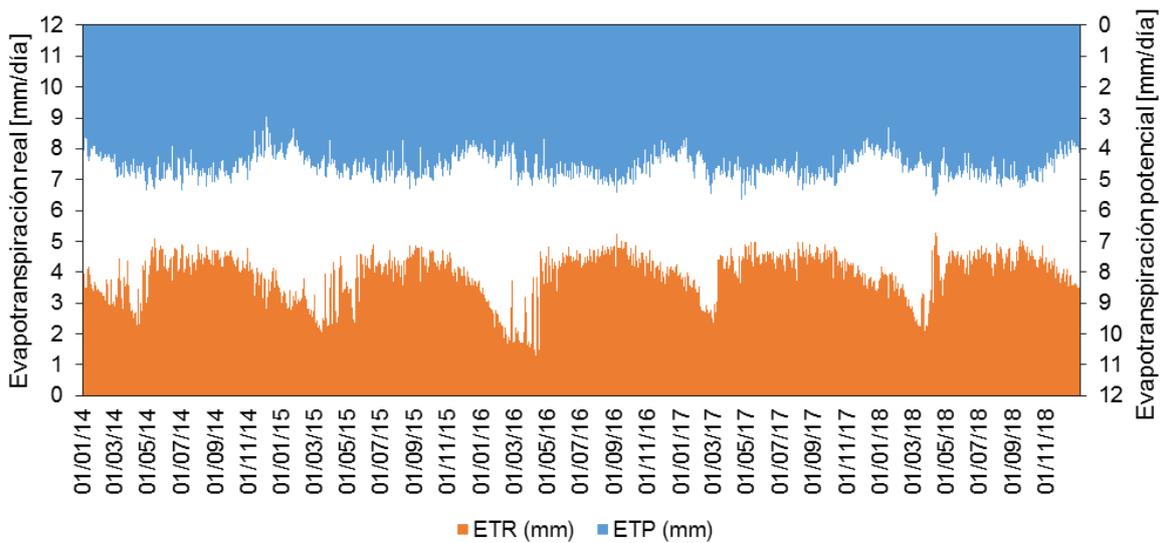


Figura 86. Serie diaria de evapotranspiración real (ETR) y potencial (ETP) estimada en promedio para la zona de estudio (2014 – 2018).

En la Tabla 38 se muestra un breve resumen estadístico de la ETR diaria en el periodo de simulación, y su relación con la ETP y la precipitación, donde se concluye que, en promedio para la zona de estudio, la ETP se satisface en un 86%, representando la ETR un 46% de la precipitación promedio diaria, mientras que, bajo la ocurrencia de máximas tasas de ETP y de precipitación, se satisface hasta un 93% de esta, representando un 7.9% de la precipitación, finalmente, bajo la ocurrencia de mínimas tasas de ETP y de precipitación, se satisface un 44% de la ETP, aun en ausencia de precipitación, lo cual indica que parte de la ETP se logra satisfacer a costo del agua perdida del almacenamiento en el suelo (cambio de humedad negativo). La ETP y la ETR como se mencionó anteriormente, muestran poca variabilidad temporal en la escala diaria, lo cual se refleja en los coeficientes de variación notablemente menores a los de la precipitación y recarga, siendo más variable la ETR que la ETP, como era de esperarse, por los mecanismos que intervienen en la generación de ETR.

Tabla 38. Resumen estadístico de las tasas de ETP y de ETR diaria promedio estimada para la zona de estudio.

	Precipitación (mm/día)	ETP (mm/día)	ETR (mm/día)	ETR/ETP	ETR/P
Promedio	8.2	4.4	3.7	85.5%	45.6%
Máximo	66.9	5.7	5.3	93.4%	7.9%
Mínimo	0.0	2.6	1.2	44.4%	--
Desviación estándar	10.0	0.46	0.77	--	--
Coefficiente de variación	122%	11%	20%	--	--

En cuanto a la variabilidad espacio – temporal acoplada de la evapotranspiración real (ETR), dada la poca variabilidad evidenciada en la escala diaria y mensual, se construyen y se presentan en la Figura 87 los mapas anuales de la ETR, con el objetivo de mostrar la variabilidad inter anual de la misma, se observa que aún en esta escala la variabilidad es poca, imprimiendo parcialmente el comportamiento espacio-temporal de la ETP (Figura 78), mostrando como rango predominante tasas de ETR entre 1000 y 1600 mm/año, estas magnitudes son consistentes con las tasas anuales de evaporación reportadas en las estaciones de monitoreo en la zona (Figura 63) y con las estimaciones de ETR presentadas con diversas metodologías hidrológicas en la escala de largo plazo en la caracterización hidroclimatológica (Figura 68).

La variación anual muestra que la disponibilidad de agua para evapotranspirar es clave para que la ETR incremente o disminuya en esta escala, mostrando ligeras mayores tasas de ETR anual en 2017, caracterizado como un año húmedo y ligeras menores tasas de ETR anual en 2015, caracterizado como un año seco. En cuanto a la variabilidad espacial, en la Figura 88 se muestra la distribución espacial promedio multianual de la ETR para el periodo 2015 – 2018, mostrando que las mayores tasas de ETR se presentan hacia la parte alta de la Serranía de Abibe, hacia el este de la zona de estudio, mientras que las más bajas se presentan hacia la zona oeste, en cercanías al cauce del río León y la línea de costa del Golfo de Urabá, dicho comportamiento es consistente con la distribución espacial de la disponibilidad de lluvias y del espesor de la zona vadosa y su capacidad de almacenamiento (mayor capacidad de almacenamiento, mayor volumen de agua que puede satisfacer la ETP); aunque la ETP es muy homogénea espacialmente en la zona de estudio, la disponibilidad de agua para evapotranspirar es menor en la parte baja, los mapas de ETR muestran que este último factor (disponibilidad de agua) es el que más controla la magnitud y la distribución espacio – temporal de la ETR.

Finalmente, en la Tabla 39 se resumen las tasas anuales promedio espaciales de ETR en la zona de estudio para los cuatro años de simulación, donde es importante notar que, aunque en magnitud en un año seco (2015) la ETR es menor que en años húmedos y normales, el término de porcentaje de lluvia que se convierte en ETR es mayor en comparación con años húmedos y normales, esto soporta el análisis realizado de la variabilidad inter anual de la recarga, donde ocurre exactamente lo inverso. Los años secos favorecen que mayor porcentaje de la precipitación disponible se convierta en ETR.

Tabla 39. Resumen estadístico de la evapotranspiración real (ETR) total anual, promedio espacial para la zona de estudio.

Año	ETR (mm/año)	Precipitación (mm/año)	ETR/P
2015	1343	2442.8	55%
2016	1353	2897.3	47%
2017	1475	3107.8	47%
2018	1433	2818.6	51%
Promedio 2015 - 2018	1401	2816.6	50%

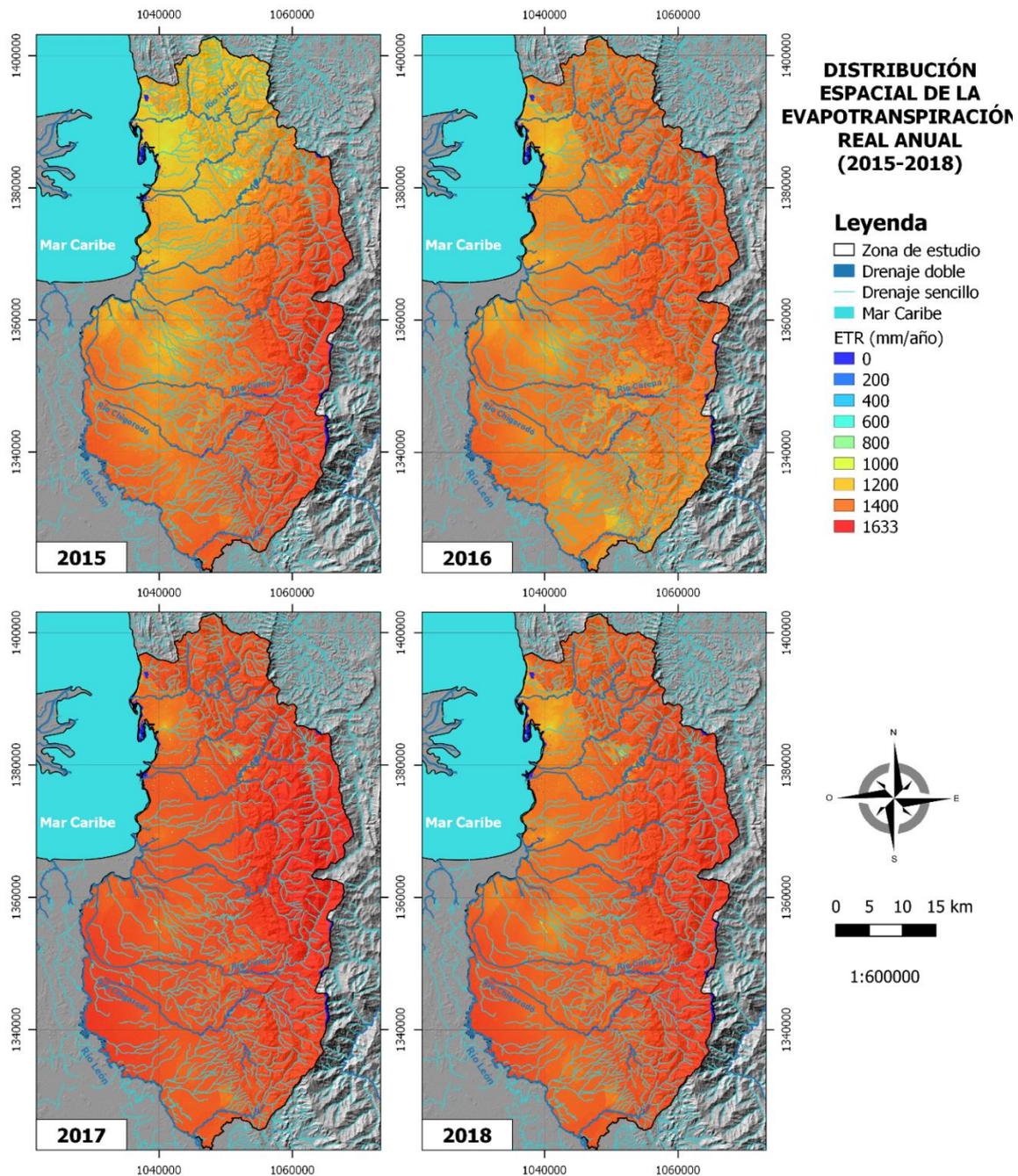


Figura 87. Variabilidad espacial interanual de la evapotranspiración real estimada usando el modelo SWB.

En cuanto a la interceptación en el follaje, corresponde a la cantidad de lluvia que no alcanza la superficie del suelo, sino que es interceptada por la vegetación, dicha cantidad se ha fijado en función del tipo de cobertura terrestre y varía de acuerdo con la época hidrológica, como fue explicado en las secciones 2.3.3.3 y 3.2.1. En Figura 89 se muestra la serie diaria de interceptación en el follaje (αI) estimada en el modelo SWB para el promedio espacial de la zona de estudio, acompañado del promedio espacial de la precipitación diaria ingresada como entrada dinámica al modelo; adicionalmente, en la Tabla 40 se muestra un breve resumen estadístico de αI diaria en el periodo de simulación y su relación con la precipitación y la ETP.

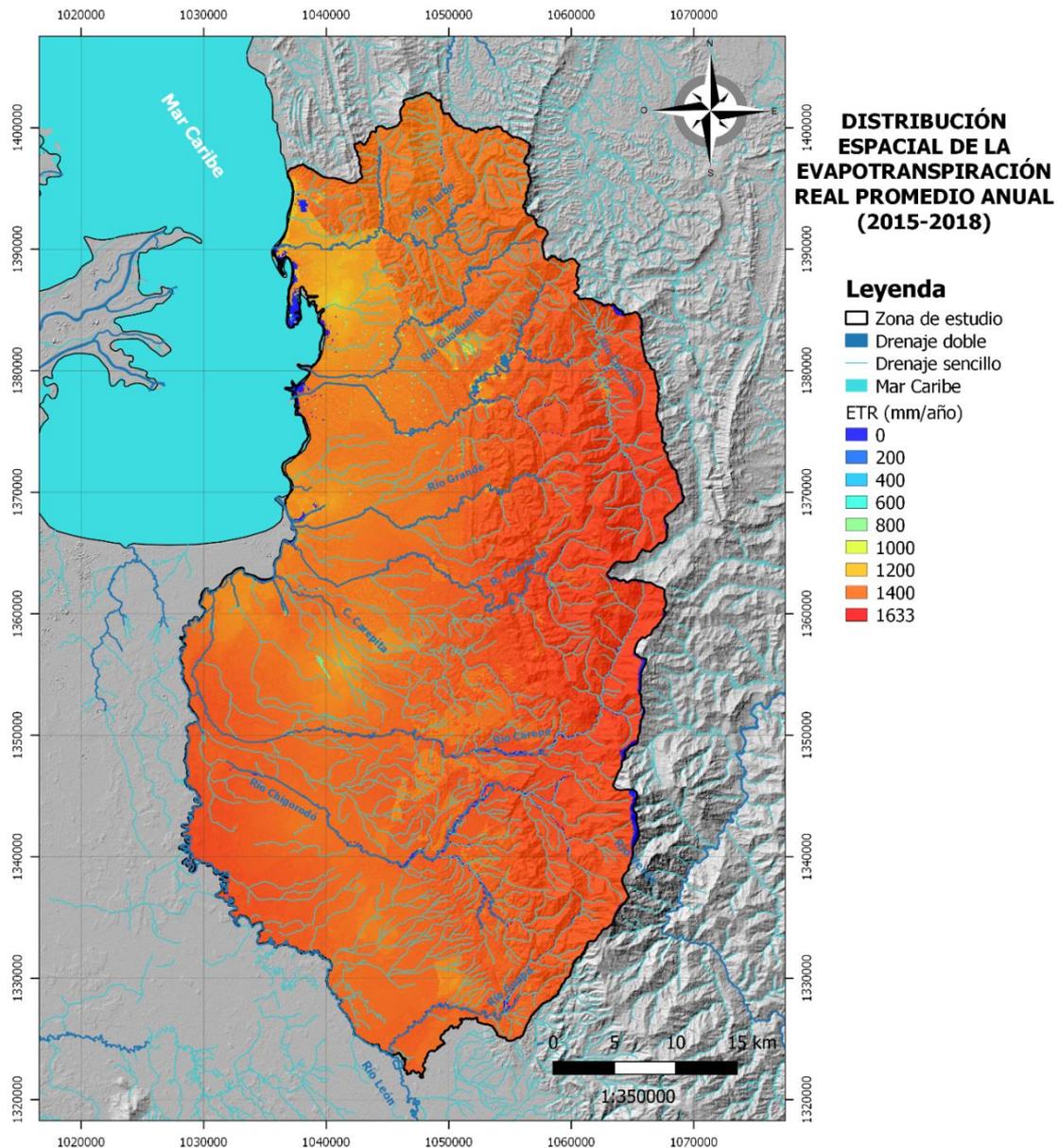


Figura 88. Distribución espacial promedio multianual de la evapotranspiración real (ETR) en la zona de estudio (2015 – 2018), estimada usando el modelo SWB.

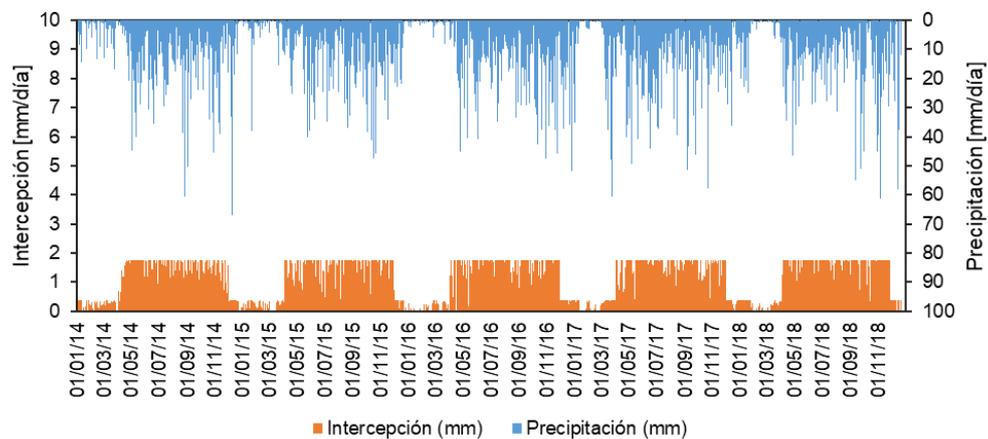


Figura 89. Serie diaria de intercepción en el follaje (αI) estimada en promedio espacial para la zona de estudio (2014 – 2018).

Tabla 40. Resumen estadístico de la intercepción diaria en el follaje promedio estimada para la zona de estudio.

	Precipitación (mm/día)	ETP (mm/día)	αI (mm/día)	$\alpha I/ETP$	$\alpha I/P$
Promedio	8.2	4.4	0.94	21.5%	11.5%
Máximo	66.9	5.7	1.75	30.9%	2.6%
Mínimo	0.0	2.6	0.0	0.0%	--
Desviación estándar	10.0	0.46	0.68	--	--
Coefficiente de variación	122%	11%	73%	--	--

Se observa el comportamiento estacional de la intercepción en el follaje, como es lógico fuertemente relacionado con la lluvia, donde en promedio en la época seca se interceptan láminas de agua de 0.3 mm, mientras que en época húmeda se interceptan en promedio láminas de 1.6 mm; la intercepción diaria en promedio es de 0.94 mm, representando 11.5 % de la precipitación promedio espacial diaria y un 21.5 % de los requerimientos de ETP diaria, mientras que en condiciones de lluvias máximas, la intercepción alcanza a ser máximo 1.75 mm representando el 2.6% de la lluvia.

En cuanto a la variabilidad espacio – temporal de la intercepción en el follaje, en la Figura 90 se presentan los mapas anuales de αI , donde se observa que el comportamiento espacial es controlado por la distribución espacial de la lluvia (ampliamente explicada en secciones anteriores) y por las coberturas terrestres, mostrando mayores magnitudes en la parte alta de las cuencas de interés, en la Serranía de Abibe, donde predominan coberturas naturales tipo bosques y en cercanía de algunos cauces por la presencia de bosques riparios, mientras que las menores magnitudes se presentan en la parte media de las cuencas, donde predominan coberturas tipo pastos limpios y en los cuerpos de agua, donde no hay vegetación. La variabilidad inter anual es controlada claramente por la lluvia, aunque dicha variabilidad es pequeña, en comparación con la estacional (Figura 89).

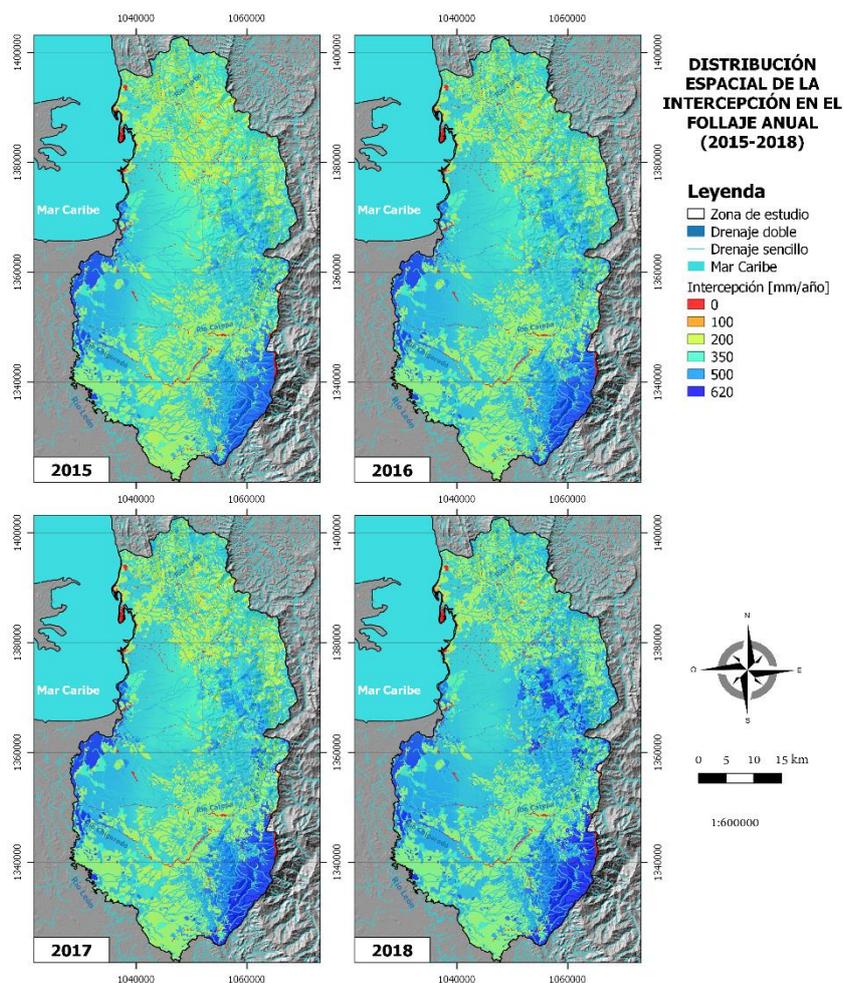


Figura 90. Variabilidad espacial interanual de la intercepción en el follaje estimada usando el modelo SWB.

De este análisis se puede concluir, que, dadas las coberturas vegetales predominantes en la zona, es factible un alto porcentaje de intercepción de la lluvia en el follaje, el cual puede potencialmente convertirse en evapotranspiración directa; de tal forma, si gran parte de dicha intercepción se evapotranspira, los requerimientos de ETP podrían ser satisfechos en su totalidad en especial en la época húmeda, de acuerdo con las magnitudes obtenidas y explicadas de ETP, ETR y αI ,

3.2.6.2. *Escorrentía superficial directa*

La escorrentía superficial directa, es estimada dentro del modelo SWB aplicando el método del Número de Curva (Cronshey et al., 1986). En la Figura 91 se presenta la serie diaria de escorrentía superficial directa (Esd) estimada dentro del modelo SWB para el promedio espacial de la zona de estudio, acompañado del promedio espacial de la precipitación diaria. Se observa el claro acople temporal entre la Esd y la precipitación, y la ocurrencia menos frecuente de la Esd en comparación con la recarga RPD (Figura 79), se evidencia una mejor respuesta de la escorrentía directa a picos de precipitación, mientras que bajo condiciones de lluvias bajas, la producción es de este flujo es mínima; dado que, bajo dicha condición predominan procesos como la infiltración, que posteriormente satisfacen la ETP y en menor medida generan recarga.

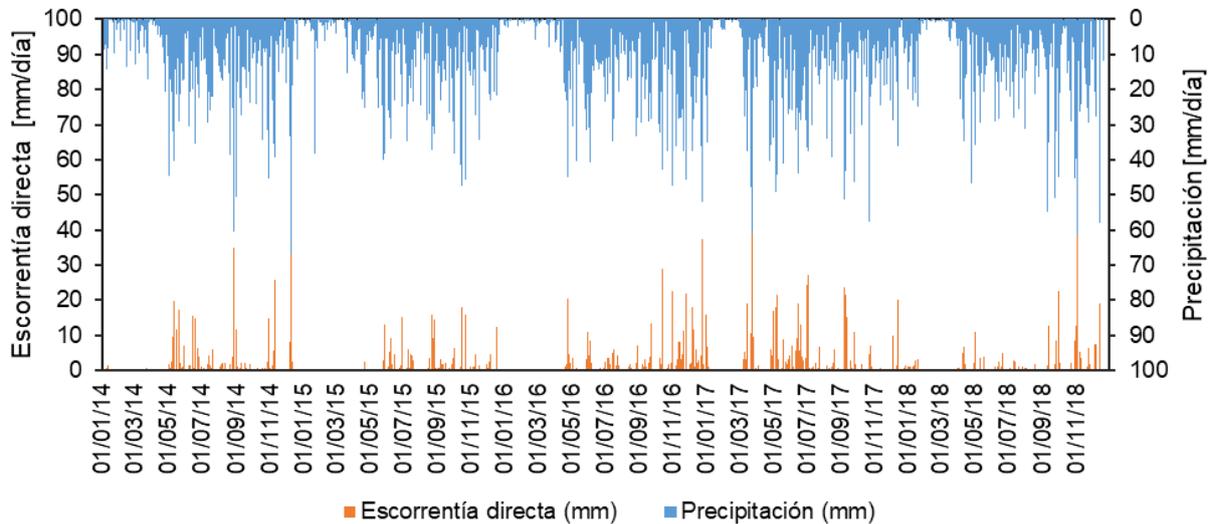


Figura 91. Serie diaria de escorrentía superficial directa (Esd) estimada en promedio espacial para la zona de estudio (2014 – 2018).

En promedio temporal y espacial, la escorrentía superficial directa es de 1.01 mm/día, representando el 12.4% de la precipitación promedio, bajo condiciones de máximas lluvias, la Esd puede alcanzar 66 mm/día, siendo el 99% de la precipitación, mientras que bajo condiciones de mínimas lluvias no se genera Esd. La variabilidad temporal de la Esd es la más alta de todos los flujos, con coeficiente de variación de 383%, ratificando el carácter pulsatorio de este flujo, que responde principalmente a tasas altas de precipitación.

En cuanto a la variabilidad espacio – temporal de la escorrentía superficial directa, en la Figura 92 se presentan los mapas anuales de Esd, donde se observa que el comportamiento espacial es fuertemente controlado por la distribución espacial de la textura de los suelos (ampliamente explicada en secciones anteriores), así como por la variabilidad espacial de la lluvia, mostrando que las menores tasas de Esd se presentan en suelos predominantemente arenosos, con valores anuales entre 0 y 150 mm, mientras que las mayores tasas se presentan en suelos predominantemente arcillosos y en el costado suroeste (cerca al cauce del río León), donde existe una mayor magnitud de la lluvia, con valores anuales entre 1000 y 2500 mm/año. La variabilidad inter anual es fuertemente controlada por la lluvia, mostrando una notable menor escorrentía directa en el año seco 2015 (Esd promedio de 276 mm) y una mayor en el año húmedo 2017 (Esd promedio de 504 mm). La escorrentía superficial directa promedio espacial y multianual es de 375 mm, representando el 13% de la precipitación promedio espacial – multianual.

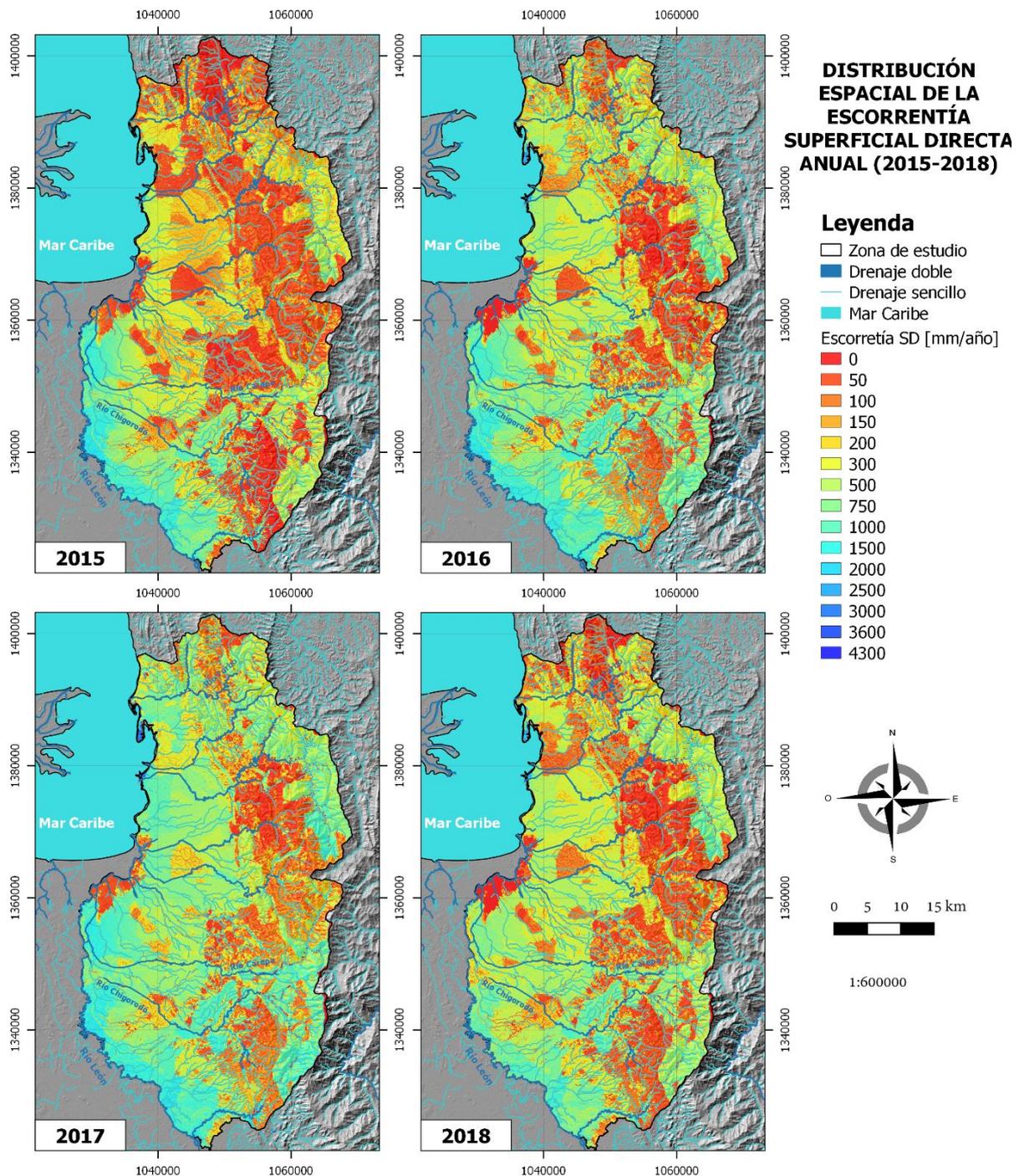


Figura 92. Variabilidad espacial interanual de la escorrentía superficial directa estimada usando el modelo SWB.

Como se mencionó en la metodología, el modelo transita la Esd siguiendo las direcciones de flujo, dicho tránsito se hace completo en el paso de tiempo de un día, la Esd transitada de una celda a la celda adyacente en la dirección del flujo, puede potencialmente convertirse en infiltración. El modelo suministra información de la escorrentía superficial directa transitada en la red de flujo, tal como se muestra en la Figura 93, donde se presenta la escorrentía acumulada multianual (2015 – 2018), previamente convertida a términos de caudales (de mm/año a m^3/s). Se observa la acumulación del flujo en la red de drenaje, donde predominan los mayores flujos en las cuencas de la zona sur (áreas mayores y con mayor Esd producto de mayor precipitación) y los menores en las cuencas de la zona norte. Los mayores caudales por escorrentía superficial directa se presentan en los ríos Chigorodó y Carepa, donde, en el punto de descarga acumulan flujos de 39 y 22 m^3/s .

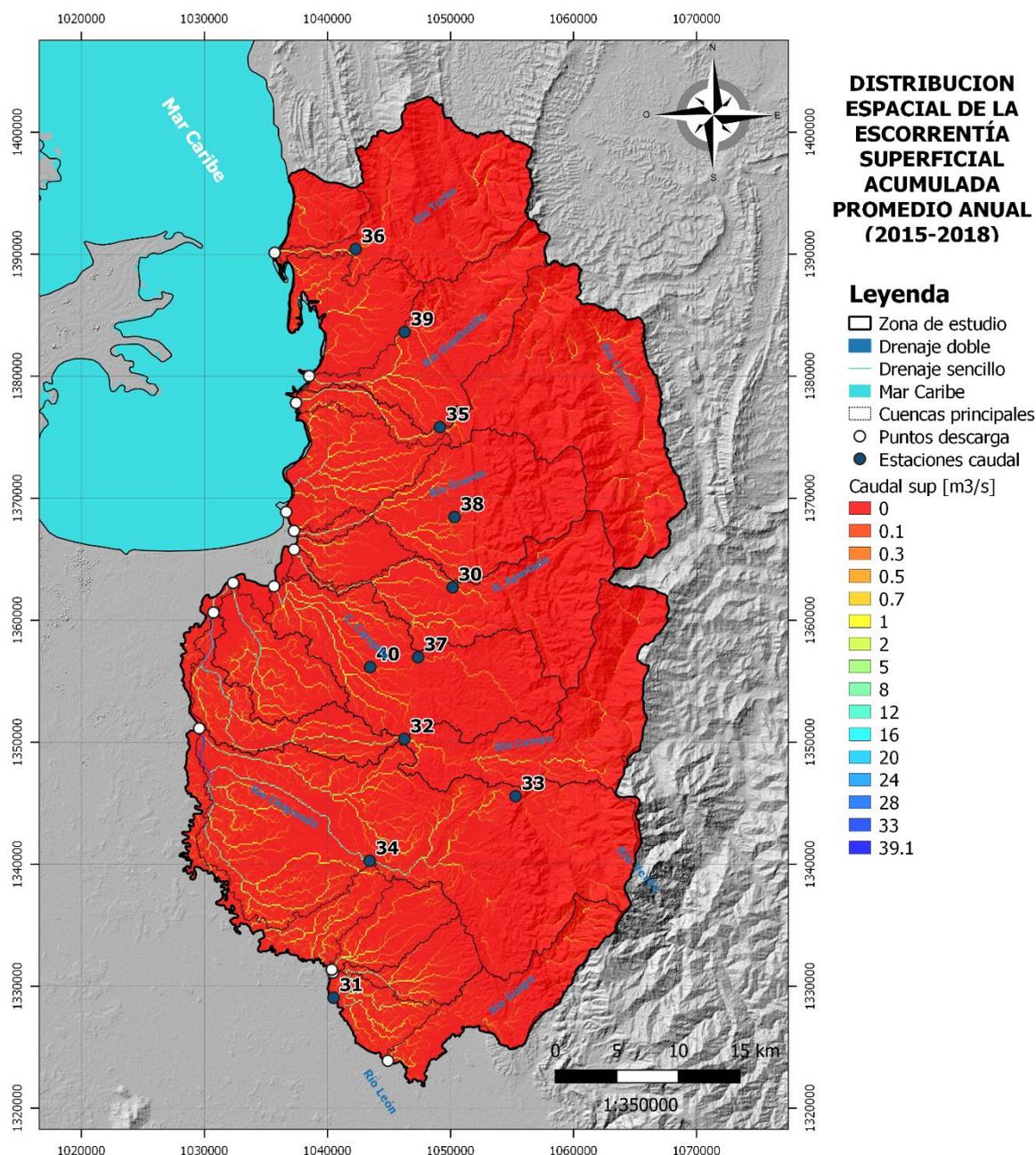


Figura 93. Distribución espacial de los caudales medios (2015 – 2018) por escorrentía superficial directa en la zona de estudio estimada usando el modelo SWB.

Finalmente, en la Tabla 41 se realiza una comparación entre los caudales medios producto de la escorrentía superficial directa para el periodo de simulación (2015-18), con los caudales medios totales de largo plazo, obtenidos en las estaciones de monitoreo hidrológico del IDEAM. Se observa como es lógico, que los caudales de escorrentía superficial son menores a los caudales totales, ya que estos últimos, contienen además el aporte de la escorrentía subsuperficial y subterránea (parte de la descarga del acuífero). Se observa que el caudal superficial puede representar entre el 19% (estación Riogrande) y el 79% (estación Chigorodó) del caudal total. No se identifica un patrón espacial que permita identificar un mayor o menor aporte de la Esd al caudal total, entre otras razones, porque las estaciones se encuentran en la cuenca media. Con los resultados obtenidos se concluye que la Esd representa valores lógicos de acuerdo con la escorrentía total medida en la zona de estudio; además, que la escorrentía subsuperficial y subterránea puede llegar a ser un aporte incluso mayor que la Esd, esto es consistente con los resultados de altas tasas de recarga al acuífero, que posteriormente pueden pasar a convertirse mayoritariamente en flujo base.

Tabla 41. Comparación de la escorrentía superficial directa estimada con el modelo SWB y la escorrentía total de las estaciones hidrológicas en la zona de estudio.

ID	Estación	Corriente	Caudales medios totales medidos [m ³ /s]	Caudales medios superficiales 2015-2018 [m ³ /s]	Caudal superficial/Caudal total
30	APARTADO	APARTADO	5.3	1.7	32.8%
32	CAREPA	CAREPA	6.1	3.0	48.7%
34	CHIGORODO	CHIGORODO	13.8	10.9	79.2%
35	CURRULAO	CURRULAO	7.2	1.9	26.1%
36	DOS EL	TURBO	3.5	1.0	28.6%
37	PTE CARRETERA	ZUNGO	2.3	0.4	19.4%
38	RIOGRANDE	GRANDE	2.5	0.5	19.4%
39	TRES EL	GUADUALITO	2.2	1.4	65.0%
40	VICTORIA LA	VIJAGUAL	1.8	0.6	32.6%

Es importante mencionar que, un mayor control de los resultados de la estimación de la escorrentía superficial directa es posible al sustraerle al caudal total observado en las estaciones, el caudal base (que se puede estimar por diversos métodos), de tal forma la comparación sería directa y así sería posible realizar un proceso de calibración considerando como objetivo esta variable (la Esd), modificando los parámetros de Número de Curva (Mair et al., 2013). Dicho proceso se plantea como trabajo futuro.

3.2.6.3. Humedad y cambios de humedad en el suelo

En cuanto a la humedad en el suelo y su variación temporal, en la Figura 94 se muestra la serie diaria de humedad en el suelo estimada con el modelo SWB para el promedio espacial de la zona de estudio, acompañado del promedio espacial de la precipitación diaria ingresada como entrada dinámica al modelo. La humedad en el suelo es una variable de estado y a diferencia de la RPD no representa un flujo, el flujo esta dado en términos de la variación en el almacenamiento (ΔH), la cual se presenta en la Figura 95 como serie diaria, acompañada de la serie promedio espacial de precipitación. En ambas figuras, se observa como la humedad en el suelo es altamente variable y que se encuentra fuertemente relacionada con la variabilidad temporal de la precipitación, mostrando como en periodos de altas lluvias dicha humedad se incrementa, pero hasta un tope de almacenamiento, el cual se define por la capacidad de campo, y que bajo condiciones sostenidas de pocas lluvias, la humedad en el suelo decrece de manera progresiva y sostenida hasta un límite, el cual es punto de marchitez permanente, mostrando una descarga de agua (cambio negativo en el almacenamiento) desde el volumen de control Suelo – Plata, propiciado por el requerimiento continuo de la ETP.

Como ya se mencionó, la humedad en el suelo y su variación temporal depende en gran medida de la variabilidad temporal de la lluvia en la escala diaria y mensual, lo cual también se evidencia en la escala inter anual, tal como se muestra en la Figura 96, donde se observa que en 2017, caracterizado como año húmedo se presenta en general mayor humedad en el suelo, principalmente en el costado oriental de la zona de estudio, adicionalmente la distribución espacial muestra que las zonas de mayor potencial para el almacenamiento de agua corresponden a las partes altas de las cuencas, en cercanía a la Serranía de Abibe, donde predominan coberturas naturales tipo bosques, , mientras que las zonas de menor potencial corresponden a la porción norte de la zona de estudio en la parte baja de las cuencas del río Turbo y Currulao y a la parte baja de la mayoría de cuencas, controlado principalmente por el poco espesor de la zona vadosa definido a partir de los datos piezométricos; otra zona interesante de menor almacenamiento es la parte media del río Carepa, donde predominan texturas gruesas, lo cual favorece los procesos de infiltración y recarga y una salida más rápida por evapotranspiración, disminuyendo así la capacidad de almacenamiento en la zona vadosa. La distribución espacial de la humedad en el suelo en condiciones promedio anuales es parcialmente consistente con la distribución espacial mostrada en la Figura 23 de la humedad gravimétrica para una fecha puntual.

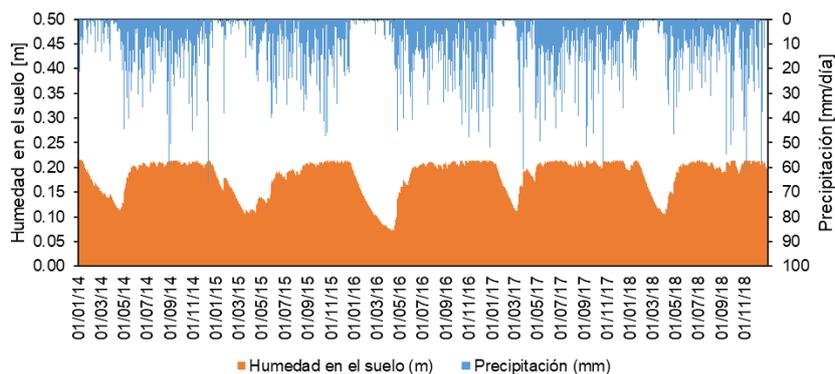


Figura 94. Serie diaria de humedad en el suelo (H) estimada en promedio para la zona de estudio (2014 – 2018).

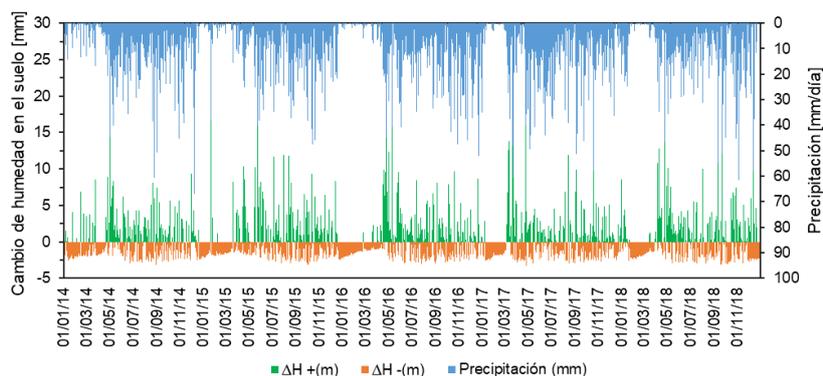


Figura 95. Serie diaria de cambio de humedad en el suelo (ΔH) estimada en promedio para la zona de estudio (2014 – 2018).

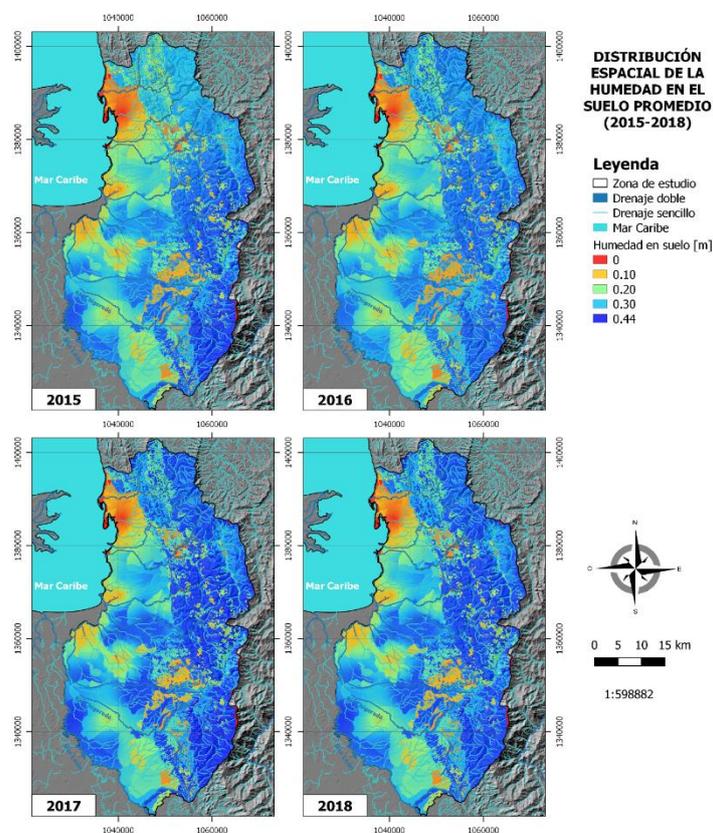


Figura 96. Variabilidad espacial interanual de la humedad en el suelo (promedio diario) estimada usando el modelo SWB.

3.2.7. Resumen del balance de humedad en el suelo

Se han analizado los principales elementos del balance de humedad en el suelo: precipitación (P) y evapotranspiración potencial (ETP) como entradas del modelo SWB y la intercepción (αI), la evapotranspiración real (ETR), la escorrentía superficial directa (Esd) y la recarga potencial directa (RPD), como salidas del modelo SWB. En la Tabla 42 se resumen los flujos totales de cada variable mencionada para cada año, mientras que en la Tabla 43 se resumen dichos flujos, pero como porcentaje de la precipitación. Se observa una adecuada tendencia al cierre del balance, con un error de cierre aproximado de 2.6%, el cual puede estar asociado a los cambios de almacenamiento de humedad en el suelo, que en periodos de largo plazo (mayores a 10 años) deben tender a cero, y/o a las incertidumbres sistemáticas de la obtención de las variables de entrada y de la operación de los sub modelos (p.ej. método de Numero de Curva, método de Thornthwaite & Mather, etc.).

Tabla 42. Resumen de los principales términos (en mm/año) que componen el balance de humedad en el suelo (SWB) en promedio espacial para la zona de estudio.

Año	ETP	Precipitación	Recarga PD	ETR	Esd	αI
2015	1591.8	2442.8	547.5	1343.0	276	341.9
2016	1630.0	2897.3	805.1	1353.0	397	355
2017	1621.6	3107.8	917.9	1475.0	504.5	355.6
2018	1604.7	2818.6	755.7	1433.0	321.7	380
Promedio 2015 - 2018	1612.0	2816.6	756.5	1401.0	374.5	358.4

Tabla 43. Resumen de los principales términos (como porcentaje de la precipitación) que componen el balance de humedad en el suelo (SWB) en promedio espacial para la zona de estudio.

Año	ETP	Precipitación	Recarga PD	ETR	Esd	αI
2015	1591.8	2442.8	22%	55%	11%	14%
2016	1630.0	2897.3	28%	47%	14%	12%
2017	1621.6	3107.8	30%	47%	16%	11%
2018	1604.7	2818.6	27%	51%	11%	13%
Promedio 2015 - 2018	1612.0	2816.6	27%	50%	13%	13%

Se concluye que todos los términos del balance varían temporalmente con la precipitación, mostrando que años secos favorecen que mayor porcentaje de la lluvia se convierta en evapotranspiración real (ETR) y en intercepción en el follaje (αI) y menor parte se convierta en escorrentía superficial directa (Esd) y en recarga potencial (RPD); mientras que, en años húmedos pasa exactamente lo contrario. Además, se observa que el principal flujo es la ETR, representando en promedio el 50% de la precipitación y satisfaciendo en promedio el 87% de la ETP, el flujo que le sigue en importancia es la RPD representado en promedio el 27% de la precipitación, seguido de manera muy similar por la Esd y la αI , ambos con 13% de la precipitación. El conjunto de ETR y αI pueden lograr satisfacer todos los requerimientos de ETP. Finalmente, en la Figura 97 se resumen el ciclo promedio anual (2015 – 2018) de todos los flujos mencionados, donde se observa un mayor acople estacional con la lluvia por parte de la RPD y la Esd.

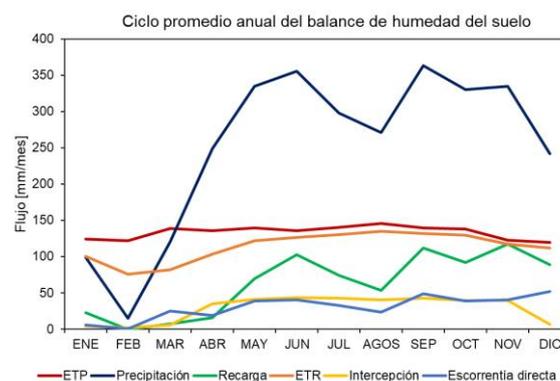


Figura 97. Ciclo promedio anual (2015-2018) de los diferentes componentes del balance de humedad en el suelo, simulados con el modelo SWB.

3.3. ANÁLISIS DE FLUCTUACIONES DEL NIVEL FREÁTICO Y WTF

3.3.1. Análisis de variación temporal

El análisis de variación temporal de la profundidad del nivel freático, es uno de los primeros pasos para la aplicación adecuada del método WTF (Healy & Cook, 2002), pero en sí mismo, dicho análisis puede entregar resultados importantes para la gestión eficiente de las aguas subterráneas, ya que permite entender el comportamiento oscilatorio de las entradas, salidas y presiones antrópicas que se ejercen en un medio acuífero, aunque dicho entendimiento dependerá de la calidad y cobertura temporal de los registros de las oscilaciones de nivel freático (Abiye et al., 2018; Yu et al., 2016).

Abiye et al., 2018, sugieren que, para la identificación de causas de las oscilaciones de nivel freático, es recomendable el uso de series de largo plazo con una escala temporal de recolección detallada; sin embargo, aunque este no sea el caso, al contar con un registro máximo de un año y medio en las estaciones de monitoreo, la escala temporal de registro de los dispositivos Diver si es detallada, al tener un registro horario de nivel freático. Dada la información disponible, el análisis de variación temporal se presenta en múltiples escalas, partiendo de la escala original de colección de los datos; la escala horaria donde se tiene la mayor cantidad de datos disponibles, pasando por las escalas agregadas diarias y mensuales, donde claramente el número de datos se reduce (por agregación), pero se logra observar otras tendencias relacionables con otras variables ambientales en dichas escalas.

3.3.1.1. Escala horaria

De la Figura 98 a la Figura 99 se muestran los diagramas Box – Plot (o cajas y bigotes) para el ciclo diurno de la profundidad del nivel freático (NF) en los 14 puntos de monitoreo, donde se presenta la distribución de los cuartiles (Q1, Q2 y Q3) y los valores extremos para cada hora, obtenidos del periodo completo de registros.

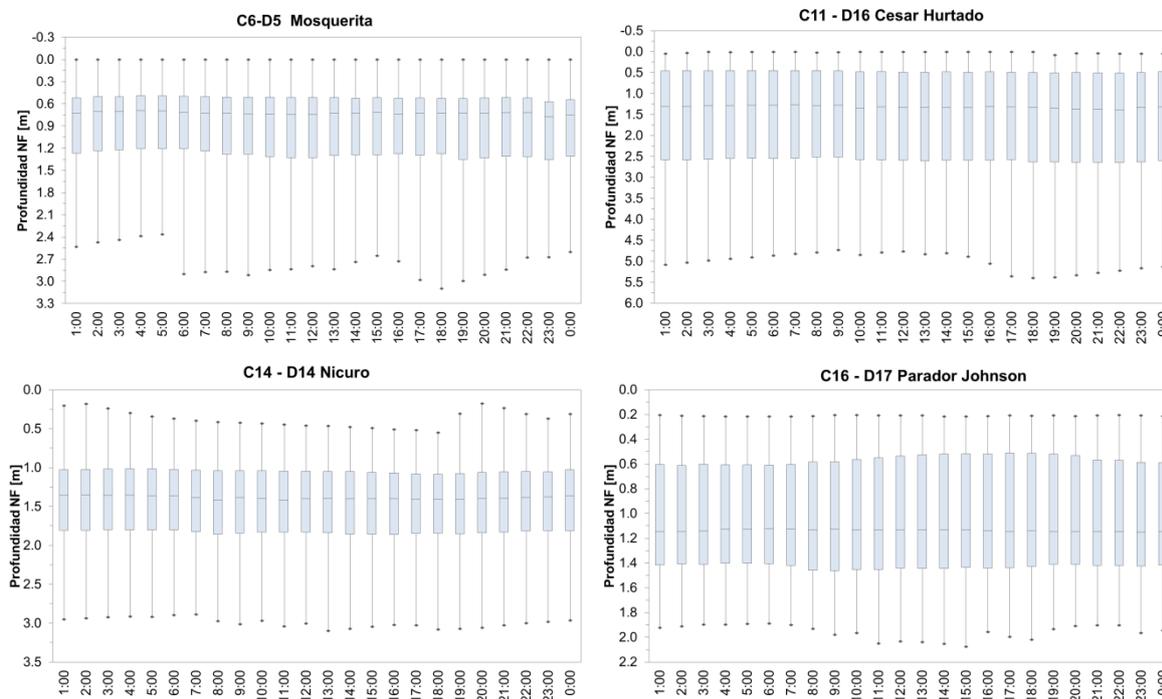


Figura 98. Diagramas Box-Plot del ciclo diurno de profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo.

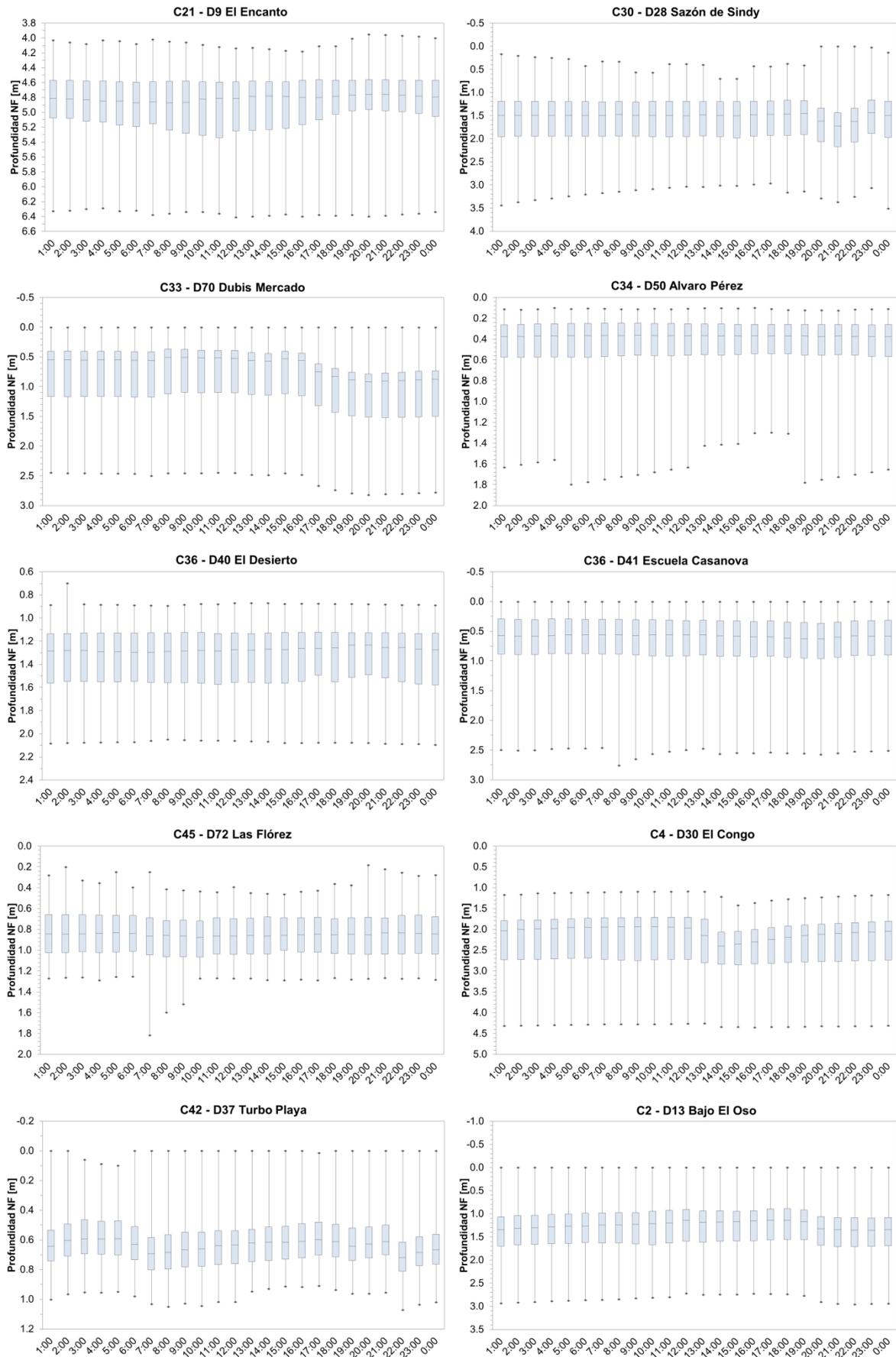


Figura 99. Diagramas Box-Plot del ciclo diario de profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo (continuación).

En general, se observa que los cuartiles presentan poca variación entre horas, exhibiendo cierta estabilidad del nivel freático en el ciclo diurno (sin oscilaciones abruptas de los cuartiles), dicha estabilidad es muy notoria en puntos como C6_D5_Mosquerita, C11_D16_Cesar_Hurtado y C34_D50_Alvaro_Perez, mientras que puntos como C21_D9_El_Encanto, C33_D70_Dubis_Mercado y C42_D37_Turbo_Playa muestran cierta variación de los cuartiles entre horas, sin una tendencia específica que permita agrupaciones, ya que en algunos de los mencionados casos las variaciones se presentan en uno de los cuartiles, mientras que en otros se presentan en los tres cuartiles y a diferentes horas.

En cuanto al rango entre cuartiles (Q3-Q1) y entre los bigotes (máximo – mínimo), en la mayoría de puntos se observa amplitudes importantes y variables, mostrando que las oscilaciones horarias que ocurren entre días son importantes y variables entre horas, la mayoría de los puntos (con principal excepción en C42_D37_Turbo_Playa) muestran que el valor máximo de ascenso de nivel freático se encuentra limitado por la superficie del terreno (nivel 0 m) y dado que los niveles promedio se encuentran principalmente poco profundos, el rango de la profundidad mínima de nivel freático (Q3-mínimo) es más pequeño, que el comparado con la profundidad máxima de nivel freático (máximo-Q1), cuyo rango tiende a mostrar una mayor amplitud y está limitado por el fondo del aljibe; lo anterior puede dar indicio de que los descensos son de magnitud importante y por ende, los posteriores ascensos producto de recargas también lo son, aunque una vez el nivel se encuentre próximo a superficie, los ascensos se encuentran limitados, producto del máximo almacenamiento (hasta el tope de superficie), presentándose incluso casos en que el nivel aflora, lo cual es consistente con las relaciones existentes acuífero-humedal descritas en la zona por García et al. (2018).

Para examinar tendencias en la escala horaria, resulta conveniente construir los ciclos promedio diurnos, los cuales se presentan en la Figura 100 y en la Figura 101 para los 14 puntos de monitoreo, todos los promedios horarios son acompañados de su respectivo error medio estadístico (definido como el cociente entre la desviación estándar y la raíz cuadrada del número de datos). Similar a los diagramas Box-Plot, en el ciclo promedio diurno se observa que la amplitud de las variaciones entre horas es pequeña, siendo la máxima variación de 0.29 m en el punto C4_D30_El_Congo y la mínima variación de 0.016 m en el punto C16_D17_Parador_Johnson, aunque como puede verse en la Figura 101, la máxima variación en C4_D30_El_Congo solo ocurre entre las 12:00 m y las 2:00 pm, pudiendo ser causa de los registros anómalos, que como se mencionó en la sección 2.6.2 en este punto no fueron eliminados dada la frecuencia con la que aparecen; el ciclo diurno de este punto, muestra que dichos anómalos tienden a concentrarse entre la 12:00 m y las 2:00 pm.

El comportamiento oscilatorio promedio del nivel freático entre horas es variable entre los diferentes puntos, sin embargo, existen algunas tendencias similares en algunos de ellos, por tanto, los ciclos promedio diurnos se han agrupado según el comportamiento que exhiben de la siguiente manera:

- **Grupo 1:** exhiben un comportamiento unimodal, con un periodo de descenso de niveles que es comprendido generalmente entre las 6:00 am y las 7:00 pm, seguido de un periodo de ascenso de niveles que es comprendido generalmente entre las 7:00 pm y las 6:00 am, este comportamiento puede diferir principalmente en algunas horas de rezago entre los periodos de ascenso y descenso. Los puntos que presentan un comportamiento similar al anteriormente descrito son: C6_D5_Mosquerita, C11_D16_Cesar_Hurtado, C14_D14_Nicuro, C21_D9_El_Encanto, C33_D70_Dubis_Mercado, C36_D41_Esc_Casanova, C45_D72_Las_Florez y C2_D13_Bajo_El_Oso,
- **Grupo 2:** exhiben un comportamiento bimodal, con dos periodos de ascenso y dos de descenso de nivel freático, con diferencias entre 10 y 12 horas entre los picos de ascenso. Este comportamiento solo se presenta en el punto C42_D37_Turbo_Playa.
- **Grupo 3:** no muestran un comportamiento claro en su ciclo diurno, muestran condiciones de mucha estabilidad o cambios abruptos en pocas horas, así como comportamientos inversos a los del Grupo 1. Este grupo se define como los puntos sin tendencia general, en el cual se encuentran C16_D17_Parador_Johnson, C30_D28_Sazón_de_Sindy, C34_D50_Alvaro_Perez, C35_D40_El_Desierto y C4_D30_El_Congo.

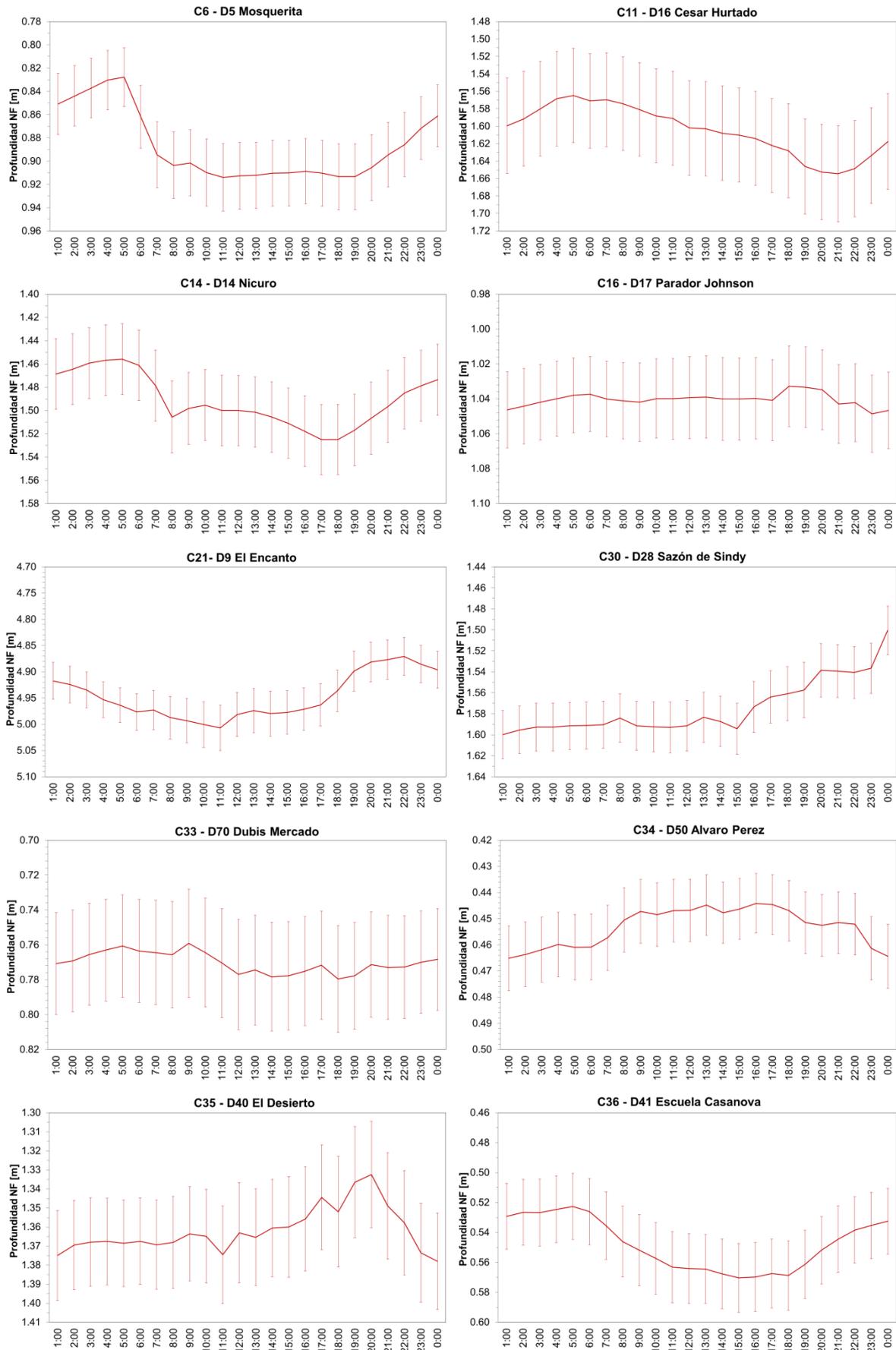


Figura 100. Ciclo promedio diario de la profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo.

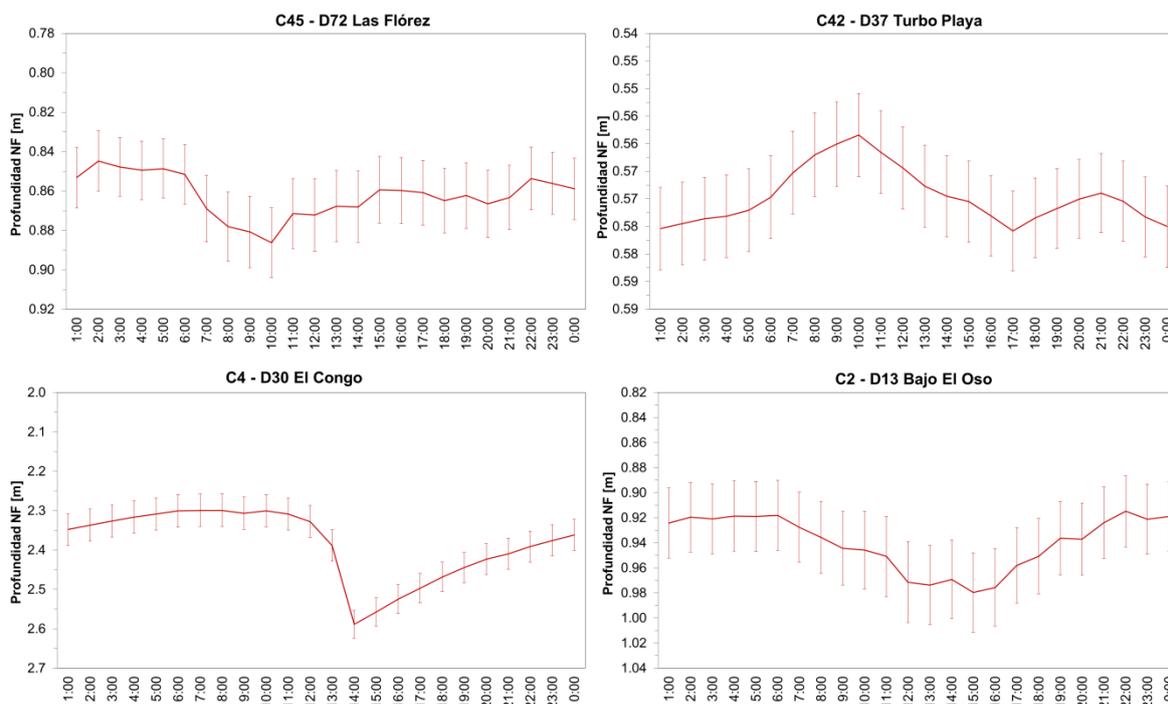


Figura 101. Ciclo promedio diario de la profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo (continuación).

Para los grupos mencionados anteriormente, en la sección 3.3.3 se busca identificar cualitativamente si existen posibles relaciones de dichos comportamientos con otras variables hidroclimatológicas en la misma escala de análisis (horaria).

3.3.1.2. Escala diaria

Para el análisis en las escalas temporales subsiguientes (diaria y mensual), las series horarias son agregadas, para dicha agregación se debe utilizar una métrica representativa; en este caso se ha considerado la media horaria, la mediana horaria y el valor mínimo horario (el más cercano a superficie), en el análisis se ha encontrado que en cualquiera de los tres casos la tendencia temporal de las oscilaciones diarias y mensuales se mantiene, y que las diferencias en magnitud entre la media y la mediana no son tan significativas, tal como se ejemplifica en la Figura 102.

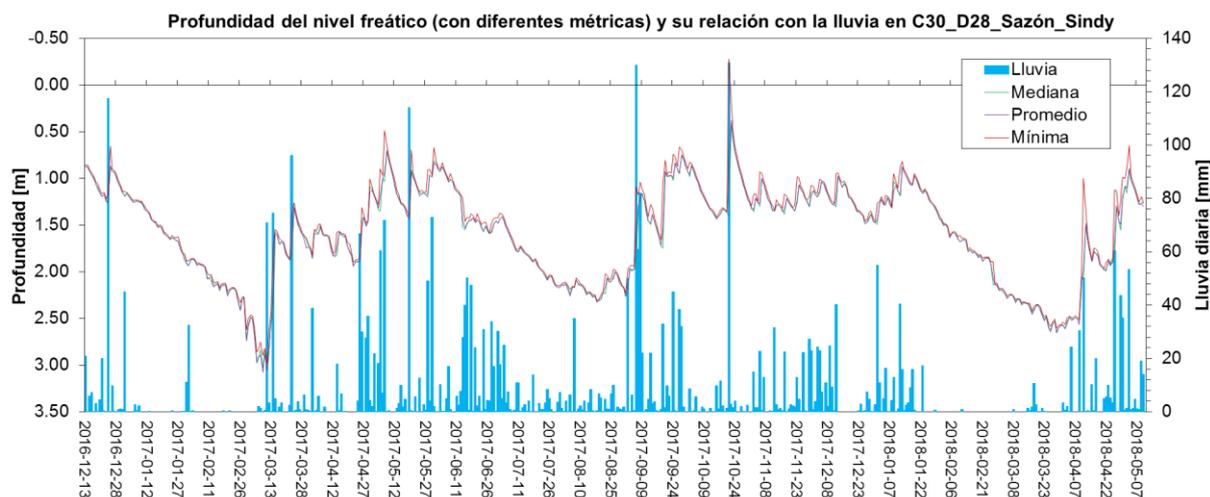


Figura 102. Variación diaria de la profundidad del nivel freático en C30_D28_Sazón_Sindy considerando tres métricas de agregación.

La mediana es una métrica menos sensible a los valores extremos, por lo cual sería adecuada si no se quiere considerar bombeos (dato extremo máximo), pero a la vez, también sería insensible al dato extremo mínimo, que está dado principalmente por la recarga, por lo que es muy probable que los ascensos se vean atenuados. La media por su parte, aunque es más sensible a datos extremos, es una métrica estadísticamente más robusta, y dado que se realiza un procedimiento previo de identificación de datos anómalos que se asocian principalmente a bombeos; estos se eliminan de la serie, por lo que la media estaría representando la condición promedio de la variable de estado del acuífero que en este caso es el nivel freático. Por todo lo anterior, se ha seleccionado la media como métrica de agregación, y a partir de la misma se realizan los análisis posteriores de este capítulo. Las otras dos métricas (mediana y valor mínimo) se proponen como parámetros para trabajos futuros relacionados con análisis de sensibilidad de las estimaciones de recarga aplicando el método WTF.

De la Figura 103 a la Figura 116 se muestra la serie diaria de profundidad promedio horaria del nivel freático, acompañado del rango de variación máximo horario (máximo horario menos mínimo horario en un día) para los 14 puntos de monitoreo, lo que permite observar las variaciones diarias del promedio horario y su relación con las variaciones máximas horarias. Se observa que en general las variaciones diarias del nivel freático son mayores que las variaciones máximas horarias y en la mayoría de puntos de monitoreo las variaciones máximas horarias (rango de variación) son pequeñas, tal como se había mencionado en el análisis a escala horaria, con excepción de los puntos C6_D5_Mosquerita, C45_D72_Las_Florez, C42_D37_Turbo_Playa y C4_D30_El_Congo, donde se presentan variaciones máximas horarias importantes, aunque las variaciones diarias siguen siendo las de mayor magnitud. El amplio rango de variación horaria mostrado en puntos como C4_D30_El_Congo y C6_D5_Mosquerita se pueden asociar principalmente a los bombeos o a los efectos residuales de los mismos, es interesante observar que el rango de variación horaria es de mayor amplitud en C6_D5_Mosquerita en época seca (enero – marzo), donde justamente los bombeos en los aljibes suelen ser más intensos dada la limitación de oferta en las aguas superficiales.

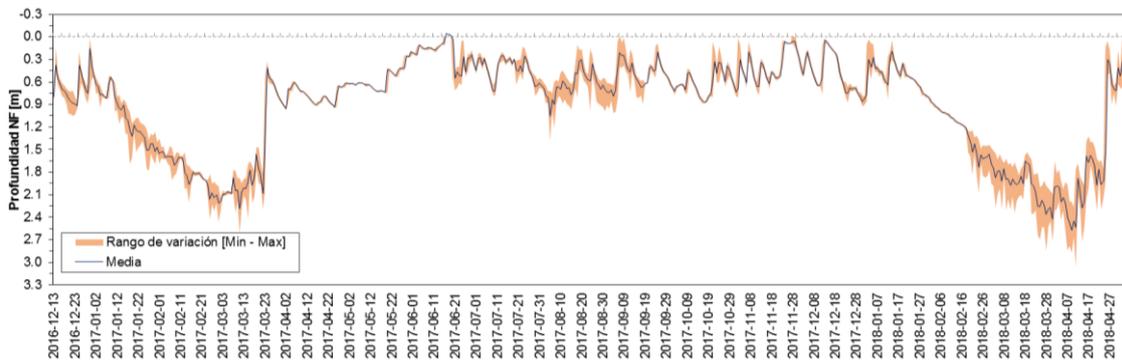


Figura 103. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C6_D5_Mosquerita.

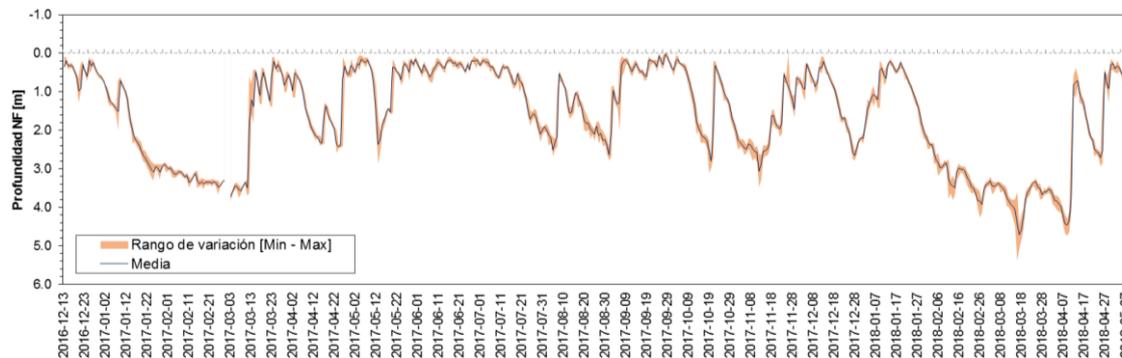


Figura 104. Variación diaria y rango de variación de profundidad del nivel freático en C11_D16_Cesar_Hurtado.

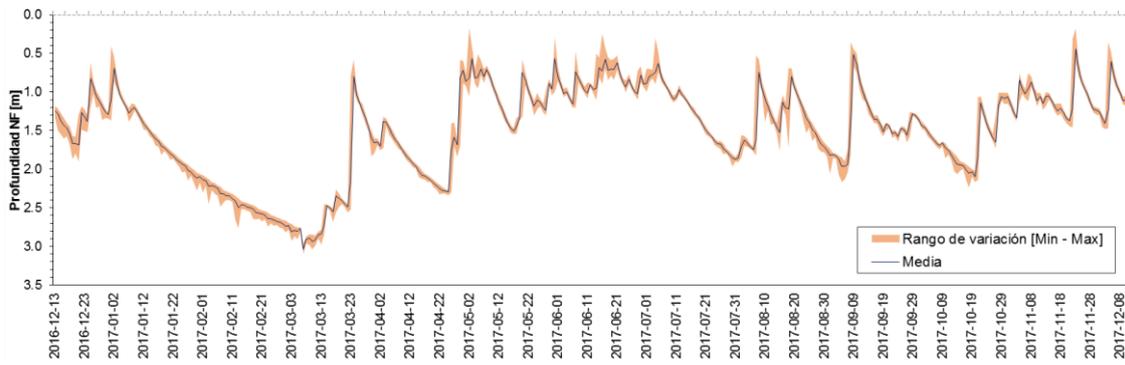


Figura 105. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C14_D14_Nicuro.

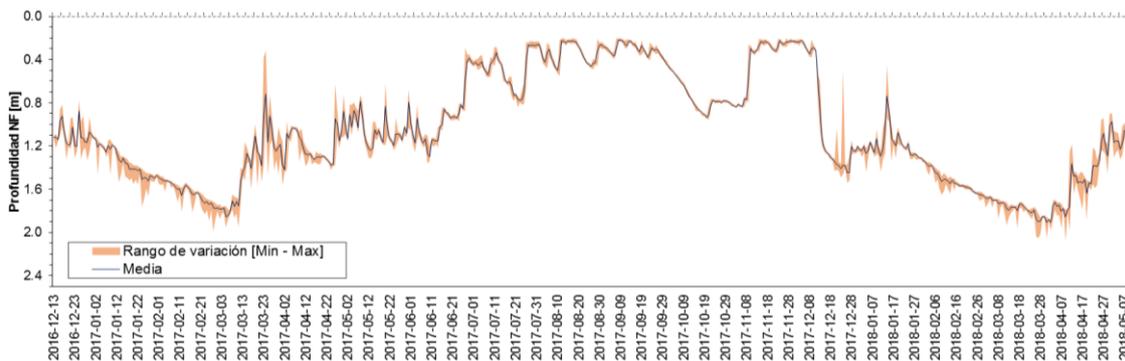


Figura 106. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C16_D17_Parador_Johnson.

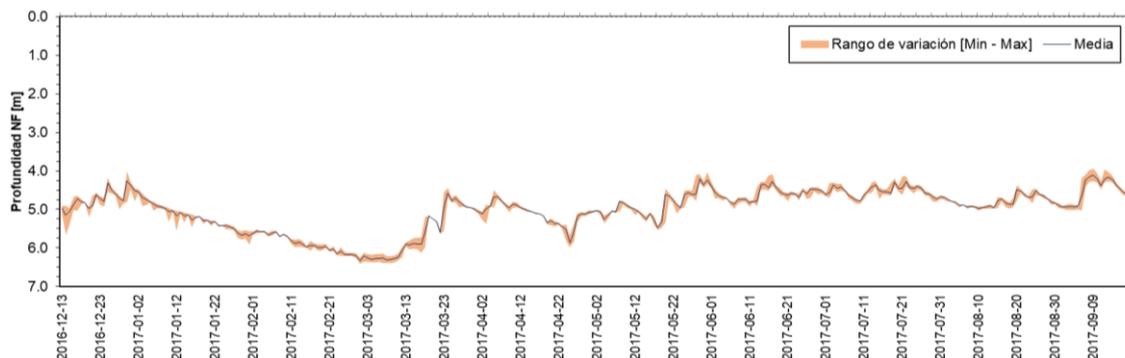


Figura 107. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C21_D9_El_Encanto.

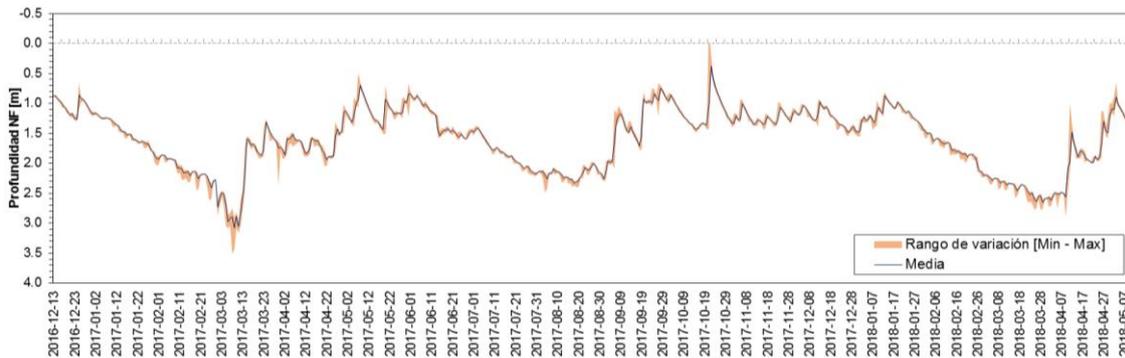


Figura 108. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C30_D28_Sazón_Sindy.

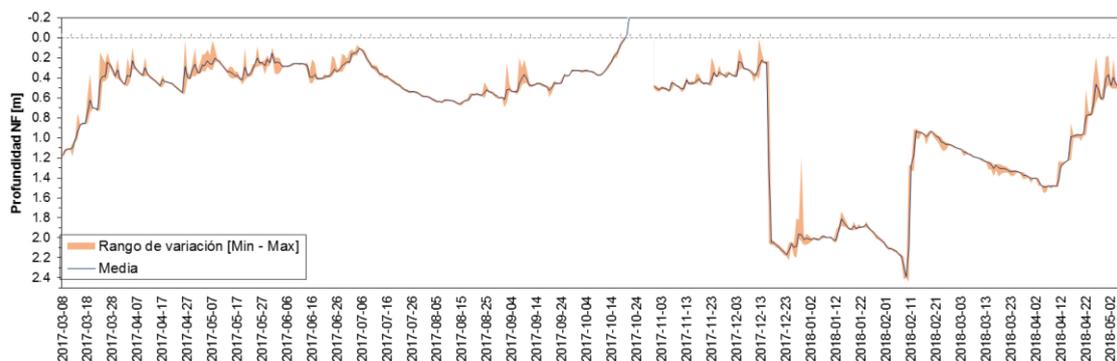


Figura 109. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C33_D70_Dubis_Mercado.

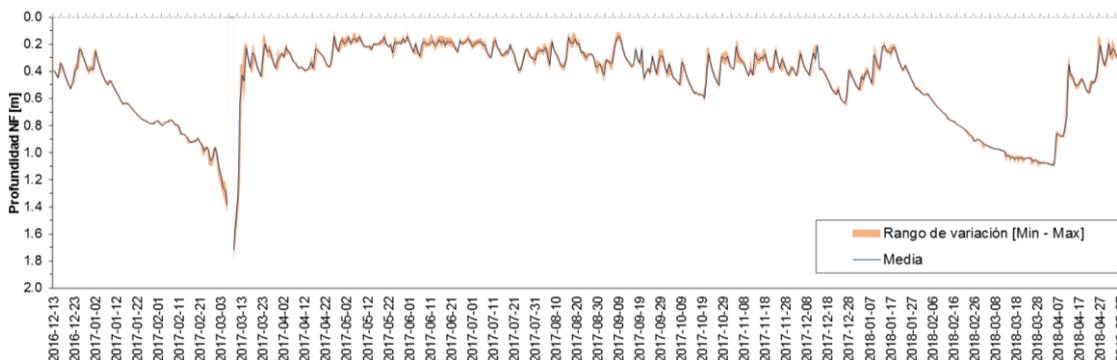


Figura 110. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C34_D50_Alvaro_Perez.

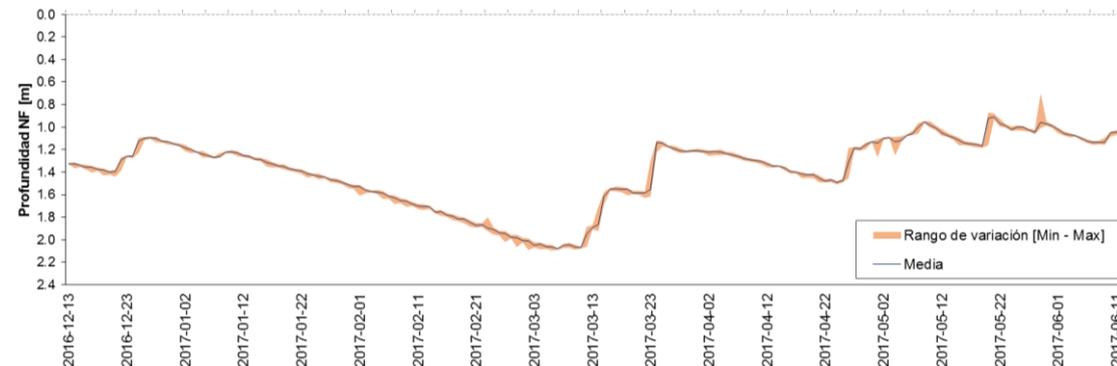


Figura 111. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C35_D40_El_Desierto.

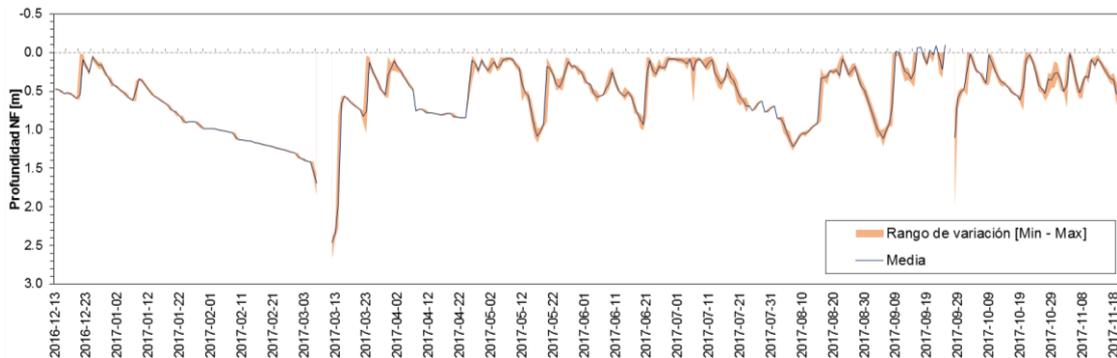


Figura 112. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C36_D41_Esc_Casanova.

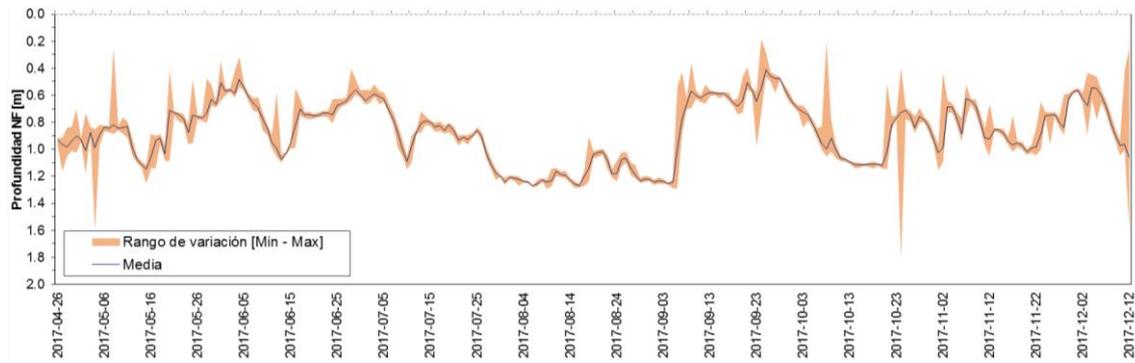


Figura 113. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C45_D72_Las_Flores.

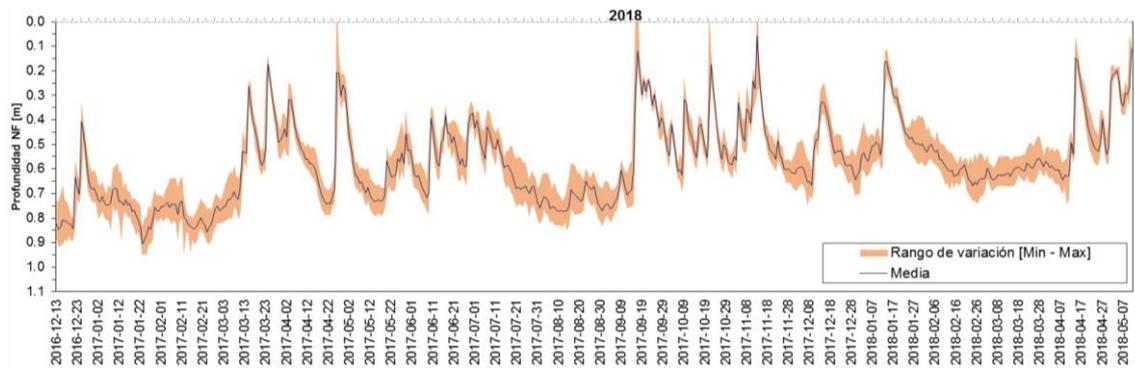


Figura 114. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C42_D37_Turbo_Playa.

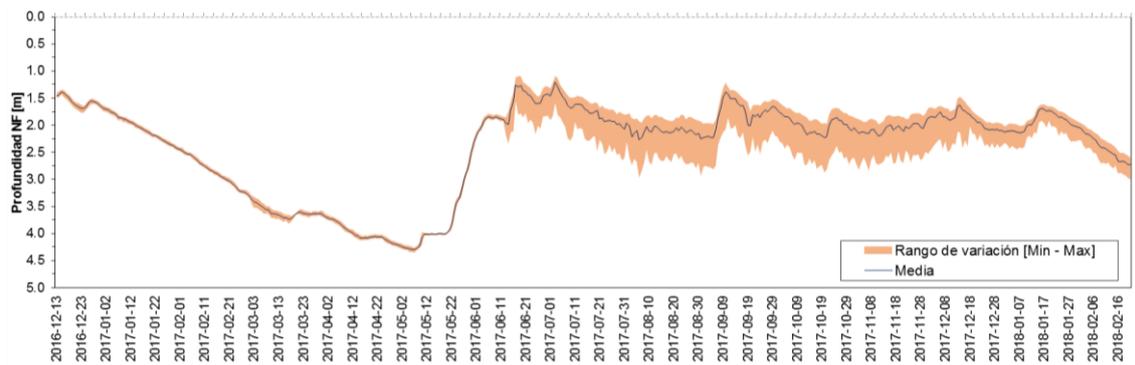


Figura 115. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C4_D30_El_Congo.

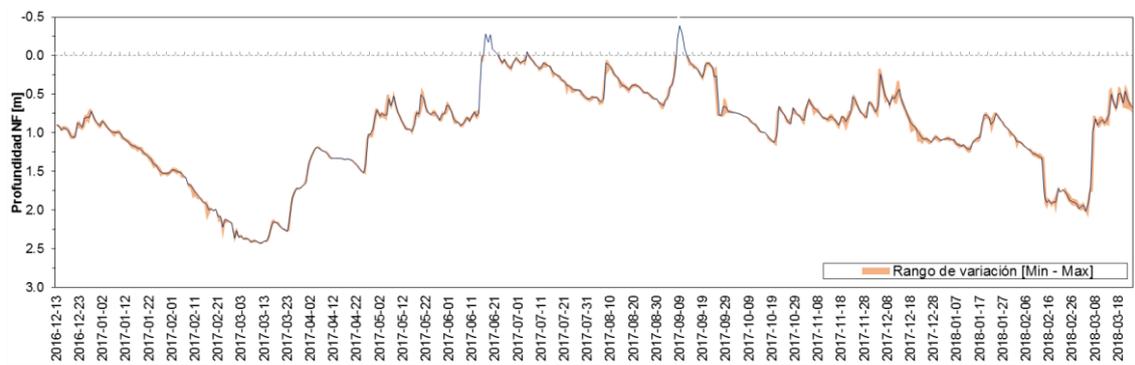


Figura 116. Variación diaria y rango de variación de la profundidad del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso.

Similar a los mostrados en la sección 2.6.2, en la Figura 117 se muestran las series diarias de nivel freático promedio obtenidas para todos los puntos de monitoreo entre el 13 de diciembre de 2016 y el siete (7) de mayo de 2018, en este caso y en todos los análisis de este capítulo se muestran y se trabaja con los datos posteriores al proceso de identificación y remoción de *outlier* (datos filtrados).

Las variaciones del nivel freático en la escala diaria muestran ciertas tendencias generales entre puntos de monitoreo, principalmente en las épocas caracterizadas como secas según el régimen hidrológico de la zona. Se observa que a mediados de diciembre de 2016 y hasta inicios de marzo de 2017, los niveles muestran una tendencia sostenida a descender, exhibiendo notorias curvas de recesión, especialmente marcadas en puntos como C4_D30_El_Congo y C11_D16_Cesar_Hurtado, mientras que entre marzo y abril de 2017 los niveles experimentan en general un ascenso notorio, con excepción del punto C4_D30_El_Congo, donde el ascenso se ve rezagado hasta mayo. Entre abril de 2017 y enero de 2018, los niveles muestran oscilaciones alrededor de la media, con variaciones en la magnitud de la oscilación, hasta llegar a mediados de enero de 2018 donde nuevamente los niveles empiezan a descender hasta inicios de abril de 2018, marcando una segunda curva de recesión pero que en general es de menor magnitud que la de diciembre 2016 – marzo 2017, a inicios de abril de 2018 los niveles vuelven a ascender. El comportamiento descrito presenta una alta correlación temporal con la lluvia local y regional, como se detalla en la siguiente sección (3.3.2)

La amplitud de las oscilaciones de nivel freático en la escala diaria varía notablemente entre puntos de observación, esto se evidencia con mayor claridad en el periodo abril 2017 – enero 2018 (exceptuando la época seca), siendo el punto C11_D16_Cesar_Hurtado el que exhibe las mayores oscilaciones alcanzando amplitudes de hasta 2.5 m, mientras que el punto C34_D50_Alvaro_Perez, es el que exhibe las menores oscilaciones, con amplitudes máximas de hasta 0.43 m en dicho periodo.

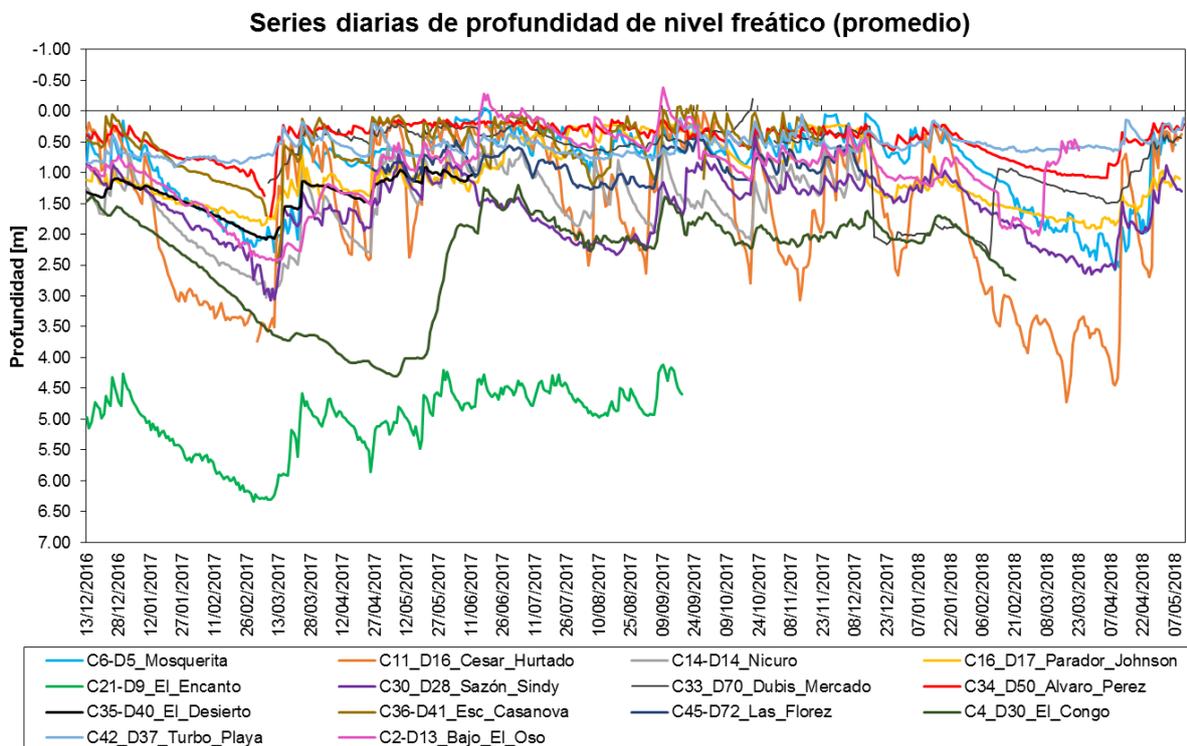


Figura 117. Series diarias de la profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo, usando la media estadística como métrica de agregación (datos con remoción de *Outlier*).

3.3.1.3. Escala mensual

La escala mensual permite observar las tendencias temporales de las oscilaciones del nivel freático de manera más suavizada y generalizada, lo que permite relacionar gráficamente de manera más sencilla dichas oscilaciones con la precipitación. En la Figura 118 y en la Figura 119 se muestran la series mensuales de profundidad promedio diaria del nivel freático, acompañado del rango de variación máximo diario (máximo diario menos mínimo diario en un mes) para los 14 puntos de monitoreo, lo que permite observar las variaciones mensuales del promedio diario y su relación con las variaciones máximas diarias, se observa que en general las variaciones máximas diarias (rango de variación) son de gran magnitud, siendo incluso en algunos casos mayores que las variaciones mensuales, este comportamiento es consistente, dado que factores que influyen ampliamente en las oscilaciones del nivel freático, como la recarga total y la evapotranspiración desde el nivel freático, ocurren especialmente en escalas de tiempo cortas, como la escala diaria e incluso menores.

Lo anterior da cuenta de que, en este caso, las estimaciones de recarga total deben realizarse en escalas de tiempo cortas, donde sea posible capturar la mayoría de oscilaciones de nivel freático, en este caso la escala diaria es un marco temporal adecuado, ya que la escala mensual, al ser obtenida mediante agregaciones, enmascararía oscilaciones de importante magnitud. Como se detalló en la metodología, la escala mensual de las oscilaciones de nivel freático resulta útil para estimaciones de la variación en el almacenamiento, donde la medida promedio del nivel freático incluye procesos de recarga, redistribución y descarga.

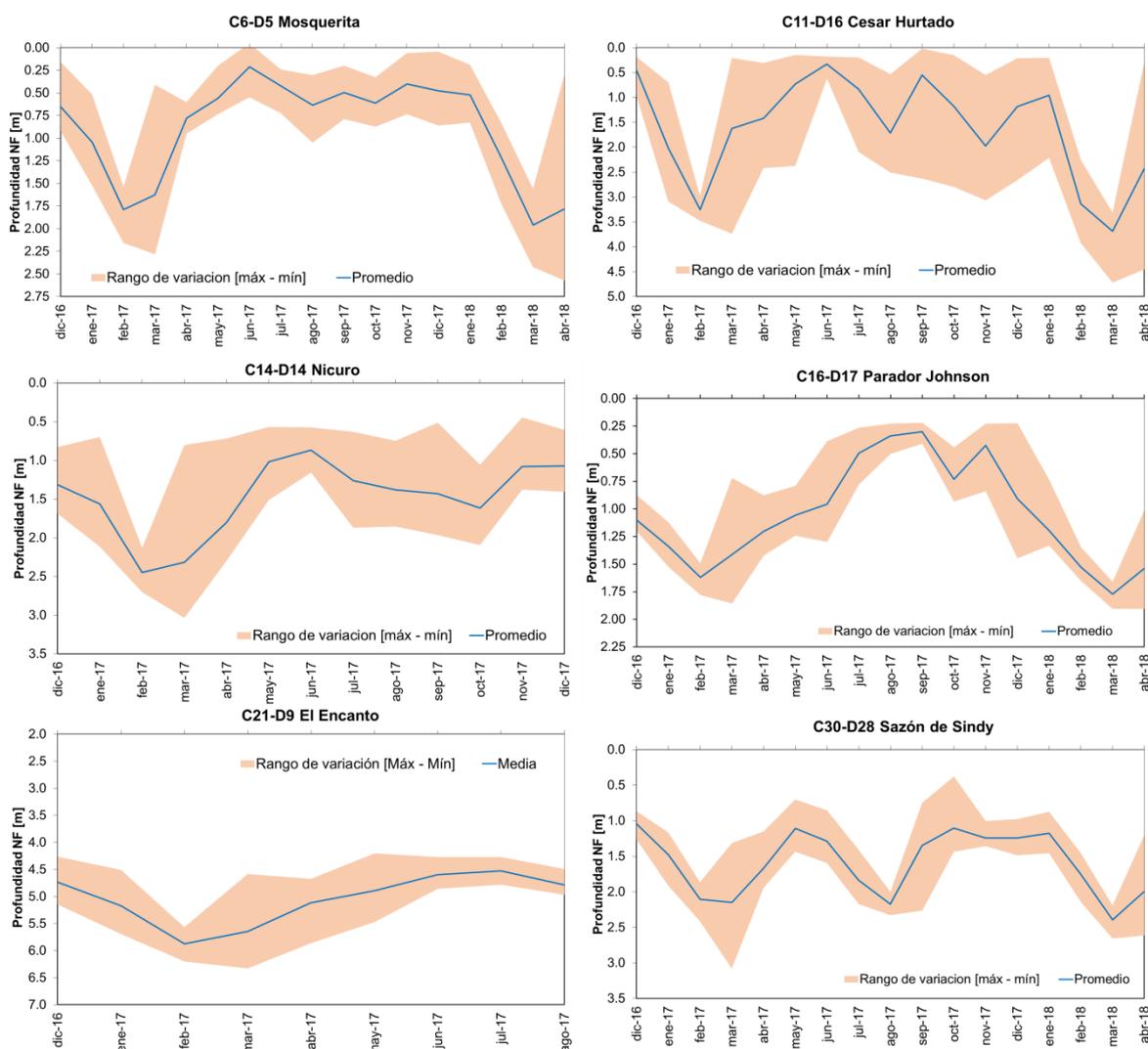


Figura 118. Variación mensual y rango de variación de profundidad del nivel freático en puntos de monitoreo.

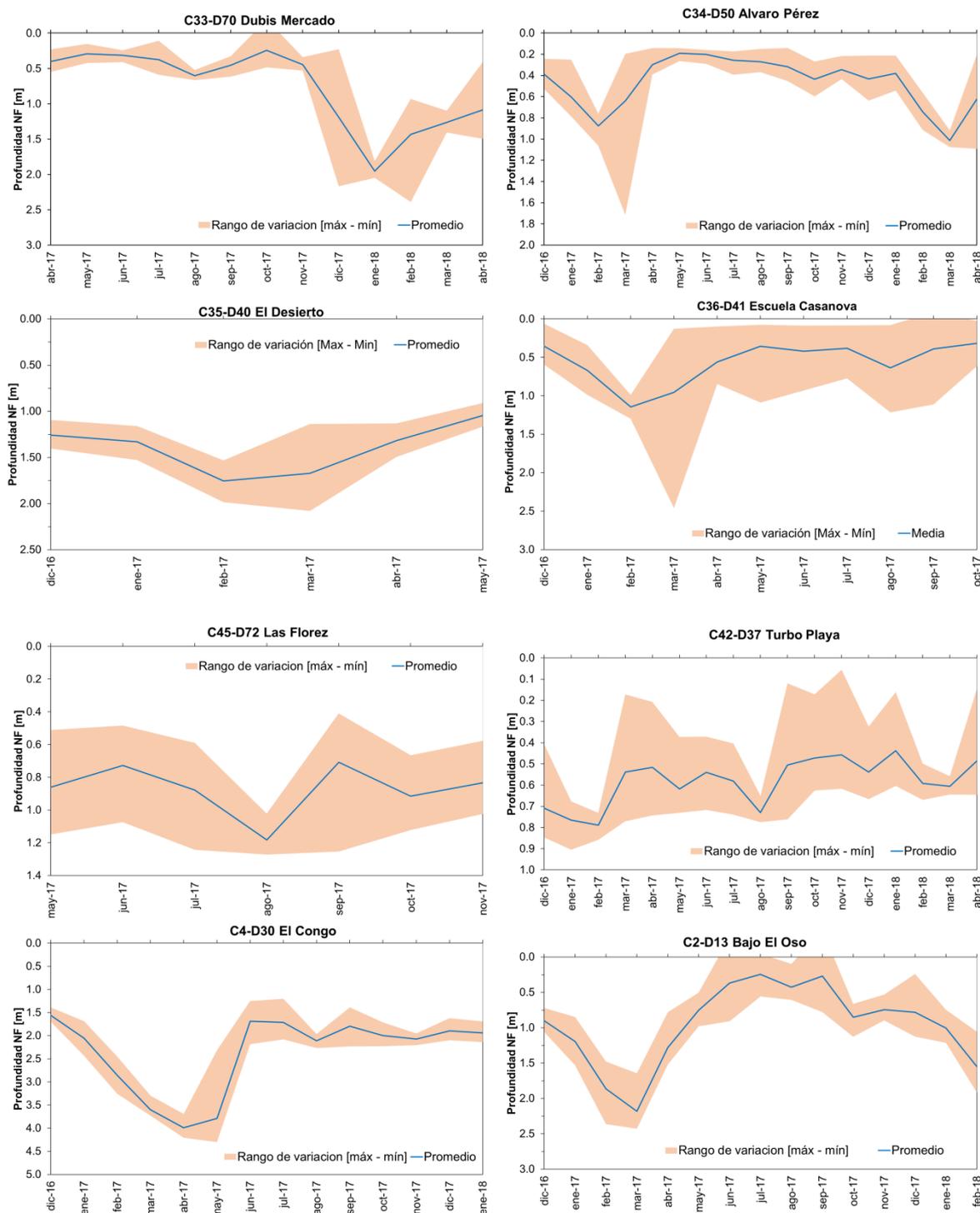


Figura 119. Variación mensual y rango de variación de profundidad del nivel freático en puntos de monitoreo (continuación).

En la Figura 120 se muestran las series mensuales de nivel freático promedio obtenidas para todos los puntos de monitoreo entre diciembre de 2016 y abril de 2018. Al igual que en la escala diaria, en la escala mensual las variaciones de nivel freático muestran ciertas tendencias generales entre puntos de monitoreo, que de hecho en esta escala se aprecian con mayor claridad; siendo altamente correlacionables con el régimen hidroclimatólogico de la zona, mostrando importantes descensos en la mayoría de los puntos en la época seca (enero – marzo) tanto en 2017 como en 2018, mientras que entre abril y mayo la mayoría de niveles ascienden, a partir de dicho ascenso muestran oscilaciones alrededor del valor medio (coincidiendo con la época húmeda), conservándose hasta diciembre, donde

empiezan a descender a partir de enero (coincidiendo con la época seca). El comportamiento descrito presenta una alta correlación temporal con la lluvia local y regional, como se detalla en la siguiente sección (3.3.2)

La amplitud de las oscilaciones de nivel freático en la escala mensual varía notablemente entre puntos de observación, esto se evidencia con mayor claridad en el periodo abril 2017 – enero 2018 (exceptuando la época seca), siendo el punto C11_D16_Cesar_Hurtado el que exhibe las mayores oscilaciones alcanzando amplitudes de hasta 1.5 m, mientras que el punto C34_D50_Alvaro_Perez, es el que exhibe las menores oscilaciones, con amplitudes máximas de hasta 0.27 m en dicho periodo. Es notable que dichas oscilaciones máximas en la escala mensual son menores que las máximas en escala diaria.

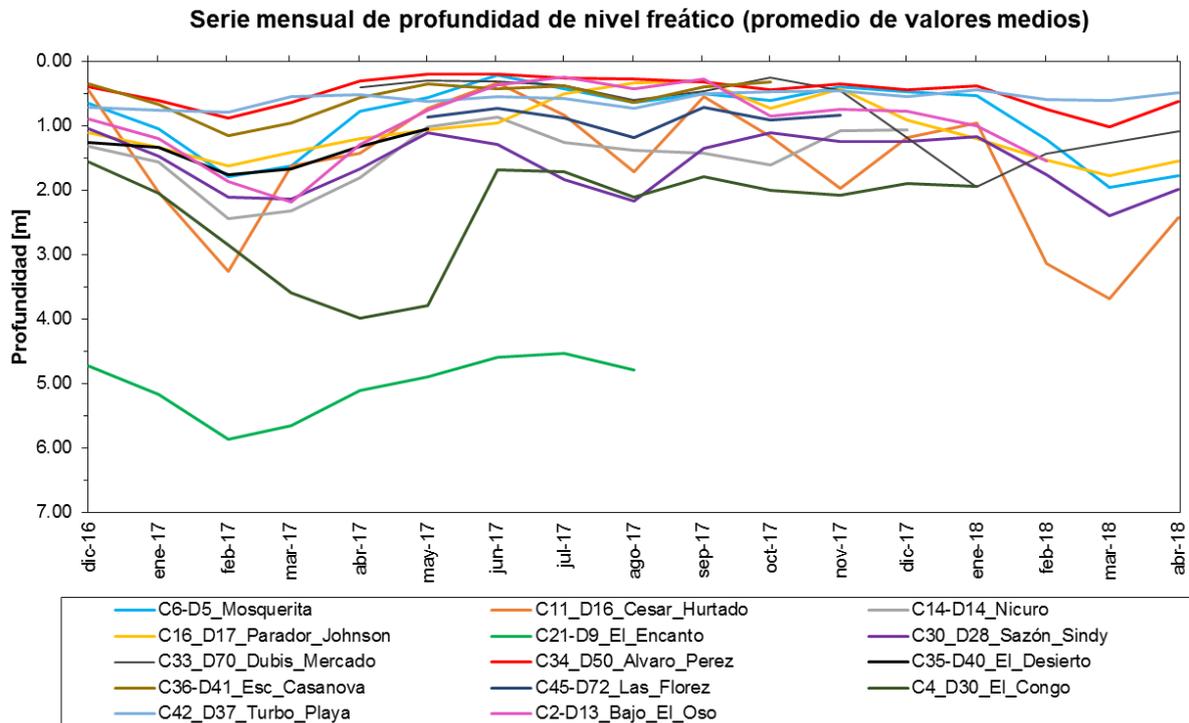


Figura 120. Series mensuales de la profundidad del nivel freático en los puntos de monitoreo, usando la media estadística como métrica de agregación (datos con remoción de *Outlier*).

3.3.2. Correlación con la precipitación

El análisis temporal mostró que las oscilaciones del nivel freático en la escala diaria y mensual se relacionan de manera importante con el régimen hidroclimatológico de la zona, es decir, con la ocurrencia de las temporadas secas y húmedas, donde la principal variable hidroclimatológica que define dicho régimen es la precipitación, adicionalmente la precipitación es el principal factor puede aportar a la recarga de aguas subterráneas (recarga directa), por tanto también, puede ser uno de los principales factores que influya en las oscilaciones del nivel freático (Lerner, Issar, & Simmers, 1990; Healy & Cook, 2002). Por todo lo anterior, se realiza la correlación gráfica y estadística de las series diarias y mensuales del nivel freático con las series diarias y mensuales de precipitación en la zona de estudio. Las correlaciones se realizan entre las duplas Nivel – Precipitación definidas por criterio de proximidad que fueron mostradas en la Tabla 6 en la sección 2.5.3.

3.3.2.1. Correlación gráfica

De la Figura 121 a la Figura 134 se muestra la relación gráfica entre la serie promedio diaria del nivel freático de los 14 puntos de monitoreo y la serie diaria de precipitación total registrada en la estación meteorológica más cercana a cada punto de monitoreo piezométrico. En general se puede observar una fuerte correlación cualitativa entre las oscilaciones del nivel freático y la precipitación, en el sentido en que, cuando hay mayores ocurrencias de precipitación (de mayor magnitud y concentradas en el tiempo) los niveles freáticos tienden a ascender, es decir la profundidad del nivel disminuye, y caso contrario cuando hay menores ocurrencias de precipitación (de menor magnitud, ausencias y en periodos continuos de no lluvia) los niveles freáticos tienden a descender, es decir la profundidad del nivel freático aumenta.

Adicionalmente, la forma en que ocurren los ascensos bajo periodos continuos de lluvia, difiere de la forma en que ocurren los descensos bajo periodos continuos de no lluvia, por lo general los ascensos llegan a limitarse y disminuir su magnitud una vez el periodo de lluvia se ha prolongado, situación que posiblemente se relaciona con la capacidad máxima de almacenamiento, la humedad antecedente en la interfaz suelo-acuífero (en donde oscila el nivel freático) y/o la acción de las descargas a través de evapotranspiración o interacción con las corrientes superficiales; dichos ascensos en general ocurren como picos instantáneos (en la misma escala de un día), mientras que los descensos tienden a ser acumulativos cuando el periodo de no lluvia se prolonga, mostrando descensos graduales y sostenidos, relacionados principalmente con la capacidad de descarga del acuífero (curvas de recesión). Otro aspecto importante identificado es que en general, el acople de la ocurrencia de precipitación con las oscilaciones del nivel freático parece ocurrir en periodos de rezago cortos, en muchos casos ocurre sin rezago (respuesta directa en el mismo día) y en otros se identifican periodos entre 1 y 5 días, existiendo ciertos periodos particulares en donde el rezago puede ser incluso mayor o no darse el acople.

Las generalidades descritas anteriormente, se presentan con ciertas particularidades y también con excepciones entre puntos, lo que permite agruparlos según su comportamiento de la siguiente manera:

- **Grupo 1:** la relación entre la ocurrencia de la precipitación y las oscilaciones del nivel freático es fuerte, identificándose periodos de rezago cortos, entre cero y un día, la respuesta a la ausencia de precipitación en periodos continuos de no lluvia es notable, pero también la respuesta rápida a la ocurrencia de la precipitación una vez ha culminado la época seca, evidenciándose un ascenso rápido y de gran magnitud. Durante la época húmeda los ascensos oscilan alrededor de la media y aunque limitados, se siguen presentando con magnitud importante. Este comportamiento se presenta en la mayoría de puntos: C6_D5_Mosquerita, C11_D16_Cesar_Hurtado, C14_D14_Nicuro, C16_D17_ParadorJohnson, C30_D28_Sazón_Sindy, C36_D41_Esc_Casanova, C45_D72_Las_Florez, C2_D13_Bajo_El_Oso.
- **Grupo 2:** la relación entre la ocurrencia de la precipitación y las oscilaciones del nivel freático es menos fuerte y evidente que la del grupo 1, mostrando ascensos y descensos de menor magnitud incluso en periodos de fuertes lluvias y de ausencia de lluvias respectivamente, los periodos de rezago son entre uno y cinco días o incluso más. este comportamiento se presenta en los puntos C21_D9_El_Encanto, C35_D40_El_Desierto y C4_D30_El_Congo.
- **Grupo 3:** la relación entre la ocurrencia de la precipitación y las oscilaciones del nivel freático existe, pero es menos fuerte y evidente que la del grupo 1, siendo más notable los descensos sostenidos y acumulativos en periodos continuos de no lluvia; mientras que, en época húmeda, las oscilaciones del nivel se presentan alrededor de la media, pero con baja amplitud, pareciendo estar los ascensos muy limitados por la capacidad de almacenamiento. Este comportamiento se presenta en los puntos C33_D70_Dubis_Mercado y C34_D50_Alvaro_Perez.
- **Grupo 4:** la relación entre la ocurrencia de la precipitación y las oscilaciones del nivel freático existe, pero se da principalmente en época húmeda y en respuesta a pulsos de importante magnitud de la lluvia; mientras que, en la época seca, los niveles freáticos parecen no descender de manera tan evidente y sostenida como sí ocurre en los otros grupos. este comportamiento solo se presenta en C42_D37_Turbo_Playa.

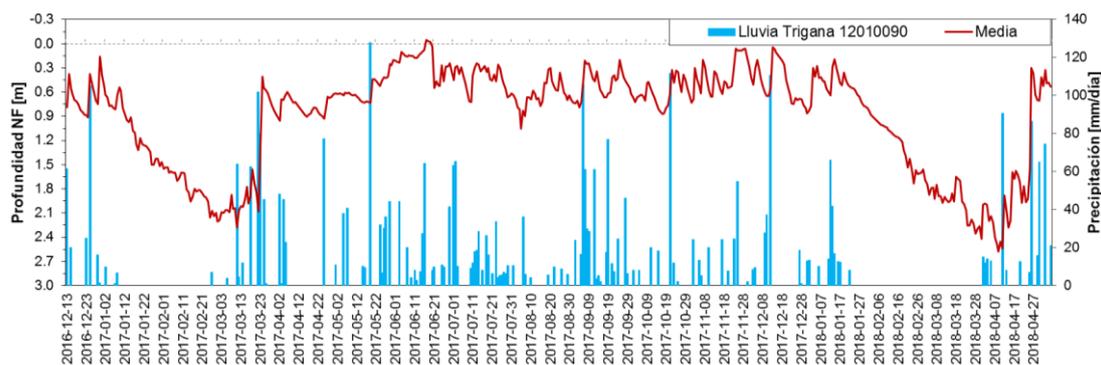


Figura 121. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C6_D5_Mosquerita y la precipitación diaria en Trigrana (12010090).

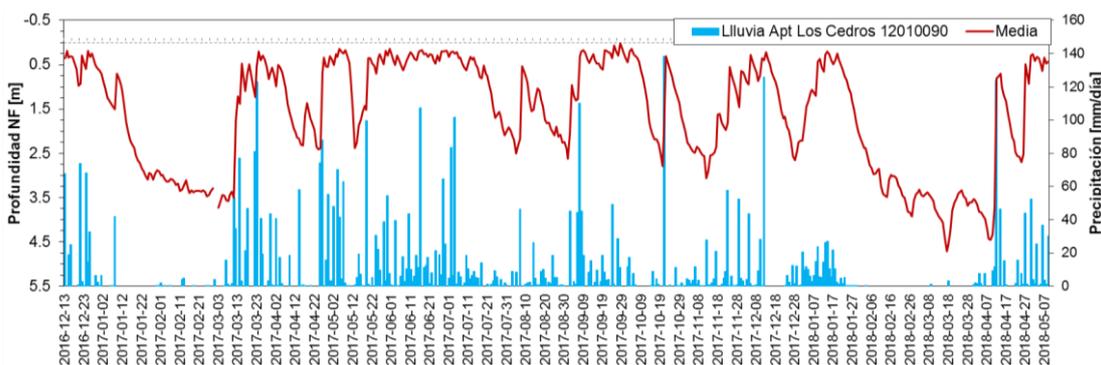


Figura 122. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C11_D16_Cesar_Hurtado y la precipitación diaria en Apto Los Cedros (12010090).

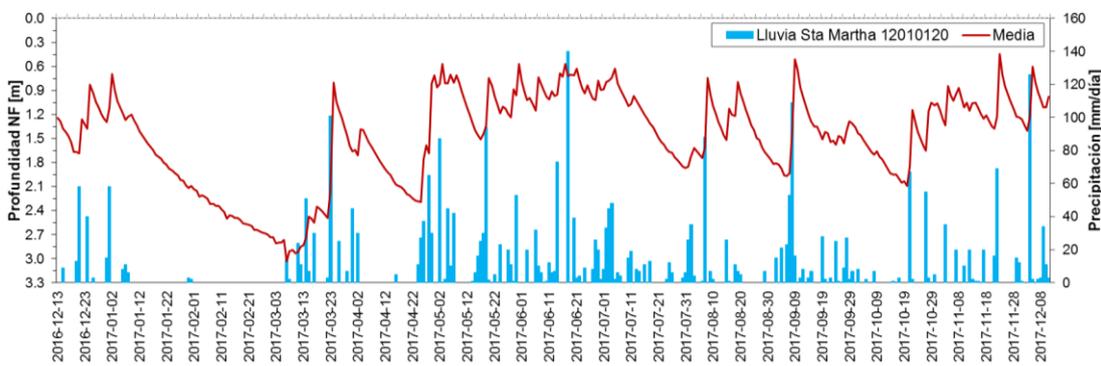


Figura 123. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C14_D14_Nicuro y la precipitación diaria en Apto Sta Martha (12010120).

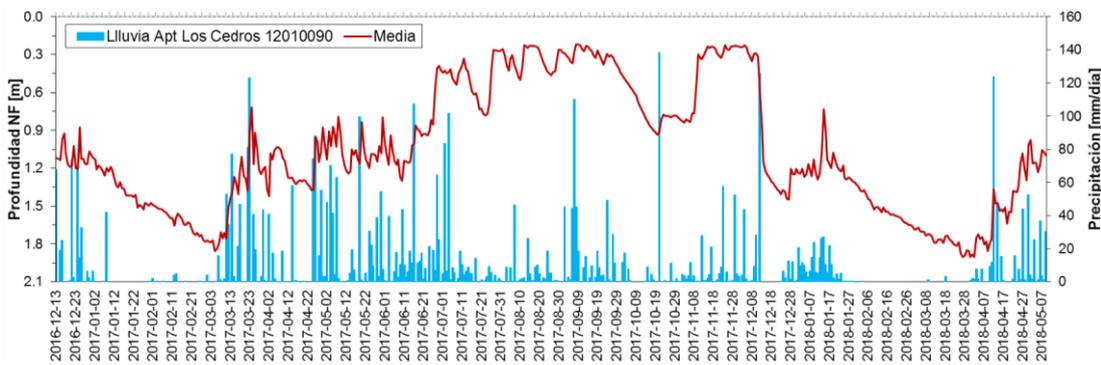


Figura 124. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C16_D17_Parador_Johnson y la precipitación diaria en Apto Los Cedros (12010090).

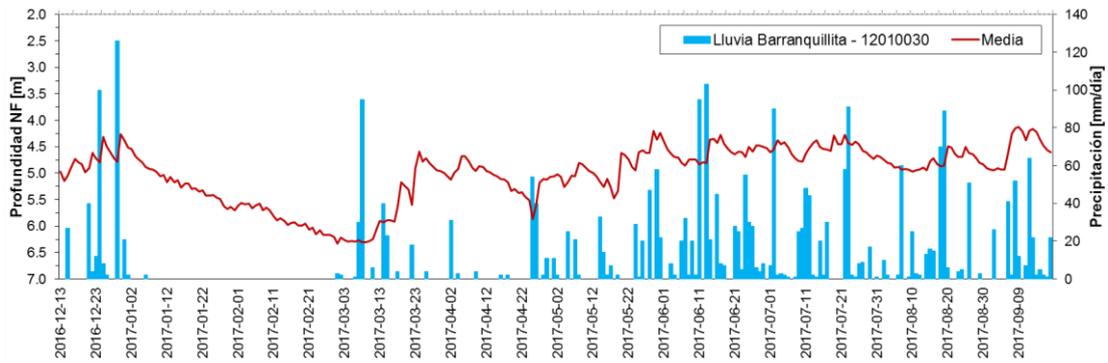


Figura 125. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C21_D9_El Encanto y la precipitación diaria en Barranquillita (12010030).

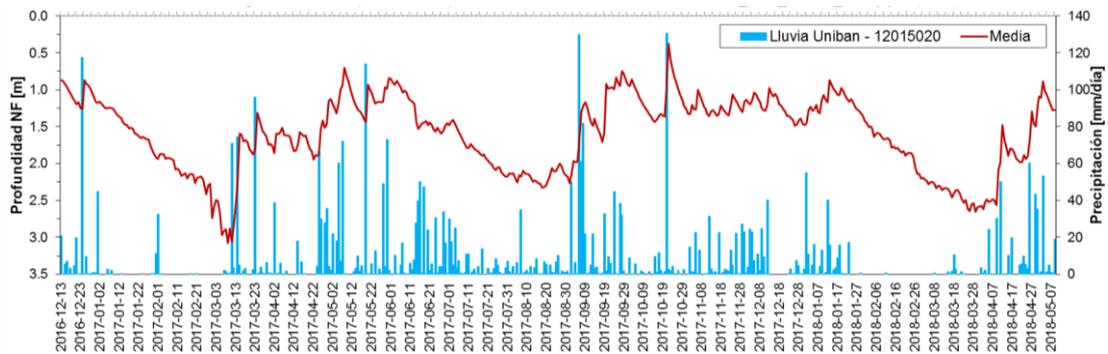


Figura 126. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C30_D28_Sazón Sindy y la precipitación diaria en Uniban (12015020).

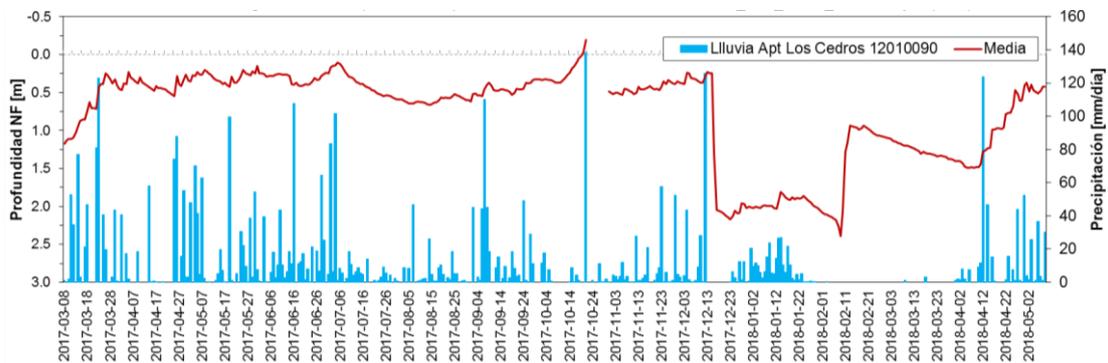


Figura 127. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C33_D70_Dubis Mercado y la precipitación diaria en Apto Los Cedros (12010090).

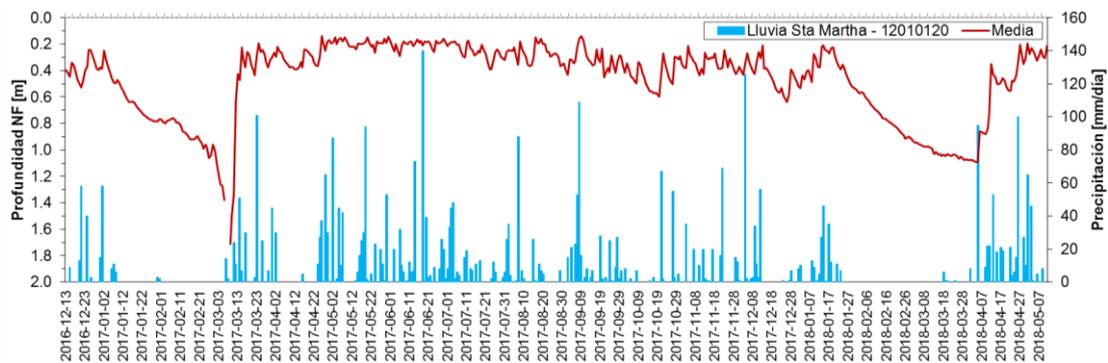


Figura 128. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C34_D50_Alvaro Perez y la precipitación diaria en Sta Martha (12010120).

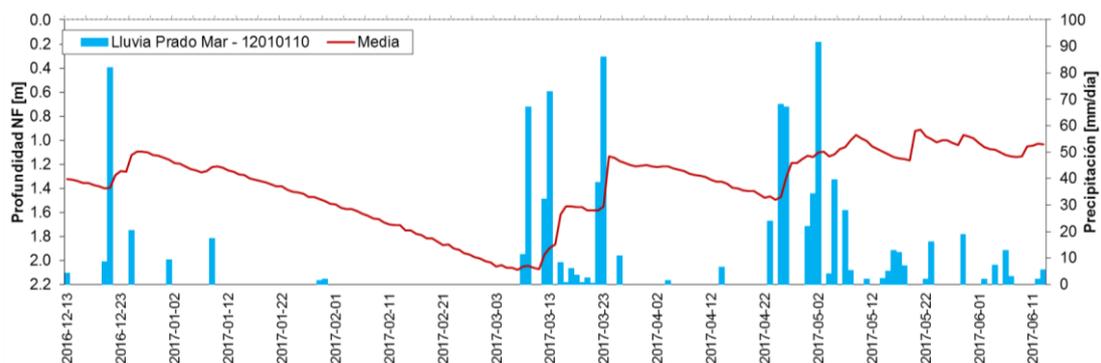


Figura 129. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C35_D40_El_Desierto y la precipitación diaria en Prado Mar (12010110).

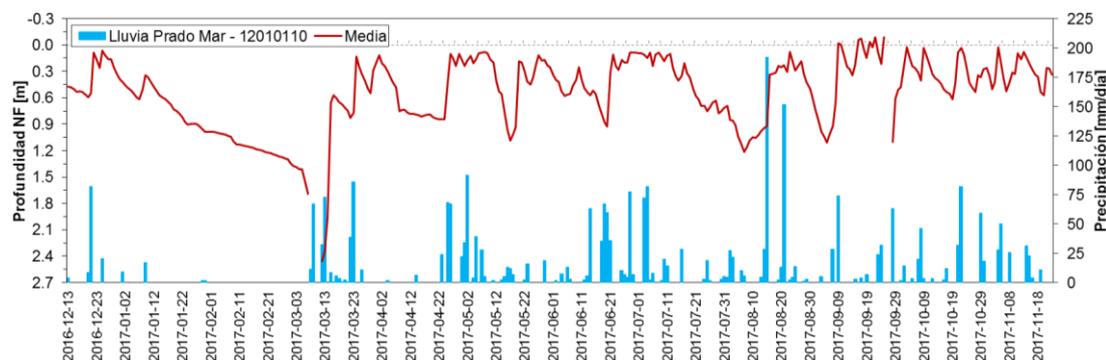


Figura 130. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C36_D41_Esc_Casanova y la precipitación diaria en Prado Mar (12010110).

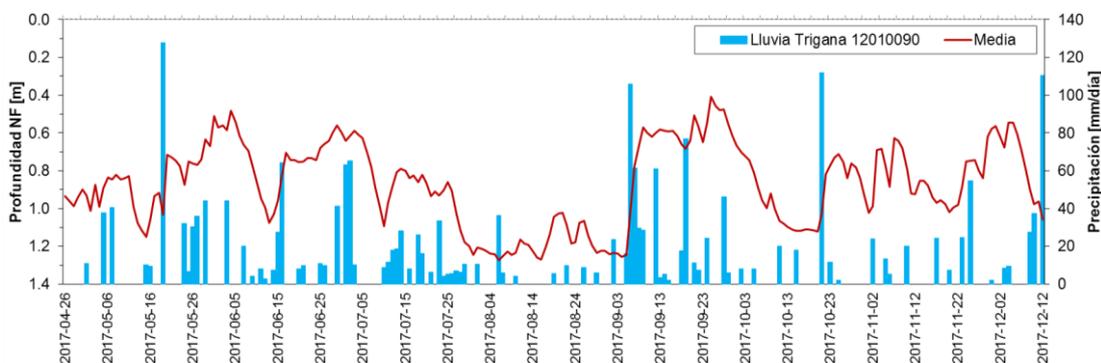


Figura 131. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C45_D72_Las_Florez y la precipitación diaria en Trígana (12010090).

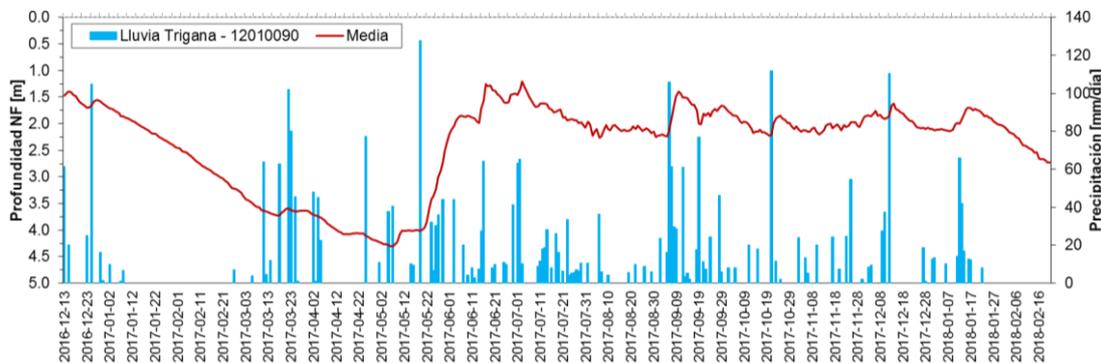


Figura 132. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C4_D30_El_Congo y la precipitación diaria en Trígana (12010090).

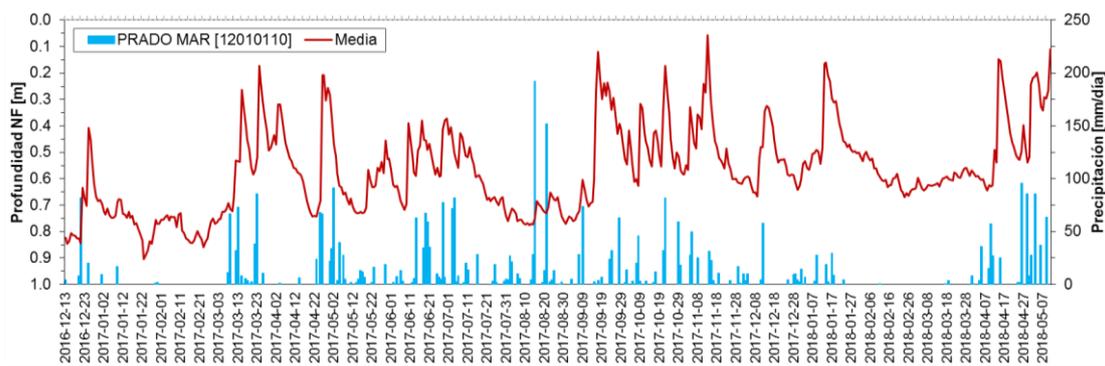


Figura 133. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C42_D37_Turbo_Playa y la precipitación diaria en Prado Mar (12010110).

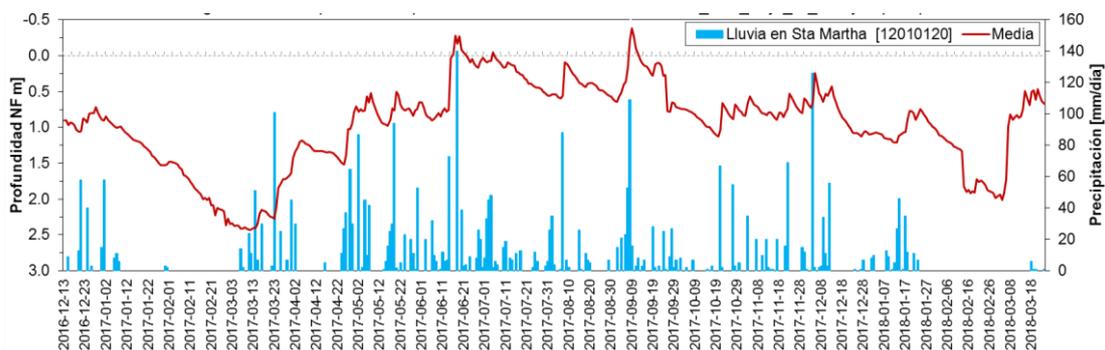


Figura 134. Relación gráfica entre la profundidad promedio diaria de nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso y la precipitación diaria en Sta Martha (12010120).

En la Figura 135 y en la Figura 136, se muestra la relación gráfica entre la serie promedio mensual del nivel freático de los 14 puntos de monitoreo y la serie mensual de precipitación total registrada en la estación meteorológica más cercana a cada punto de monitoreo piezométrico.

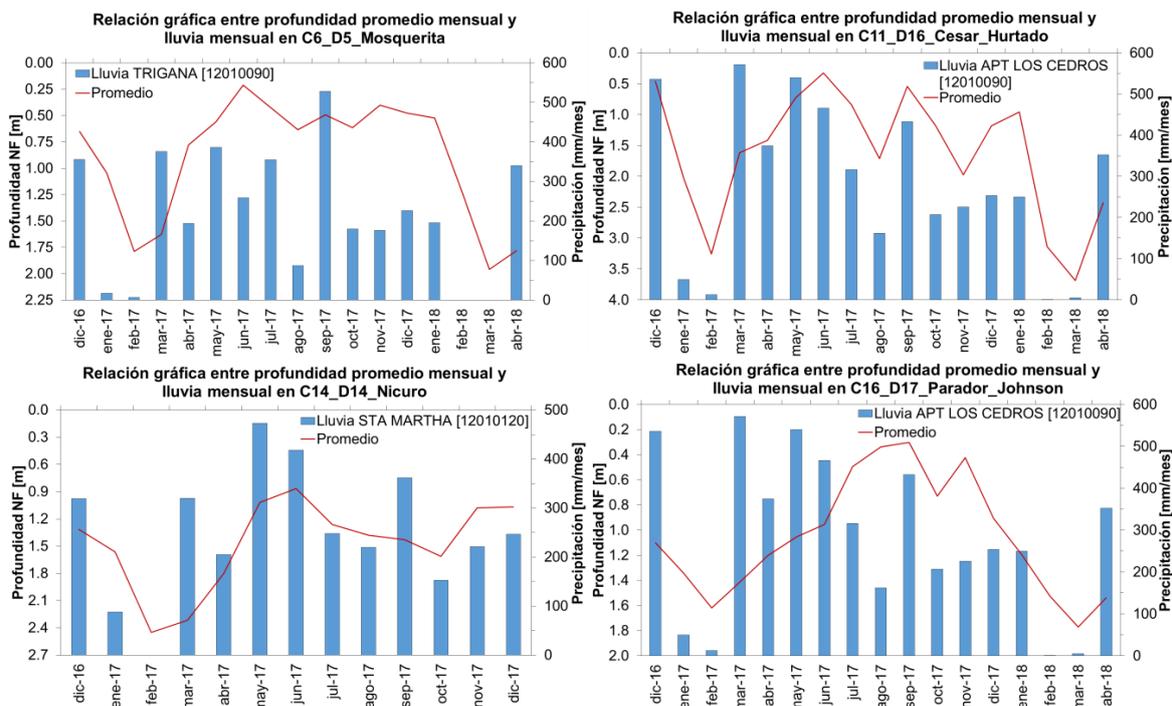


Figura 135. Relación gráfica entre la profundidad promedio mensual de nivel freático en los puntos de monitoreo y la precipitación total mensual.

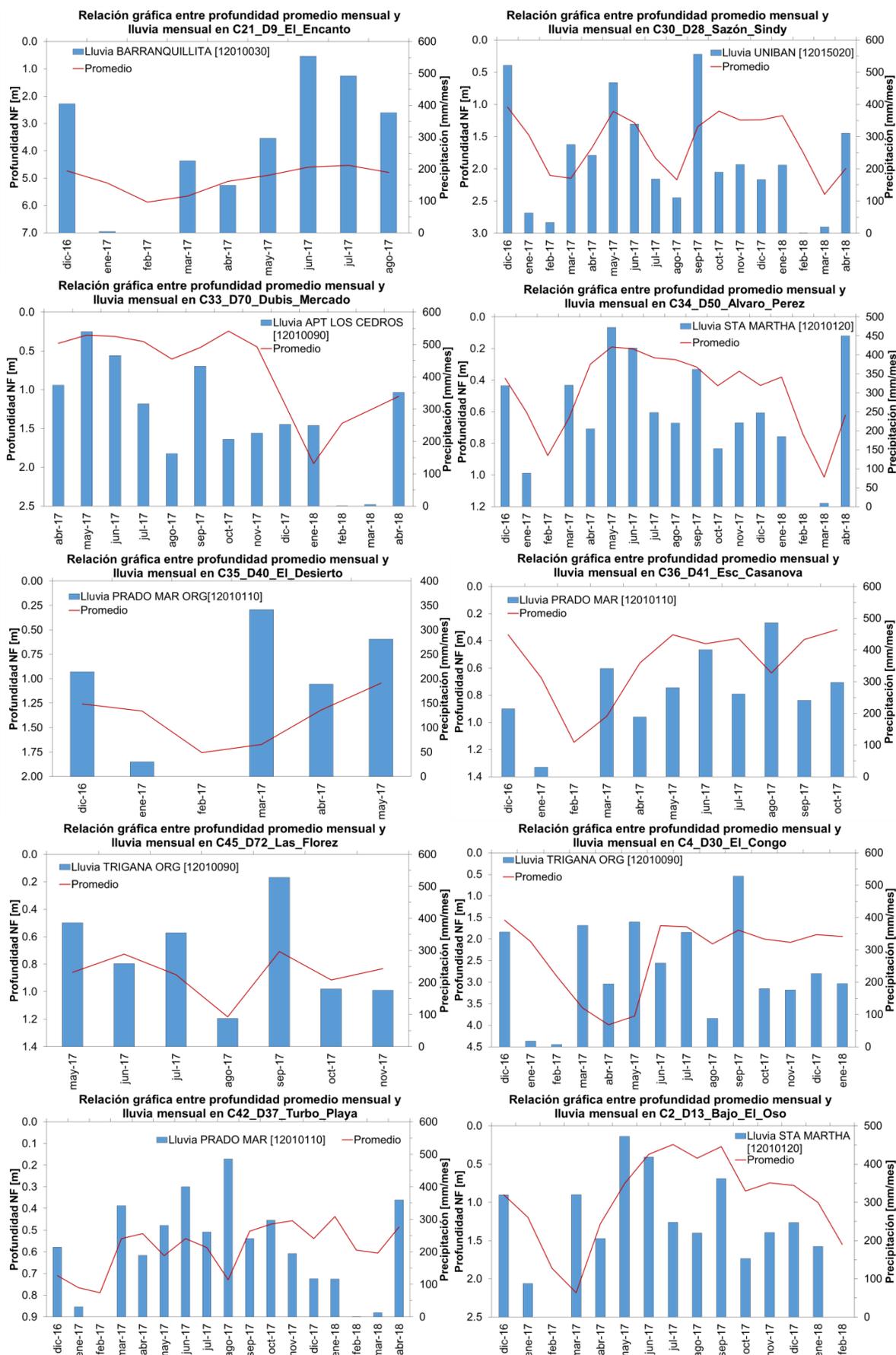


Figura 136. Relación gráfica entre la profundidad promedio mensual de nivel freático en los puntos de monitoreo y la precipitación total mensual (continuación).

Similar a lo que ocurre en la escala diaria, en la escala mensual se observa una fuerte correlación entre las variaciones del nivel freático y la ocurrencia de la precipitación, especialmente notable entre épocas secas y húmedas, dichas graficas ratifican en gran medida el comportamiento descrito y la clasificación por grupos descrita en el análisis de correlación grafica de la escala diaria.

3.3.2.2. *Correlación estadística*

Para afianzar los análisis de correlación descritos anteriormente mediante las relaciones gráficas en la escala diaria y mensual, se ha aplicado la técnica estadística de correlación cruzada (también denominada cross – correlación o análisis bivariante), la cual es ampliamente utilizada para el análisis de relaciones entre variables ambientales, especialmente en campos de la hidroclimatología y la hidrogeología (Berga, 1993; Poveda et al., 2002; Guevara Díaz, 2014; Cai & Offerdinger, 2016). Esta técnica estadística es paramétrica y lineal y se basa en el coeficiente de correlación lineal de Pearson; permite identificar la relación o asociación entre dos series de tiempo que ocurren en simultaneo o con k periodos de rezago (k , desplazamiento temporal en alguna de las series), según la magnitud y el signo de las correlaciones se pueden definir relaciones de causalidad entre ambas (Berga, 1993; Guevara Díaz, 2014). Las correlaciones pueden oscilar entre -1 y 1.

Para este estudio, se aplicó correlación cruzada entre las series de tiempo de profundidad de nivel freático y de precipitación total para los 14 puntos de monitoreo piezométrico, considerando tres escenarios de correlación:

- Escenario 1 – Correlación en la escala diaria: se correlacionan las series promedio diarias de profundidad del nivel freático y las series totales diarias de precipitación, considerando toda la ventana de registro de cada una de las estaciones de monitoreo piezométrico, cuyo máximo es de 17 meses, por tanto y de acuerdo con el análisis de correlación gráfica previo, se considera la correlación cruzada con periodos de rezago k (lag) desde 0 hasta 31 días.
- Escenario 2 – Correlación diaria considerando ascensos de nivel: se construye la serie diaria de solo ascensos de nivel freático para los 14 puntos de monitoreo piezométrico, dichas series se relacionan con las series totales diarias de precipitación, considerando toda la ventana de registro de cada una de las estaciones de monitoreo piezométrico, de acuerdo con los resultados del análisis de correlación estadística en escala diaria y del análisis de correlación gráfica, se considera la correlación cruzada con periodos de rezago k (lag) desde 0 hasta cinco (5) días y la lluvia acumulada de los cinco (5) días antecedentes.
- Escenario 3 – Correlación en la escala mensual: se correlacionan las series promedio mensuales de profundidad del nivel freático y las series totales mensuales de precipitación, considerando toda la ventana de registro de cada una de las estaciones de monitoreo piezométrico, cuyo máximo es de 17 meses, por tanto, se considera la correlación cruzada con periodos de rezago k (lag) desde 0 hasta cinco (5) meses.

En todos los casos, se consideró que las correlaciones eran estadísticamente significativas cuando el valor absoluto de las mismas superaba el nivel de significancia estadística (NSE) definido para un nivel de confianza del 95%, que se expresa de acuerdo a la siguiente ecuación (Berga, 1993; Guevara, 2014).

$$NSE = \frac{1.96}{\sqrt{N - k}} \quad (14)$$

Dónde:

N : Número de datos de las series correlacionadas y k : Lag o periodo de rezago considerado.

La correlación cruzada al ser una técnica lineal paramétrica, tiene como supuesto que las series a correlacionar son estacionarias, para este caso, el análisis estadístico descriptivo realizado en la sección 2.6.2 muestra que los datos de profundidad de nivel freático no provienen de una distribución

normal, lo mismo ocurre con los datos de precipitación; sin embargo, los análisis gráficos muestran que en la ventana de registro, en general la media y la varianza tienden a conservarse, al no presentarse cambios abruptos en las series, ni tendencias de incremento o decrecimiento generalizadas, por lo que se considera adecuado realizar la correlación cruzada, aún sin cumplir estrictamente con la estacionariedad de las series.

Se aplicó la correlación cruzada para los tres escenarios de correlación mencionados, considerando los 14 puntos de monitoreo piezométrico y las seis (6) estaciones meteorológicas con registro de lluvia, los resultados obtenidos son correlogramas cruzados para cada punto de monitoreo y para cada escenario, como se ejemplifica en la Figura 137, mostrando a la derecha uno de los puntos donde las correlaciones con la lluvia son tendencialmente de baja magnitud (C42_D37_Turbo_Playa), mientras que a la izquierda, uno de los puntos donde las correlaciones con la lluvia son tendencialmente de magnitud importante (C30_D28_Sazón_Sindy). Finalmente en la Tabla 44 y en la Tabla 45 se resumen los resultados en matrices de correlación cruzada que muestra las diferentes correlaciones para cada punto de monitoreo y para diferentes periodos de rezago para el escenario 1 y 2 respectivamente; el escenario 3 no se resume de esta manera, dado que la cantidad de datos a correlacionar es baja.

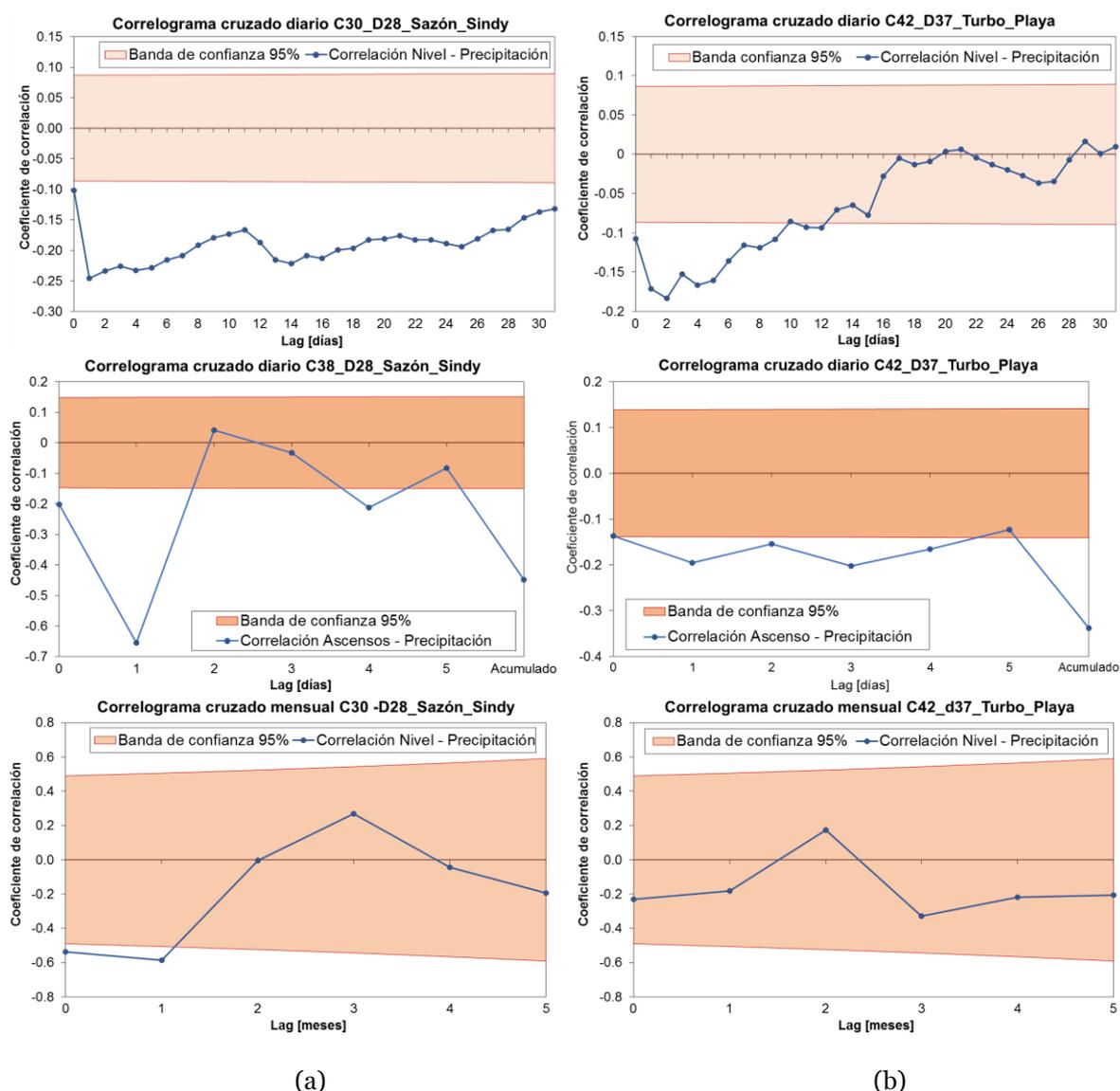


Figura 137. Correlogramas cruzados entre la lluvia y la profundidad del nivel freático para diferentes escenarios en (a) un punto con correlación media a alta con la precipitación y en (b) un punto con correlación baja con la precipitación.

MODELO CONCEPTUAL DE LA RECARGA DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN EL NIVEL SOMERO DEL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO GOLFO DE URABÁ, EVALUANDO SU MAGNITUD Y VARIABILIDAD ESPACIO - TEMPORAL

Tabla 44. Matriz de correlación cruzada hasta rezago de 31 días entre la profundidad promedio diaria del nivel freático y la precipitación total diaria.

Coeficiente de correlación	Periodo de rezago [días]																															
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
C6-D5_Mosquerita	0.11	0.20	0.20	0.19	0.18	0.19	0.19	0.19	0.16	0.16	0.15	0.15	0.17	0.19	0.19	0.21	0.21	0.21	0.20	0.19	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.17	0.17	0.17	0.16
C11-D16_Cesar_Hurtado	0.24	0.36	0.35	0.33	0.33	0.31	0.30	0.29	0.27	0.26	0.24	0.23	0.24	0.24	0.23	0.22	0.22	0.20	0.20	0.19	0.18	0.18	0.17	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.14	0.13	0.12
C14-D14_Nicuro	NS	0.33	0.30	0.28	0.27	0.25	0.23	0.24	0.22	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22	0.21	0.19	0.17	0.16	0.16	0.14	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.11	NS	0.11	NS	NS	NS	NS
C16-D17_Parador_Johnson	0.12	0.18	0.14	0.12	0.14	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.15	0.14	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11
C21-D9_El_Encanto	0.16	0.27	0.27	0.26	0.26	0.25	0.26	0.24	0.22	0.23	0.23	0.24	0.24	0.22	0.21	0.24	0.23	0.24	0.24	0.24	0.27	0.25	0.25	0.23	0.24	0.24	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23	0.22
C30-D28_Sazón_Sindy	0.10	0.25	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.21	0.19	0.18	0.17	0.17	0.19	0.22	0.22	0.21	0.21	0.20	0.20	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.18	0.17	0.17	0.15	0.14	0.13
C33-D70_Dubis_Mercado	0.16	0.18	0.17	0.18	0.17	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	NS	NS
C34-D50_Alvaro_Perez	0.20	0.29	0.25	0.23	0.23	0.22	0.21	0.23	0.23	0.24	0.23	0.22	0.22	0.21	0.20	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15	0.14	0.15
C35-D40_El_Desierto	NS	NS	NS	NS	0.16	0.16	0.19	0.21	0.19	0.19	0.18	0.21	0.23	0.24	0.23	0.26	0.25	0.24	0.26	0.26	0.25	0.24	0.23	0.22	0.23	0.25	0.23	0.23	0.22	0.20	0.18	0.17
C36-D41_Esc_Casanova	NS	0.15	0.22	0.17	0.15	0.14	0.19	0.21	0.21	0.19	0.15	0.15	0.14	0.15	0.13	0.11	NS	0.15	0.14	0.13	NS	NS	NS	NS								
C45-D72_Las_Florez	NS	0.22	0.25	0.24	0.24	0.22	0.22	0.19	0.14	0.14	NS	NS	0.15	0.19	0.17	0.14	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
C4_D30_El_Congo	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
C42-D37_Turbo_Playa	0.11	0.17	0.18	0.15	0.17	0.16	0.14	0.12	0.12	0.11	NS	0.09	0.09	NS																		
C2-D13_Bajo_El_Oso	0.13	0.22	0.22	0.21	0.20	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.17	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14	0.15	0.14	0.14

NS: Estadísticamente no significativo (nivel de confianza de 95%)

--: Corta longitud de registro, insuficiente para establecer correlaciones.

Tabla 45. Matriz de correlación cruzada hasta rezago de 5 días entre los ascensos promedio diarios del nivel freático y la precipitación total diaria.

Coeficiente de correlación	Periodo de rezago [días]						Acumulado
	0	1	2	3	4	5	
C6-D5_Mosquerita	-0.30	-0.38	NS	NS	NS	-0.22	-0.35
C11_D16_Cesar_Hurtado	-0.30	-0.24	NS	NS	NS	NS	-0.17
C14-D14_Nicuro	NS	-0.66	NS	NS	NS	NS	-0.36
C16_D17_Parador_Johnson	-0.23	-0.50	NS	-0.15	-0.18	NS	-0.42
C21-D9_El_Encanto	NS	-0.36	NS	NS	NS	NS	-0.21
C30_D28_Sazón_Sindy	-0.20	-0.66	NS	NS	-0.21	NS	-0.45
C33_D70_Dubis_Mercado	-0.24	NS	NS	NS	NS	NS	NS
C34_D50_Alvaro_Perez	NS	-0.23	NS	NS	NS	NS	NS
C35-D40_El_Desierto	NS	-0.40	-0.36	NS	NS	NS	NS
C36-D41_Esc_Casanova	NS	-0.29	-0.24	NS	NS	NS	NS
C45-D72_Las_Florez	NS	-0.39	NS	NS	NS	NS	-0.24
C4_D30_El_Congo	-0.17	-0.39	-0.20	-0.21	NS	NS	-0.49
C42_D37_Turbo_Playa	NS	-0.20	-0.15	-0.20	-0.17	NS	-0.34
C2-D13_Bajo_El_Oso	NS	-0.43	NS	NS	NS	NS	-0.23

NS: Estadísticamente no significativo (nivel de confianza de 95%)

--: Corta longitud de registro insuficiente para establecer correlaciones.

Acumulado: relación de los ascensos con la lluvia acumulada de 5 días.

En el escenario 1 se presenta gran cantidad de correlaciones estadísticamente significativas en la mayoría de los puntos, dichas correlaciones oscilan entre todos los puntos entre -0.36 (alta correlación) y -0.09 (baja a prácticamente nula correlación), como era de esperarse y siendo consistente con el análisis de correlación gráfica; en este caso el signo indica que las profundidades del nivel freático disminuyen cuando las precipitaciones se incrementan y caso contrario las profundidades del nivel freático aumentan cuando las precipitaciones disminuyen. En general las correlaciones más altas se presentan en periodos de rezago cortos, entre uno y dos días, mientras que, para periodos de rezago largos, a partir de 15 días, la mayoría de puntos muestra correlaciones bajas o estadísticamente no significativas, esto re afirma los análisis previos de correlación gráfica y la hipótesis de la alta relación existente entre las oscilaciones del nivel freático y la ocurrencia de precipitación en la escala diaria (y subsiguientes).

Las mayores correlaciones en la escala diaria se presentan en los puntos C11_D16_Cesar_Hurtado y C14-D14_Nicuro, los cuales se localizan en la parte central de los depósitos del Cuaternario del acuífero multicapa del Golfo de Urabá, mientras que las menores correlaciones se presentan en los puntos C42_D37_Turbo_Playa y C4_D30_El_Congo, incluso en este ultimo las correlaciones no llegan a ser significativas para ningún periodo de rezago; posiblemente, porque el efecto del descenso de nivel (de los más marcados en este punto), enmascara el efecto del ascenso. En general las mayores y menores correlaciones estadísticas son consistentes con el comportamiento cualitativo de las correlaciones en los grupos propuestos en la sección de correlación gráfica.

En el escenario 2, se reduce considerablemente el número de correlaciones estadísticamente significativas; sin embargo, a la vez las mismas incrementan su magnitud notablemente, oscilando entre -0.15 y -0.66; este escenario es un mejor indicativo de la correlación de la recarga del acuífero con la precipitación, siendo los ascensos del nivel freático en la escala diaria un indicativo de dicha recarga (Healy & Cook, 2002). Todas las correlaciones estadísticamente significativas y de mayor magnitud se presentan en el periodo de rezago de un día, con excepción del punto C33_D70_Dubis_Mercado, donde se presenta sin rezago (aunque con baja magnitud).

Adicionalmente, para mejorar el análisis, en la Figura 138 se muestra la distribución espacial de los resultados de la correlación cruzada para el escenario 2, mostrando la máxima magnitud de la correlación en cada punto, acompañado del mapa de textura de los suelos.

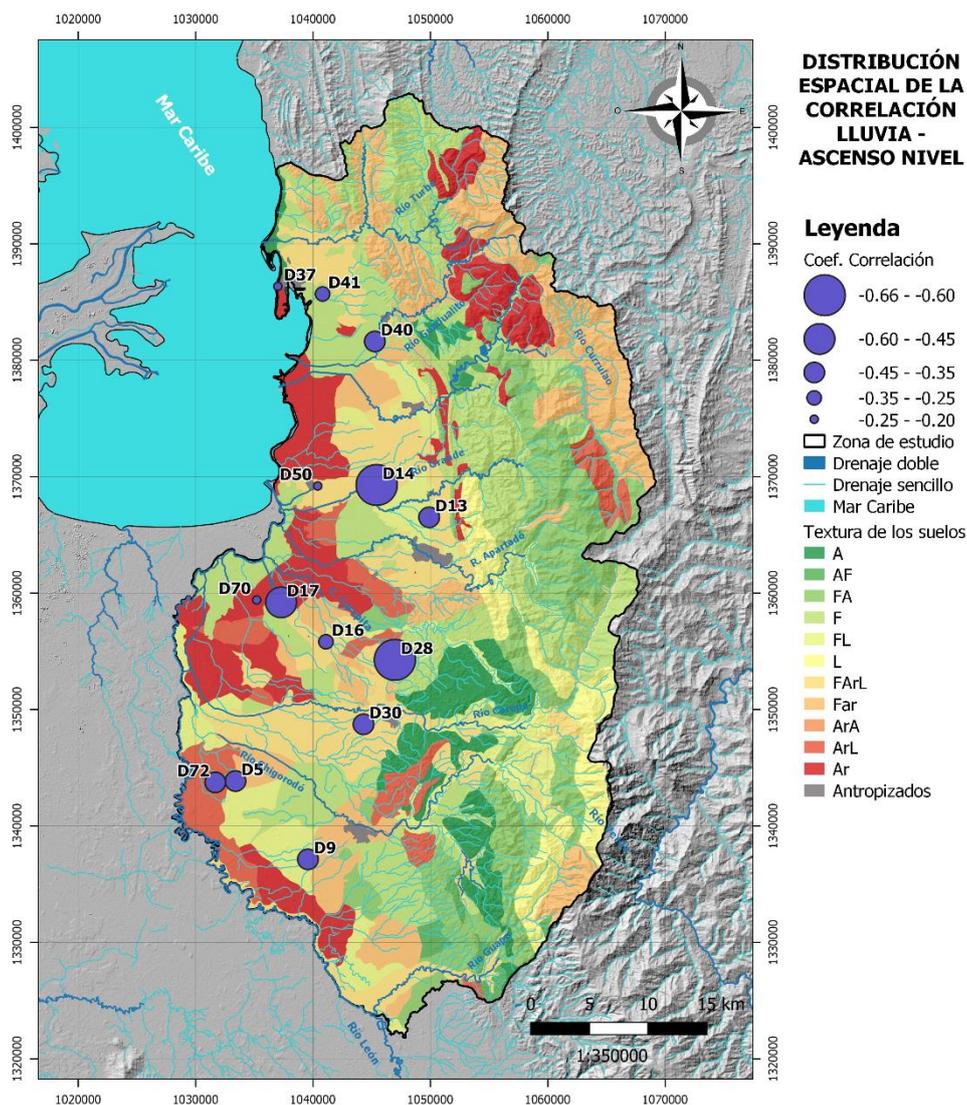


Figura 138. Distribución espacial del coeficiente de correlación entre la lluvia y el ascenso de nivel diario para los puntos de monitoreo y su relación con las texturas de los suelos.

Las mayores correlaciones en este escenario se presentan en los puntos C14-D14_Nicuro y C30_D28_Sazón_Sindy, mientras que las menores se presentan en los puntos C42_D37_Turbo_Playa, C34_D50_Alvaro_Perez y C33_D70_Dubis_Mercado, adicionalmente, se observa una relación importante en la distribución espacial de dichas correlaciones y la textura de los suelos, mostrando que en general, las mayores correlaciones se presentan hacia el este y zona central del área de estudio, donde predominan texturas gruesas, mientras que las menores correlaciones se presentan hacia el oeste, coincidiendo en su mayoría con texturas finas.

Por otra parte, es interesante notar que, en este escenario el punto C4_D30_El_Congo si muestra correlaciones estadísticamente significativas y que llegan a ser de magnitud importante. Otro aspecto importante es que las correlaciones en los rezagos más pequeños son incluso de mayor magnitud que las correlaciones con la lluvia acumulada (con excepción del punto C42_D37_Turbo_Playa), lo cual ratifica el hecho que en la mayoría de puntos la relación de los niveles con la precipitación es fuerte y rápida, dando lugar a plantear que la recarga ocurre principalmente en la escala diaria y fuertemente influenciada por la precipitación (recarga directa).

Los resultados del escenario 3 (correlación mensual) son poco concluyentes, dado que en la escala mensual la cantidad de datos es limitada (17 datos), por lo cual en la mayoría de estaciones y periodos de rezago predominan las correlaciones estadísticamente no significativas, solo en las estaciones C6_D5_Mosquerita, C11_D16_Cesar_Hurtado, C14_D14_Nicuro, 21_D9_El_Encanto, C30_D28_Sazón_Sindy, C34_D50_Alvaro_Perez y C2-D13_Bajo_El_Oso, se presentan correlaciones estadísticamente significativas y ocurren en el periodo de rezago de un mes, oscilando entre -0.88 y -0.55, aunque son pocos los datos para ser concluyente, el comportamiento de las correlaciones es similar al que se describe en los dos escenarios anteriores (rezagos cortos).

3.3.3. Correlación con otras variables hidroclimatológicas

El análisis de correlación con la precipitación se realizó en la escala diaria y mensual, encontrándose un importante acople entre las oscilaciones de nivel freático y la precipitación, especialmente cuando se considera solo los ascensos del nivel, permitiendo plantear que la precipitación es el principal mecanismo de recarga; sin embargo, dicho análisis a partir de las relaciones gráficas también permite identificar algunos casos particulares en las series, donde ocurren ascensos importantes de nivel en ausencia de precipitación (instantánea y con rezago), como ocurre en algunos días entre febrero y marzo de 2019 en las estaciones C6_D5_Mosquerita (Figura 121) y C2_D13_Bajo_El_Oso (Figura 134). Dichas particularidades permiten plantar hipótesis de su explicación, entre ellas algunos problemas con el dispositivo de registro que no pudieron ser identificados en el análisis de *outlier* y/o fuentes adicionales de recarga y relacionados con otros flujos, como por ejemplo flujos laterales, intercambios con cuerpos superficiales (ríos, quebradas y humedales) o incluso eventos antrópicos, dado que en época seca pueden presentarse retornos por riego.

En esta sección se busca posibles explicaciones a las tendencias identificadas de las oscilaciones en la escala horaria, a partir del ciclo diurno y los grupos definidos que permiten resumir la tendencia general en las estaciones de monitoreo.

El comportamiento mostrado por las estaciones del grupo 1, con una tendencia unimodal con un periodo de ascenso y uno de descenso del nivel freático, puede estar relacionado con variables que en la escala horaria presentan un comportamiento similar en sus fluctuaciones, como la presión atmosférica, la temperatura y la evaporación, siendo la evaporación una variable que incide directamente en el balance hídrico, ya sea a nivel de superficie (ET) o desde las aguas subterráneas (ET^{gw}). Las variaciones de temperatura y presión atmosférica se encuentran altamente relacionadas, adicionalmente los efectos de la presión atmosférica fueron considerados para la compensación barométrica de los registros de los Diver en los 14 puntos de monitoreo, utilizando registros de presión atmosférica de cuatro Baro-Divers instalados en la zona de estudio por Campillo (2019), por tanto no se considera la presión atmosférica una variable a ser correlacionada (ya que su efecto ya está incluido en los registros).

A partir de los registros horarios de evaporación en la estación Pista Indira, operada por el IDEAM, entre 2005 y 2012, se construye el ciclo promedio diurno de la evaporación en la zona de estudio, el cual se muestra en la Figura 139 y que se correlaciona gráficamente con el ciclo promedio diurno del punto C2_D13_Bajo_El_Oso, representativo del comportamiento del grupo 1. Se observa una alta correlación gráfica entre los ciclos de evaporación y de profundidad del nivel freático, mostrando que los mayores descensos del nivel freático ocurren alrededor del mediodía donde las tasas de evaporación son las más altas (también la presión atmosférica y la temperatura): mientras que, cuando las tasas de evaporación disminuyen los niveles freáticos tienden a recuperarse y posteriormente, cuando la tasa de evaporación alcanza niveles estables (en este caso alrededor de 0,14 mm/hora), la profundidad del nivel freático también se estabiliza. Este comportamiento es altamente consistente con el esquema de balance hídrico mostrado y explicado en la sección 2.2 y dado que los niveles freáticos en la mayoría de los puntos de monitoreo son someros (muy cercanos a superficie) es muy factible que se genere evaporación no solo desde superficie y de la zona vadosa (ET), sino también desde el nivel somero saturado (nivel freático - ET^{gw}). Esta relación es similar para los puntos de monitoreo del grupo 1.

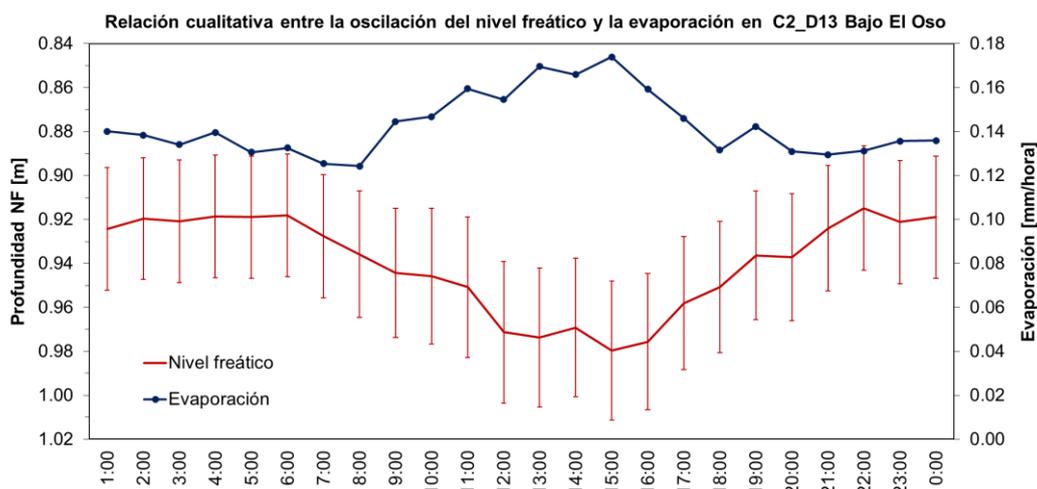


Figura 139. Relación cualitativa entre las oscilaciones horarias del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso y la ocurrencia de la evaporación horaria (Estación Pista Indira).

Para el comportamiento bimodal del grupo 2, que solo se presenta en el punto C42_D37_Turbo_Playa, dada su particularidad y localización, encontrándose muy cercano a la línea de costa del Golfo de Urabá, se plantea que las mareas meteorológicas pueden estar incidiendo en las oscilaciones del nivel freático en dicho punto, especialmente en la escala horaria. La Figura 140 muestra el comportamiento horario del nivel freático en el punto C42_D37_Turbo_Playa para el mes de febrero de 2018, el cual es típicamente representativo de la época seca y en el cual no se presentaron lluvias en la zona, dicha gráfica muestra como los niveles oscilan con cierta periodicidad, incluso exhibiendo un comportamiento sinusoidal, característico de oscilaciones posiblemente relacionadas con las mareas meteorológicas (Vallejos, Sola, & Pulido-Bosch, 2014). Dicho comportamiento es recurrente en toda la serie, independiente de si se presenta época seca o húmeda. A partir de las tablas de mareas meteorológicas para 12 y 24 horas de la estación mareográfica Boya Turbo operada por el IDEAM se obtiene el rango promedio de ocurrencia de pleamar considerando principalmente las mareas meteorológicas de las 12 horas, tal como se observa en la Figura 141 y se relaciona gráficamente con las oscilaciones horarias del nivel freático en el punto C42_D37_Turbo_Playa, se observa una importante correlación gráfica entre los picos de ascenso de nivel freático y la ocurrencia de pleamar en el Golfo de Urabá.

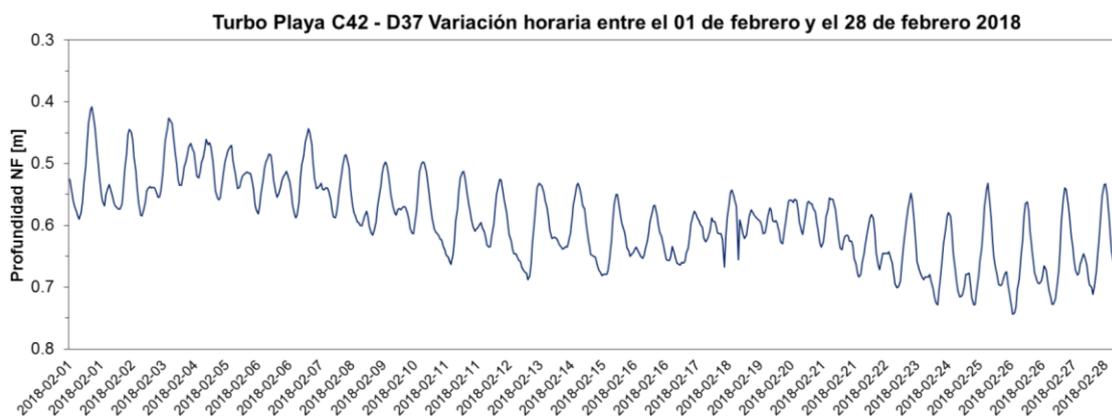


Figura 140. Comportamiento oscilatorio periódico de los niveles freáticos en la estación C42_d37_Turbo_Playa, característico del comportamiento oscilatorio en la escala horaria que se presenta en toda la serie.

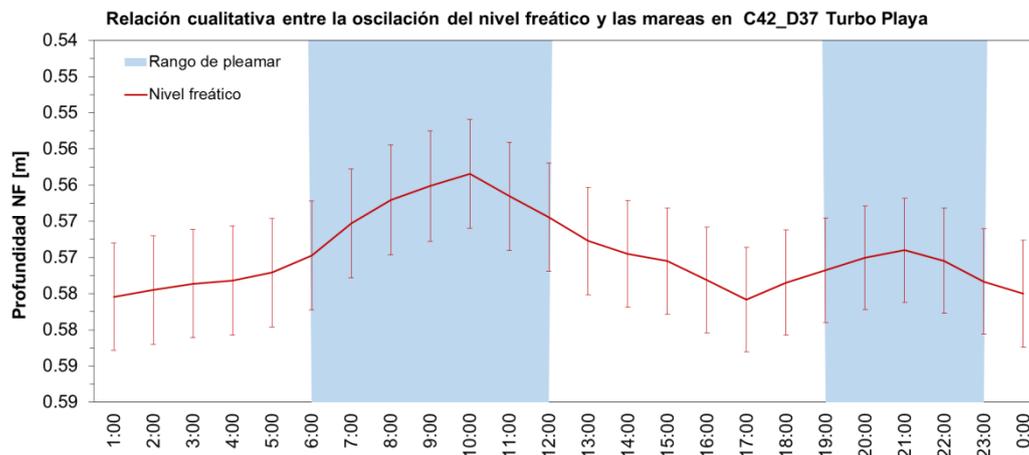


Figura 141. Relación cualitativa entre las oscilaciones horarias del nivel freático en C42_D37_Turbo_Playa y la ocurrencia de mareas meteorológicas en el Golfo de Urabá (Estación Boya Turbo).

3.3.4. Rendimiento específico S_y

Como se mencionó en la metodología, para la estimación del rendimiento específico (S_y) en los 14 puntos de monitoreo piezométrico, se han usado tres enfoques: uno basado en el balance hídrico, de acuerdo con Healy & Cook (2002), Crossbie et al. (2005) y Varni (2013) para obtener un valor máximo de S_y de acuerdo a la relación entre los ascensos de nivel y la precipitación; otro basado en el tamaño de partículas del medio poroso, de acuerdo con Johnson (1967), quien define una relación entre la distribución textural (porcentaje de limos, arcillas y arenas) y el rendimiento específico S_y ; el último está basado en la definición del rendimiento específico de acuerdo con la ecuación (5), donde se usa funciones de pedo transferencia (FPT) para estimar las propiedades hidráulicas del medio poroso necesarias, tales como la porosidad total y la retención específica, en particular se han utilizado y evaluado las funciones de pedo transferencia FPT de Cosby et al. (1984) y Saxton & Rawls (2009).

Las dos FPT utilizadas son las mismas descritas y aplicadas para el análisis de las propiedades hidráulicas de los suelos (sección 2.6.3.2), por tanto cada FPT constituye un método de estimación de S_y , denominando al S_y obtenido con la FPT de Saxton & Rawls (2009) el método 0 y al obtenido con la FPT de Cosby et al. (1984) el método 2. Para la aplicación de las FPTs es necesario conocer la distribución textural del medio poroso, para lo cual se utilizan las texturas de los perfiles levantados en campo y que fueron descritos en la sección 2.5.4, la mayoría de puntos de monitoreo cuenta con muestra de suelos con caracterización granulométrica, tal como se resume en la Tabla 46, para los puntos que no contaban con dicha información de manera directa, se relacionó con el perfil de suelo más cercano (de campo o de información documental).

Tabla 46. Perfiles de suelos y sus respectivas texturas asociados a los puntos de monitoreo piezométrico.

Perfil de suelo	Fuente de datos	Arenas (%)	Limos (%)	Arcillas (%)	Textura según USDA	Punto piezométrico asociado
9	Muestra de campo	5	53	42	arcillo limoso	C6-D5_Mosquerita y C45-D72_Las_Florez
20	Muestra de campo	20	48	32	franco arcillo limoso	C11_D16_Cesar_Hurtado
25	Muestra de campo	15	57	28	franco arcillo limoso	C14-D14_Nicuro
22	Muestra de campo	2	39	59	Arcilloso	C16_D17_Parador_Johnson y C33_D70_Dubis_Mercado
6	Muestra de campo	4	72	24	franco limoso	C21-D9_El_Encanto
UN118	IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA, (2007b)	6	57	38	franco arcillo limoso	C30_D28_Sazón_Sindy
24	Muestra de campo	8	63	29	franco arcillo limoso	C34_D50_Alvaro_Perez
32	Muestra de campo	30	50	20	Franco	C35-D40_El_Desierto y C36-D41_Esc_Casanova

Perfil de suelo	Fuente de datos	Arenas (%)	Limos (%)	Arcillas (%)	Textura según USDA	Punto piezométrico asociado
UN320	IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA, (2007a)	7	54	39	franco arcillo limoso	C4_D30_El_Congo
A6	IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA, (2007a)	30	14	56	Arcilloso	C42_D37_Turbo_Playa
23	Muestra de campo	18	61	21	franco limoso	C2-D13_Bajo_El_Oso

Con la información textural asociada a cada punto de monitoreo piezométrico y con las ecuaciones que describen los FPTs de Saxton & Rawls (2009) y Cosby et al. (1984) se estima la porosidad total (ϕ) y la capacidad de campo (CC) que es equivalente a la retención específica (S_r), con dicha información se estima el rendimiento específico aplicando la ecuación (5). Los resultados de aplicar este enfoque de estimación se muestran en la Tabla 47 y en la Figura 144 para los métodos 0 y 2, correspondientes a las FPTs de Saxton & Rawls (2009) y Cosby et al. (1984) respectivamente.

En cuanto al enfoque basado en la distribución del tamaño de partículas, se utiliza la relación propuesta por Johnson (1967) entre la caracterización textural del medio poroso y el rendimiento específico (S_y), donde la caracterización textural fue definida a partir de la composición granulométrica básica (porcentaje de arenas, limos y arcillas) y el S_y fue estimado con métodos controlados de campo y de laboratorio para diversas muestras analizadas en el Valle de California, obteniéndose el nomograma de la Figura 142. El nomograma se ha aplicado para los 14 puntos de monitoreo teniendo en cuenta la caracterización textural de la Tabla 46, los resultados de aplicar este enfoque de estimación se muestran en la Tabla 47 y en la Figura 144 para el método 1.

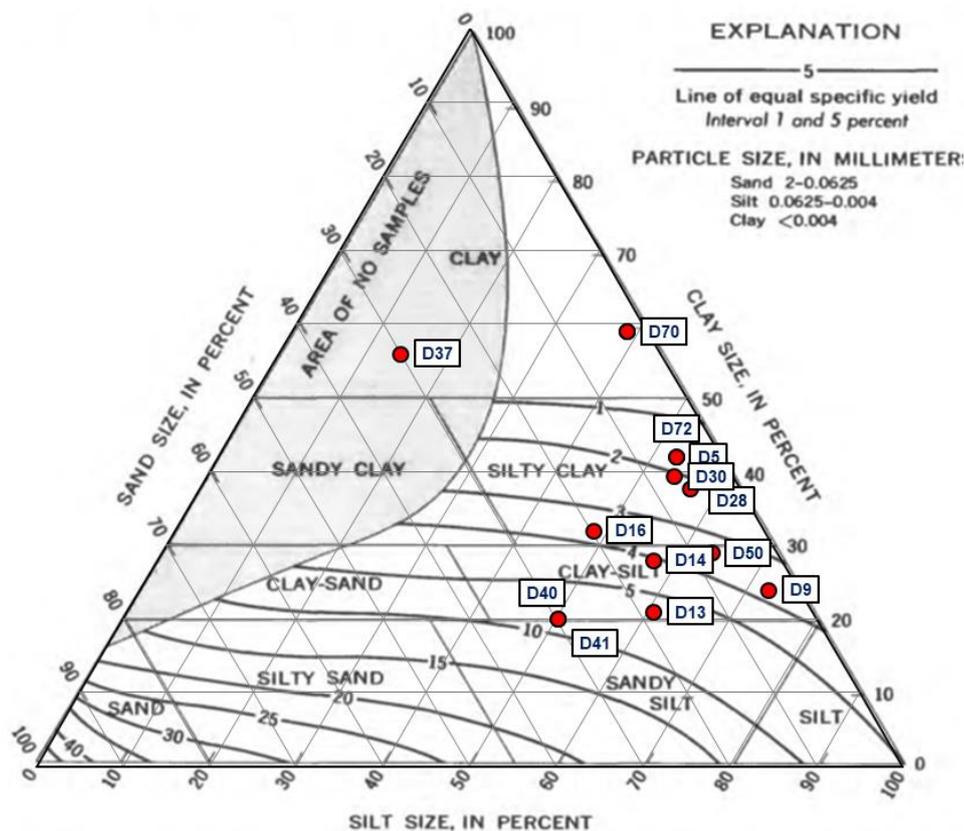


Figura 142. Triángulo de texturas de los suelos mostrando la relación entre el tamaño de partícula y el rendimiento específico (Johnson, 1967). (en rojo las muestras de suelo de este estudio).

En cuanto al enfoque basado en el balance hídrico, a partir de un balance de agua a escala de cuencas, similar al de la ecuación (2) y en conjunto con la ecuación (3), se puede reescribir el S_y de acuerdo con Healy & Cook (2002) de la siguiente manera:

$$P + Q_{on} = ET + \Delta S + Q_{off} \quad (15)$$

$$\Delta S = \Delta S^{sw} + \Delta S^{uz} + \Delta S^{gw} \quad (16)$$

$$S_y = \frac{P + Q_{on} - Q_{off} - ET - \Delta S^{sw} - \Delta S^{uz}}{\Delta h / \Delta t} \quad (17)$$

Dónde:

P : Precipitación, ET : Evapotranspiración total.

$Q_{on} - Q_{off}$: Flujos de entrada y salida superficial y subsuperficial en la cuenca.

$\Delta S^{sw}, \Delta S^{uz}$: Variación en el almacenamiento superficial (sw) y en la zona no saturada (uz).

S_y : Rendimiento específico (porosidad eficaz o porosidad drenable).

Δh : Variación de la altura (h) del nivel freático en el intervalo de tiempo Δt .

Δt : Intervalo de tiempo en el que se produce o evalúa la recarga.

Healy & Cook (2002) exponen diversos casos de estudio donde la ecuación (17) es aplicada para determinar el rendimiento específico, considerando ascensos de nivel principalmente en épocas de invierno o periodos continuos de lluvia, donde las tasas de evaporación suelen ser pequeñas y el suelo se encuentra próximo a la saturación, por tanto los cambios de almacenamiento en la zona no saturada también son pequeños. La mayor dificultad de este método es que no siempre se cuenta con toda la información requerida en la ecuación (17). Crosbie et al., (2005) proponen una variante de este método, reduciendo la ecuación (17) a ser función del ascenso del nivel freático y su relación con la precipitación. Dicha precipitación será la precedida de lluvias antecedentes, donde la posibilidad de convertirse casi totalmente en recarga es alta, dado que bajo una condición de humedad antecedente la zona saturada podrá estar a capacidad de campo. Varni (2013) propone y aplica una variante gráfica de este método, la cual también es aplicada por Loyola et al., (2018) y por Glok et al., (2018).

Para este estudio, se ha aplicado dicha variante con el fin de obtener un rendimiento específico máximo, el cual se considera factible pueda ocurrir en la zona, dada la cercanía a la superficie de los niveles freáticos del acuífero y su alta correlación temporal estadística y gráfica con la precipitación (ver sección 3.3.2). En la Figura 143 se muestran ejemplos de las gráficas construidas para determinar el S_y , el cual queda determinado por el inverso de la pendiente de la envolvente de todos los puntos (línea roja), en este emparejamiento de ascensos y precipitaciones en la escala diaria, solo se considera las lluvias significativas que superan el umbral mínimo de 5 mm. Los resultados de aplicar este enfoque de estimación se muestran en la Tabla 47 y en la Figura 144 para el método 3.

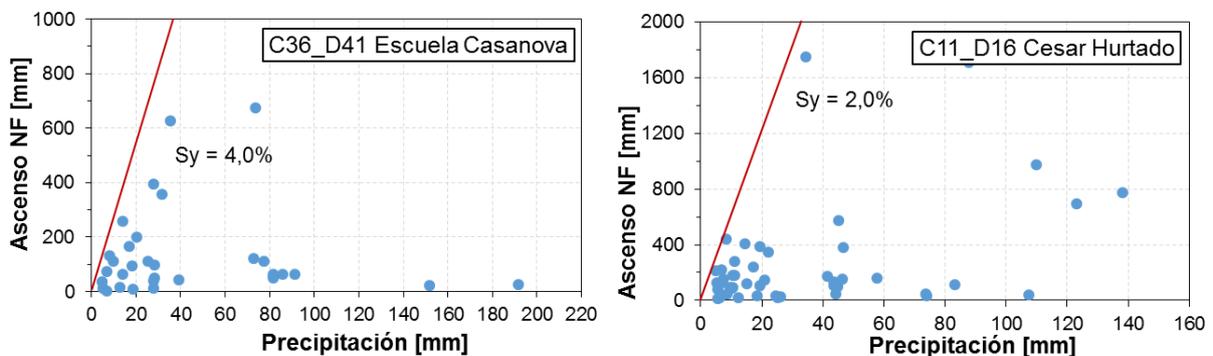


Figura 143. Ejemplos de la estimación del rendimiento específico (S_y) en dos puntos de monitoreo aplicando la variante del método del balance hídrico.

Finalmente, en la Tabla 47 y en la Figura 144 se resumen los resultados de aplicar los tres enfoques y las dos FPTs para la estimación del Sy en los 14 puntos de monitoreo piezométrico. Los resultados muestran alta consistencia entre los tres métodos, sin embargo, el método basado en las FPT muestra magnitudes de Sy que se desvían de los demás cuando se usa la FPT de Saxton & Rawls (2006), mientras que con la FPT de Cosby et al. (1984) si se logran resultados consistentes con los otros dos métodos, por tanto, los resultados del método o (FPT de Saxton & Rawls (2006)) no son tenidos en cuenta en los posteriores análisis. Es importante notar que los valores de Sy obtenidos por los tres métodos muestran magnitudes que varían entre 0.3% y 8.3%, siendo característicos de materiales porosos con textura entre arcillas y limos según Custodio & LLamas, (1983) y Healy & Cook (2002), los cuales predominan en el nivel somero del acuífero multicapa del Golfo de Urabá (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016).

Tabla 47. Resumen de los resultados obtenidos de la estimación del rendimiento específico Sy en los puntos de monitoreo aplicando diferentes métodos.

ID Nombre	Perfil asociado*	Textura USDA**	Rendimiento específico Sy			
			Método 0: FPT Saxton & Rawls, 2006	Método 1: TPE Johnson, 1967	Método 2: FPT 2 Cosby et al., 1984	Método 3: BH Varni, 2013
C6-D5_Mosquerita	9	ArL	12.4%	1.5%	1.9%	2.5%
C11_D16_Cesar_Hurtado	20	FArL	13.2%	3.6%	4.4%	2.0%
C14-D14_Nicuro	25	FArL	13.3%	4.0%	3.4%	1.7%
C16_D17_Parador_Johnson	22	Ar	11.5%	0.3%	2.0%	1.4%
C21-D9_El_Encanto	6	FL	13.6%	3.8%	0.7%	2.5%
C30_D28_Sazón_Sindy	UN118	FArL	12.8%	2.3%	1.9%	3.2%
C33_D70_Dubis_Mercado	22	Ar	11.5%	0.3%	2.2%	5.7%
C34_D50_Alvaro_Perez	24	FArL	13.8%	3.6%	2.0%	2.2%
C35-D40_El_Desierto	32	F	17.1%	8.0%	6.8%	6.7%
C36-D41_Esc_Casanova	32	F	17.1%	8.0%	6.8%	4.0%
C45-D72_Las_Florez	9	ArL	12.4%	1.5%	1.9%	4.0%
C4_D30_El_Congo	UN320	FArL	12.7%	2.0%	2.3%	6.7%
C42_D37_Turbo_Playa	A6	Ar	5.1%	0.4%	5.3%	2.0%
C2-D13_Bajo_El_Oso	23	FL	15.7%	6.5%	4.0%	8.3%
Promedio			13.0%	3.3%	3.3%	3.8%
Mediana			13.0%	3.0%	2.3%	2.9%
Máximo			17.1%	8.0%	6.8%	8.3%
Mínimo			5.1%	0.3%	0.7%	1.4%
Desviación estándar			2.9%	2.6%	1.9%	2.2%
Coefficiente de variación			22%	81%	59%	59%

*: Nomenclatura según sección 2.5.4, **: Texturas según sección 2.6.3.

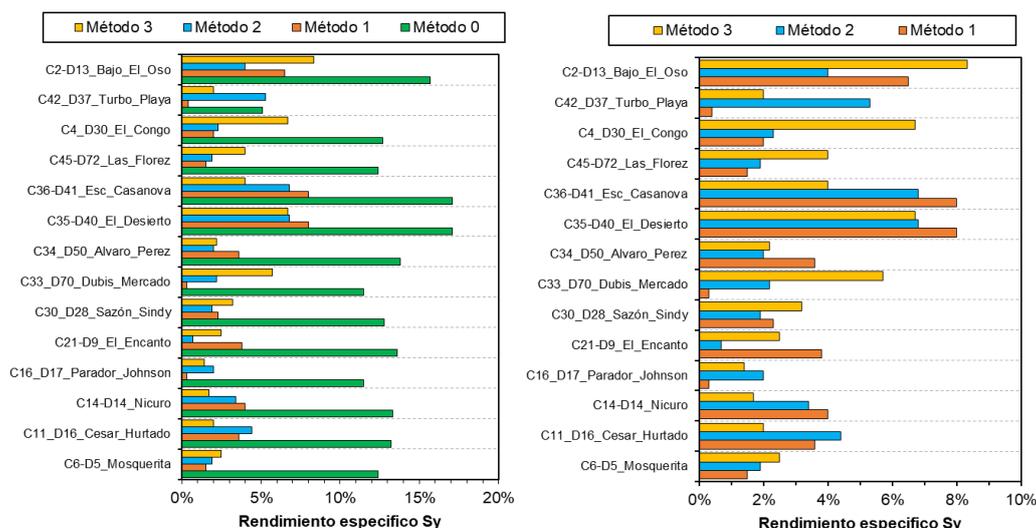


Figura 144. Resumen gráfico de los resultados obtenidos de la estimación del rendimiento específico Sy en los puntos de monitoreo aplicando diferentes métodos: a la izquierda todos los métodos y a la derecha los que muestran mayor convergencia (todos exceptuando el método 0: FPT 1 – Saxton & Rawls, 2006).

La consistencia en los resultados obtenidos al aplicar tres enfoques distintitos permite disminuir el grado de incertidumbre en relación al rendimiento específico, sin embargo, para efectos de las estimaciones de recarga total y variación en el almacenamiento, es necesario considerar un solo método de estimación, que para este estudio ha sido el de la variante del balance hídrico (Healy & Cook, 2002; Crossbie et al., 2005; Varni 2013), dado que está basado directamente en los datos hidrogeológicos (piezometría) y en su relación con el principal generador de la recarga, que es la precipitación. Los valores de S_y de los otros dos métodos (exceptuando Saxton & Rawls, 2009)) son propuestos como parámetros para trabajos futuros relacionados con análisis de sensibilidad de las estimaciones de recarga aplicando el método WTF.

El rendimiento específico S_y promedio es de 3.8%, el máximo se presenta en el punto C2_D13_Bajo_El_Oso con 8.3% y el mínimo en el punto C16_D17_Parador_Johnson con 1.4%, estos resultados muestran una tendencia espacial, la cual es altamente consistente con las texturas de los suelos presentes en la zona de estudio (con excepción de C33_D70_Dubis_Mercado), tal como se muestra en la Figura 145, adicionalmente los resultados de S_y obtenidos también son en general muy consistentes con las correlaciones gráficas y estadísticas con la precipitación, identificadas en secciones anteriores; se observa que los puntos que muestran mejores respuestas a la precipitación presentan valores más altos y medios de S_y , mientras que los puntos con respuestas menos fuertes a la precipitación presentan en general valores más bajos de S_y .

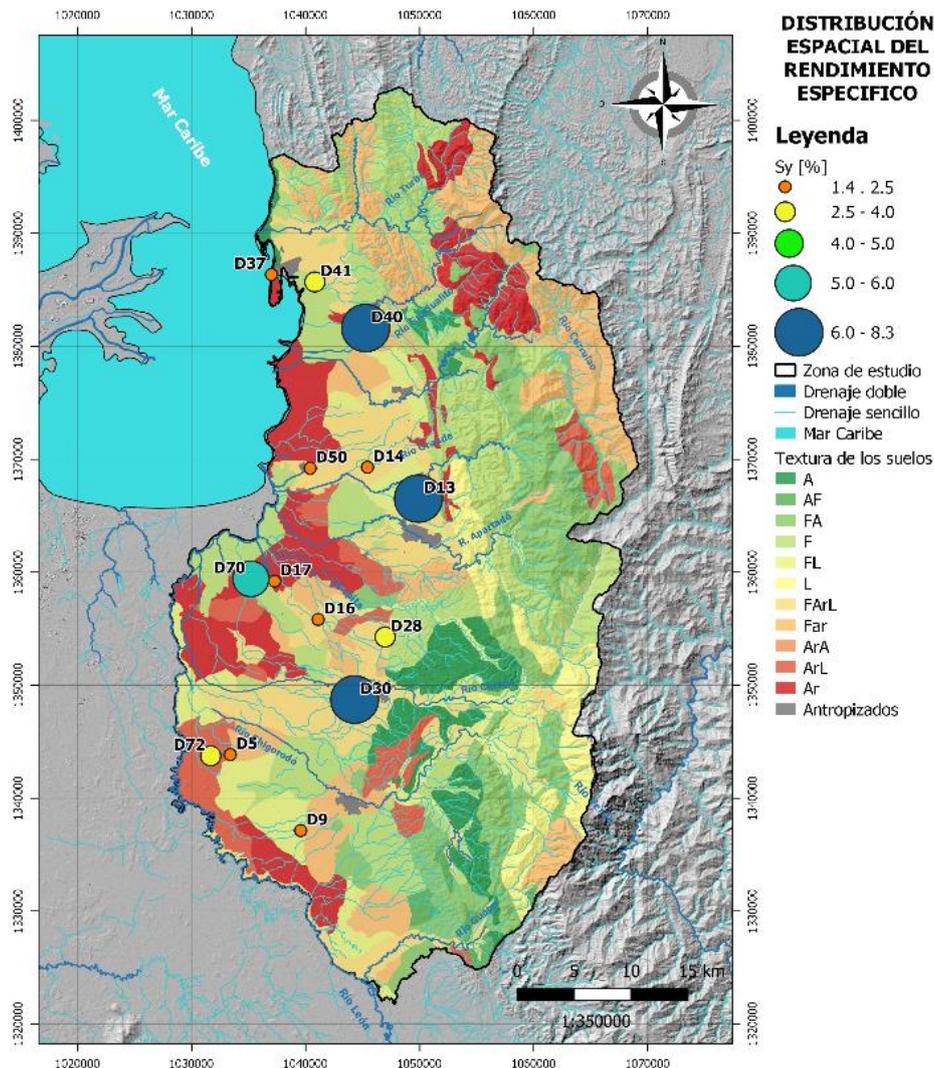


Figura 145. Distribución espacial del rendimiento específico S_y (%) estimado en la zona de estudio mediante el método del balance hídrico y su relación con las texturas de los suelos.

3.3.5. Curvas de recesión del nivel freático

Como fue explicado en la metodología, para aplicar el método WTF es necesario determinar la variación de la altura del nivel freático (Δh) en los eventos de ascenso en el intervalo de tiempo (Δt) en el cual la recarga es evaluada (ver ecuación (3)); esta se obtiene como la diferencia entre el pico del ascenso del nivel freático y el punto más bajo de la curva de recesión antecedente extrapolada al tiempo en el cual ocurrió el pico (Healy & Cook, 2002), tal como se ilustró teóricamente en la Figura 10 y como se ilustra con los datos reales de la zona de estudio en la Figura 146. La curva de recesión es la trayectoria de la hidrógrafa mostrada en el punto de monitoreo piezométrico en ausencia de eventos de ascenso del nivel freático, esta curva puede representar la dinámica de la descarga de aguas subterráneas (Wendland et al., 2015; Troian et al., 2017).

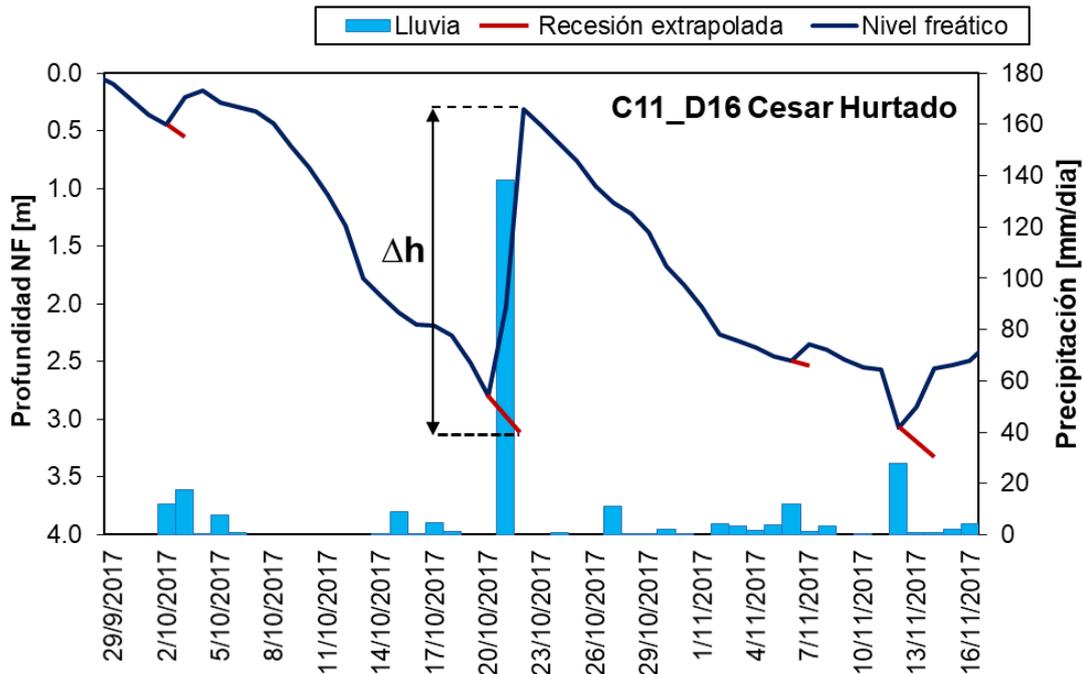


Figura 146. Extrapolación de la curva de recesión local para cada pico de ascenso de nivel freático en C11_D16_Cesar_Hurtado, mostrando su incidencia en la estimación del Δh .

En este trabajo, a partir de las series promedio diarias de profundidad de nivel freático en los 14 puntos de monitoreo piezométrico, se han obtenido todas las curvas de recesión que se generaron en los respectivos periodos de registro, tal como se muestra en la Figura 147 y en la Figura 148. El conjunto de curvas de recesión para cada punto de monitoreo muestra cómo se comporta la variable de estado del acuífero (el nivel freático) en ausencia de estímulos exteriores como la recarga, mostrando que los niveles freáticos tienden a disminuir gradualmente en el tiempo (días) con tendencias entre lineales y exponenciales, tal como lo describió Wendland et al. (2015).

La cantidad de curvas, sus formas, su duración y sus pendientes, son parámetros que caracterizan la recesión del nivel freático y dichos parámetros muestran ser variables entre puntos de monitoreo, aunque, como ha sido común a lo largo de este estudio, se observan ciertos patrones y tendencias entre puntos, permitiendo sintetizar algunos comportamientos generales del nivel freático en el tiempo, en este caso con énfasis en la descarga (recesión).

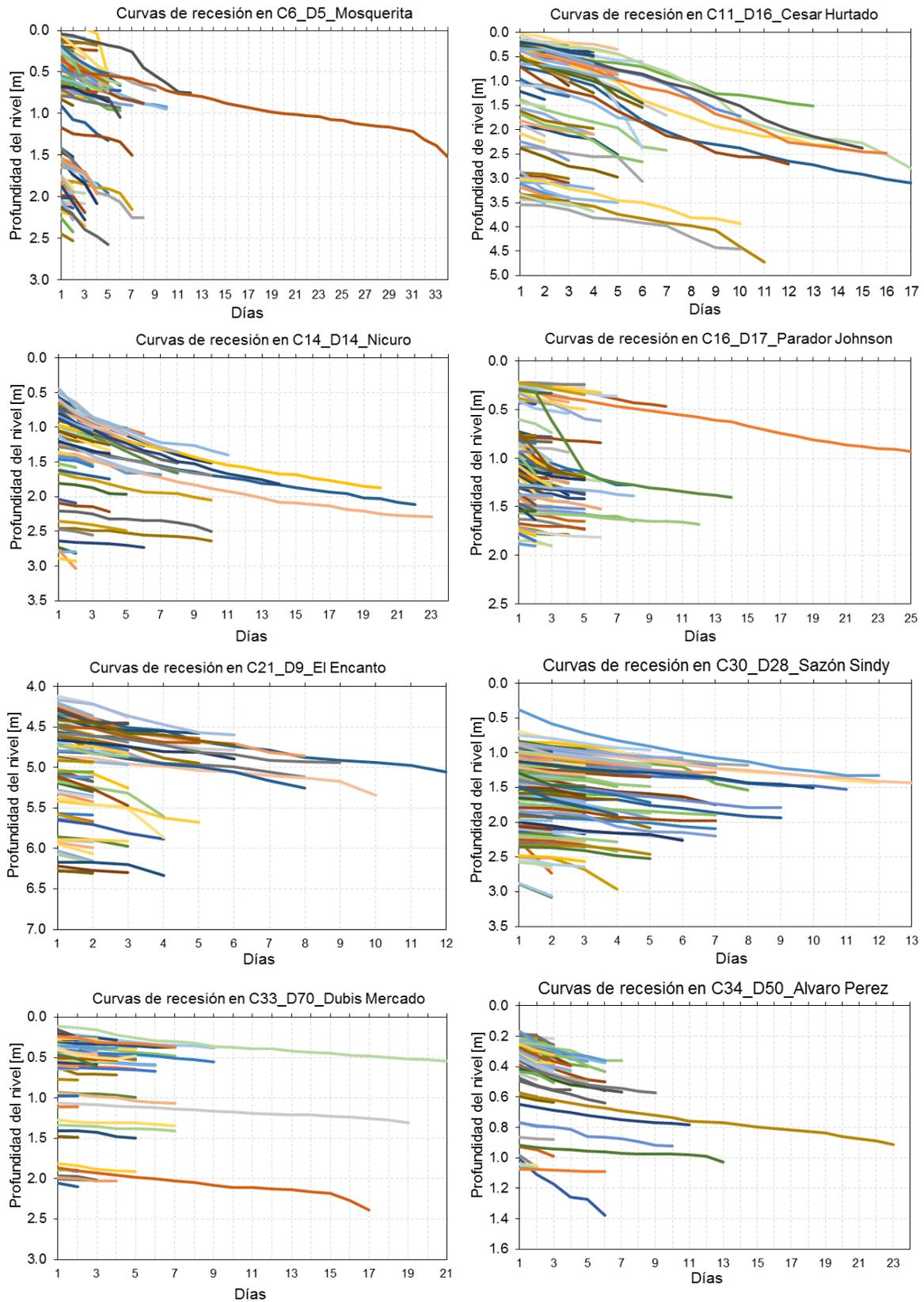


Figura 147. Curvas de recesión del nivel freático promedio diario en los puntos de monitoreo.

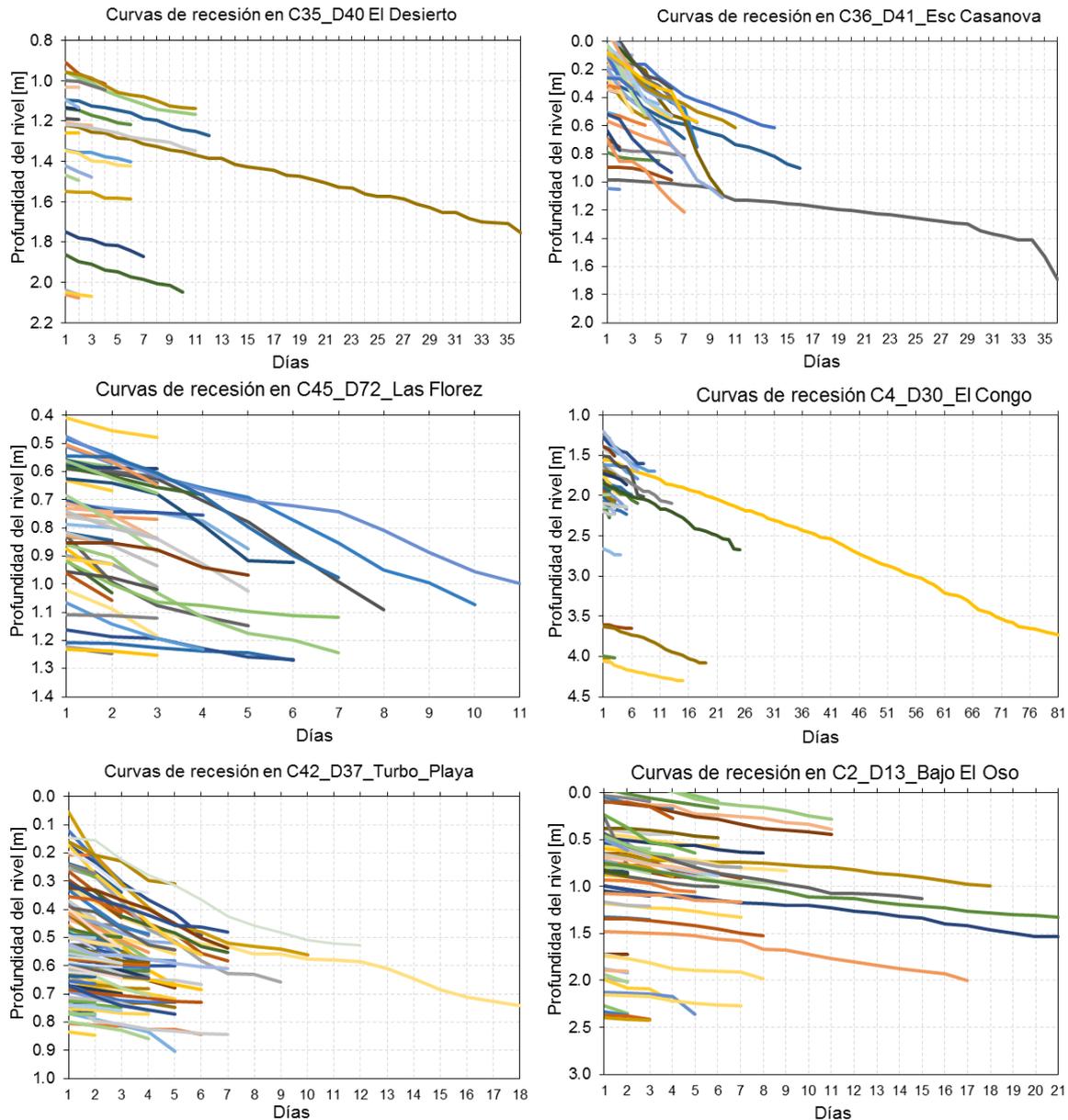


Figura 148. Curvas de recesión del nivel freático promedio diario en los puntos de monitoreo (continuación).

Diversos puntos como C11_D16_Cesar_Hurtado, C30_D28_Sazón_Sindy, C6_D5_Mosquerita y C2_D13_Bajo_El_Oso muestran similitud tanto en la forma como en la duración de sus curvas de recesión, mostrando condiciones más estables de descarga y con pocas variaciones de dicho comportamiento en relación a la profundidad donde inicia la recesión, mientras que otros puntos como C14_D14_Nicuro, C34_D50_Alvaro_Perez, C36_D41_Casanova, C42_D37_Turbo_Playa y C45_D72_Las_Florez, muestran lo contrario, con diferencias tanto en la forma como en la duración de sus curvas de recesión, mostrando en general que la recesión que se presenta cuando el nivel se encuentra más cercano a superficie tiende a una mayor pendiente en los descensos, caso contrario, cuando el nivel antes de la recesión se encuentra más profundo la pendiente de los descensos tienden a ser menor, esto puede dar cuenta de la importante variabilidad de los parámetros hidráulicos en la componente vertical, como la conductividad hidráulica y el rendimiento específico o la presencia de diversos flujos que interactúan a diferentes profundidades, tal como lo explica Millares-Valenzuela, (2008).

Otra característica importante es sin duda la pendiente de las recesiones, mostrando puntos como C11_D16_Cesar_Hurtado y C6_D5_Mosquerita con pendientes más fuertes y constantes, indicando una posible mayor tasa de descarga, mientras que, puntos como C21_D9_El_Encanto y C33_D70_Dubis_Mercado presentan pendientes más bajas, indicando una posible menor tasa de descarga.

En la Tabla 48 se resumen los parámetros característicos del conjunto de curvas de recesión para cada punto de monitoreo, entre ellos la cantidad de curvas y la duración de la máxima recesión (en días), estos parámetros deben tomarse con cautela principalmente porque el periodo de registro de los puntos de monitoreo es variable; por ejemplo, los puntos C35_D40_El_Desierto, C21_D9_El_Encanto y C21_D9_El_Congo no cuentan con registros de nivel freático en la época seca de 2018. Adicionalmente, con el fin de tener un parámetro general de las curvas de recesión de nivel freático en los puntos de monitoreo, se obtiene una Curva de Recesión Generalizada (CRG) para cada punto, definida como el promedio de todas las curvas de recesión partiendo desde el nivel freático promedio al inicio de la recesión; dicha curva se obtiene de convertir cada curva de recesión en curvas de descensos sucesivos respecto a la profundidad del nivel freático inmediatamente anterior, tal como se ejemplifica en la Figura 149. Las CRG son parametrizadas con ajustes lineales, obteniéndose coeficientes de determinación R^2 entre 0,942 y 0,998 y la pendiente media del ajuste, dichas pendientes se presentan en la Tabla 48, mientras que en la Figura 150 se muestra su tendencia espacial. La CRG de cada punto de monitoreo con su respectivo ajuste se presenta en el Anexo 03.

Tabla 48. Resumen de parámetros característicos de las curvas de recesión del nivel promedio diario en los puntos de monitoreo.

ID Nombre	Número de curvas	Máxima recesión (días)	Pendiente media de la CRG	Coefficiente R^2
C6-D5_Mosquerita	183	34	3.41%	0.942
C11_D16_Cesar_Hurtado	176	17	15.01%	0.988
C14-D14_Nicuro	93	23	4.66%	0.976
C16_D17_Parador_Johnson	183	25	2.72%	0.993
C21-D9_El_Encanto	107	12	6.35%	0.993
C30_D28_Sazón_Sindy	177	13	4.65%	0.992
C33_D70_Dubis_Mercado	160	21	2.00%	0.985
C34_D50_Alvaro_Perez	178	24	1.53%	0.968
C35-D40_El_Desierto	50	36	1.49%	0.998
C36-D41_Esc_Casanova	113	36	5.48%	0.973
C45-D72_Las_Florez	98	11	5.79%	0.992
C4_D30_El_Congo	145	81	2.93%	0.998
C42_D37_Turbo_Playa	200	18	2.30%	0.986
C2-D13_Bajo_El_Oso	150	23	3.01%	0.994

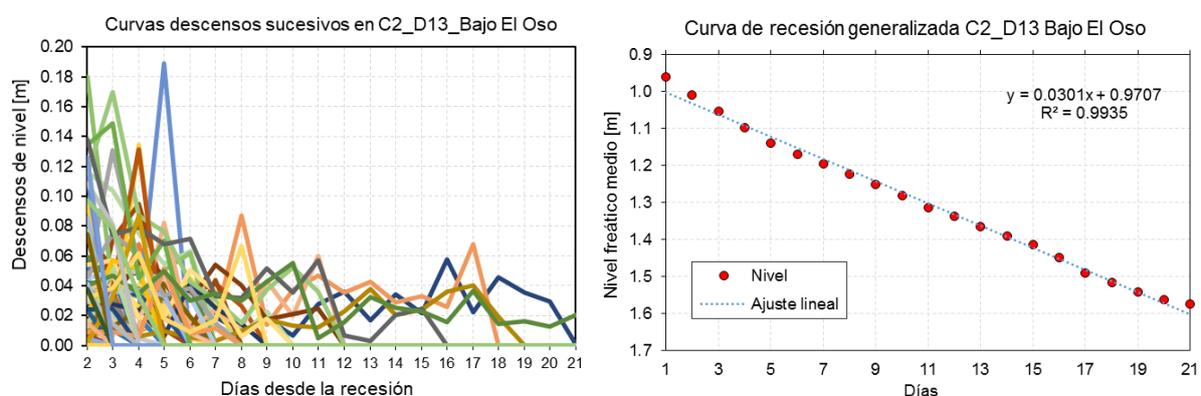


Figura 149. Curvas de descenso sucesivo del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso y su respectiva Curva de Recesión Generalizada (CRG).

3.3.6. Estimación de la recarga total y variación en el almacenamiento

Previamente a la aplicación del método WTF, a partir de los análisis presentados anteriormente en relación a las oscilaciones del nivel freático y su relación con otras variables hidroclimatológicas, se realiza el resumen de la validación de los supuestos del método:

- El nivel somero del acuífero multicapa del Golfo de Urabá presenta un comportamiento hidráulico predominantemente libre, con niveles freáticos que se encuentran próximos a la superficie, alcanzando profundidades máximas en el espacio (extensión del acuífero) y en el tiempo (diciembre 2016 – mayo 2018) de 6.4 m y profundidades mínimas de 0 m (aflorando en superficie).
- Las oscilaciones del nivel freático en la escala diaria y mensual se encuentran fuertemente relacionadas con la ocurrencia de la lluvia local y regional, siendo la precipitación el principal generador de ascensos en la mayoría de puntos de monitoreo. En la escala horaria existen otros agentes que influyen en las oscilaciones del nivel freático como las mareas en la línea de costa del Golfo de Urabá y la evaporación en la zona de estudio, sin embargo esta variables muestran un comportamiento más estable en el tiempo, en comparación con los efectos de la precipitación, por tanto, se considera que la agregación de los niveles horarios a la escala diaria mediante el uso de métricas robustas como la media y la mediana, permiten minimizar el efecto de dichos factores.
- Se encontró estadística y gráficamente que la relación de la oscilación de niveles freáticos con la lluvia es importante y que se da en periodos de tiempo cortos, considerando un tiempo de arribo de la recarga (t_a) entre 0 y 1 días (lag), por tanto, se considera pertinente la aplicación del método WTF a escala diaria, escala en la cual aún no se ven los efectos de la redistribución, exceptuando los flujos de evaporación, cuyo efecto es minimizado en las estimaciones al usar la media como métrica de agregación.

Con todos los elementos necesarios para aplicar el método WTF previamente definidos y estimados, se aplica la ecuación (3) en la escala diaria para todos los ascensos del nivel freático en los 14 puntos de monitoreo piezométrico, obteniéndose una estimación de las series diarias de recarga real total (RRT) o también denominada recarga en tránsito (incluyendo recargas adicionales a las generadas por la precipitación). Los resultados para cada punto de monitoreo son presentados de la Figura 151 a la Figura 164, donde se puede observar que en la mayoría de puntos la ocurrencia de la recarga se encuentra altamente relacionada con la precipitación, con recargas promedio diarias entre 0.5 y 3.1 mm para precipitaciones promedio diarias entre 7.0 y 9.6 mm.

Las mayores tasas de recarga en la escala diaria se presentan en C2_D13_Bajo_El_Oso, C11_D15_Cesar_Hurtado y C36_D41_Esc_Casanova, mientras que las menores tasas de recarga se presentan en C16_D17_Parador_Johnson, C42_D37_Turbo_Playa y C34_D70_Alvaro_Perez. Es importante notar también que existen algunos episodios de recarga en ausencia de precipitaciones, como en algunos días de febrero y marzo de 2018 en C2_D13_Bajo_El_Oso, permitiendo establecer hipótesis de que, aunque la recarga por precipitación sea el principal mecanismo de recarga, pueden existir otros flujos que aporten al nivel somero del acuífero multicapa del Golfo de Urabá. Adicionalmente, tasas bajas de recarga aún bajo la ocurrencia de fuertes lluvias, como el caso de C42_D37_Turbo_Playa y C34_D70_Alvaro_Perez, pueden estar relacionadas con la menor capacidad de infiltración en la superficie, definido por el tipo de suelos y coberturas, así como por limitantes físicas como niveles freáticos muy próximos a superficie, dada la cercanía de estos puntos a las zonas de descarga del acuífero.

A partir de las series diarias de recarga real total (RRT), se obtienen las series mensuales de RRT mediante la suma como medida de agregación en cada uno de los puntos de monitoreo piezométrico, las series obtenidas se muestran en la Figura 165 y en la Figura 166. En la escala mensual se hace más notoria la fuerte relación entre la ocurrencia de la recarga y la precipitación, aunque se sigue resaltando que pese a ser la lluvia la principal fuente de recarga en la zona de estudio, aparentemente no es la única, esto se evidencia también en las series mensuales de recarga-precipitación en los puntos C42_D37_Turbo_Playa, C2_D13_Bajo_El_Oso, C21_D9_El_Encanto y C6_D5_Mosquerita, donde

se presentan recargas totales aún en ausencia de lluvia, dichas recargas son en general de baja magnitud y se presentan principalmente en la época seca. La recarga promedio mensual varía entre 15.7 y 83.5 mm para precipitaciones promedio mensuales entre 208 y 264 mm.

La variación en el almacenamiento (ΔS) es equivalente a la recarga neta (R_n) y representa la cantidad de la recarga real total (RRT) que efectivamente pasa a conformar parte de las reservas de agua subterránea en los acuíferos. Retomando el balance en las aguas subterráneas descrito en la metodología, el ΔS representa el remanente después de que la recarga en tránsito se ha redistribuido hacia las descargas (evaporaciones, flujos bases, flujos laterales, etc.), es por esto que puede ser positivo (incremento de las reservas) o negativo (disminución de las reservas). El ΔS puede ser estimado aplicando el método WTF en periodos largo de tiempo, meses, trimestres o años, siendo común evaluarse entre años hidrológicos (Healy & Cook, 2002; Wendland et al., 2015).

Para este caso, el periodo de registro de los niveles freáticos en los puntos de monitoreo no alcanza a cubrir un año hidrológico completo, el cual según la caracterización hidroclimatológica va desde junio del año 0 hasta mayo del año +1. Dada la limitante de registros disponibles, se estima la variación del almacenamiento para un año calendario completo, correspondiente a 2017, aplicando la ecuación (3) considerando la variación de la altura del nivel freático promedio (Δh) entre los trimestres característicos de la recesión (enero, febrero y marzo - DEF), es decir entre DEF del año 2016-2017 y DEF del año 2017-2018. La información de los niveles promedio trimestrales se muestra en la Figura 167 y en la Figura 168 para los puntos de monitoreo piezométrico en la zona de estudio.

Los resultados de la estimación de la variación en el almacenamiento (ΔS) expresados en mm para el año 2017 se resumen en la Tabla 49 y de manera gráfica en la Figura 169. Se observa que el ΔS para el 2017, varía entre bajos ordenes de magnitud (entre 2.1 y 17.3 mm), con un promedio de 5.6 mm; lo cual indica un cambio en el almacenamiento del acuífero relativamente pequeño, bajo las condiciones específicas de recarga total (o en tránsito) del año 2017.

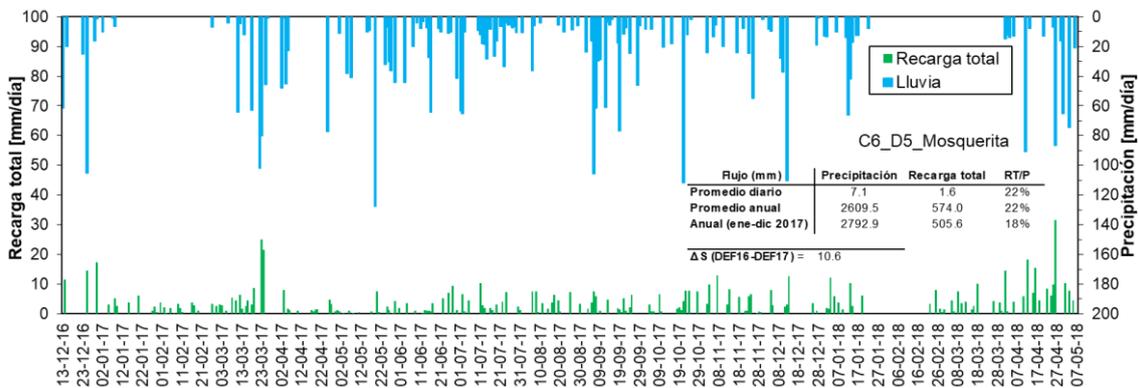


Figura 151. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C6_D5_Mosquerita.

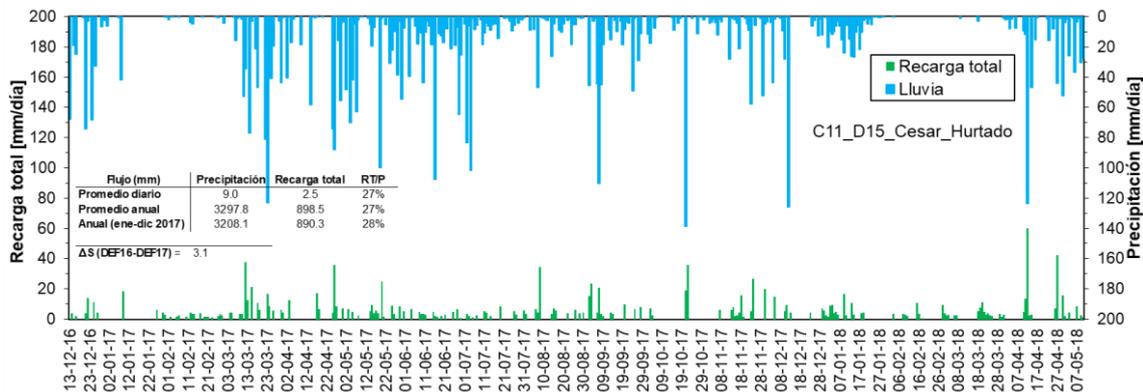


Figura 152. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C11_D15_Cesar_Hurtado.

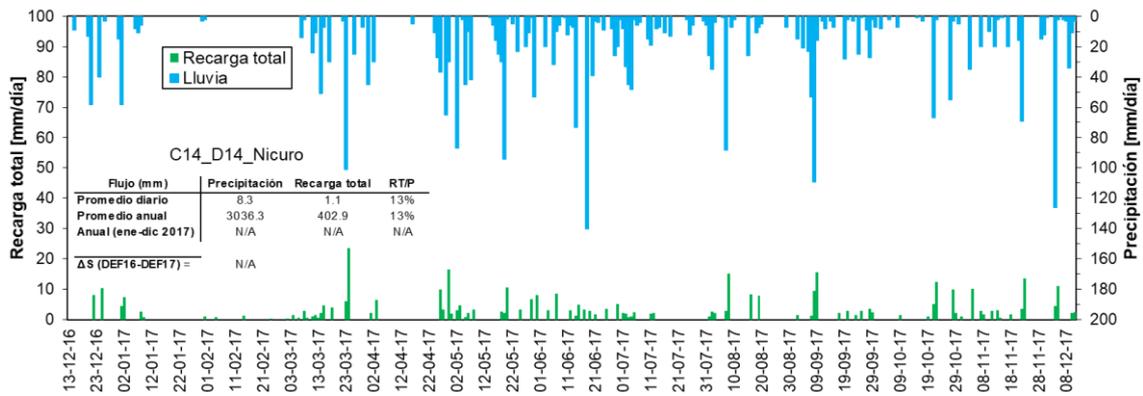


Figura 153. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C14_D14_Nicuro.

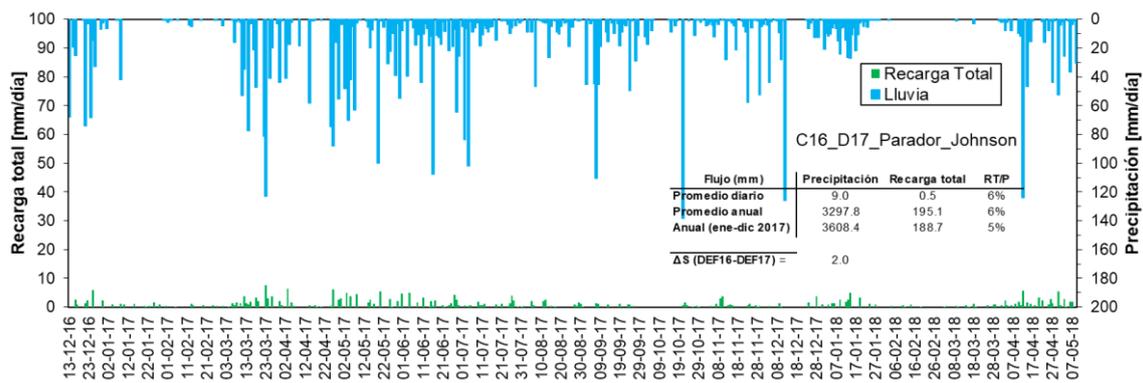


Figura 154. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C16_D17_Parador_Johnson.

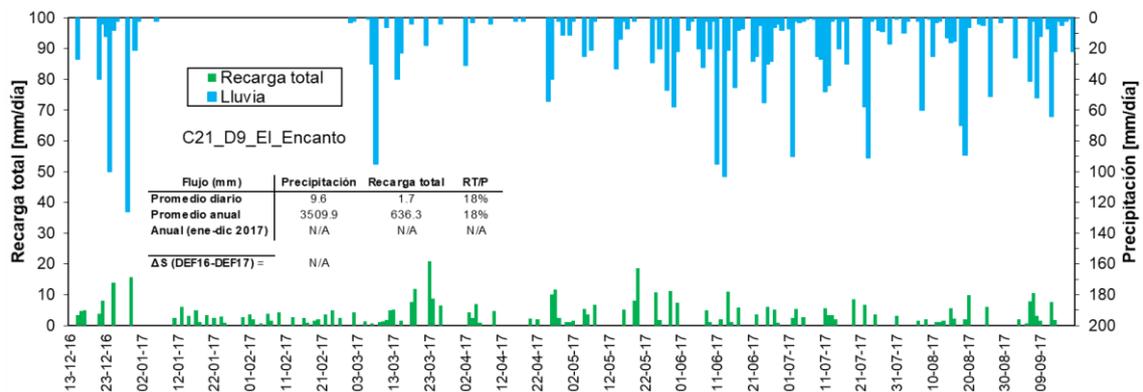


Figura 155. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C21_D9_El_Encanto.

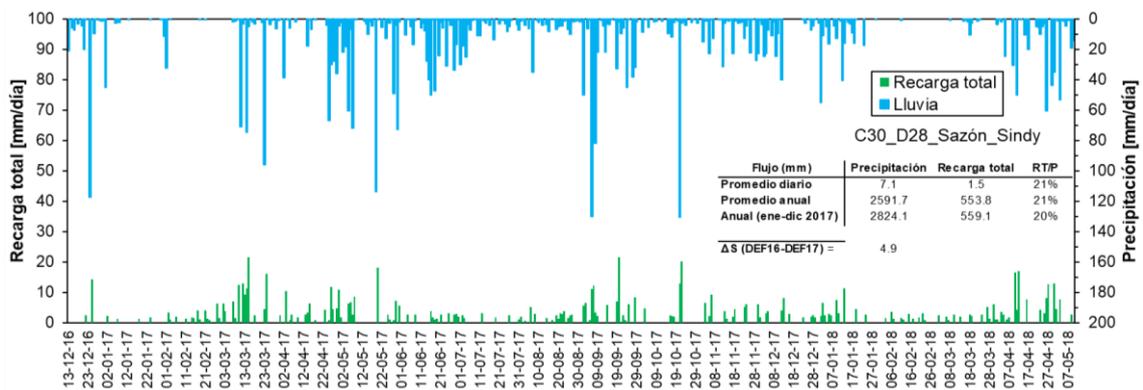


Figura 156. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C30_D28_Sazón_Sindy.

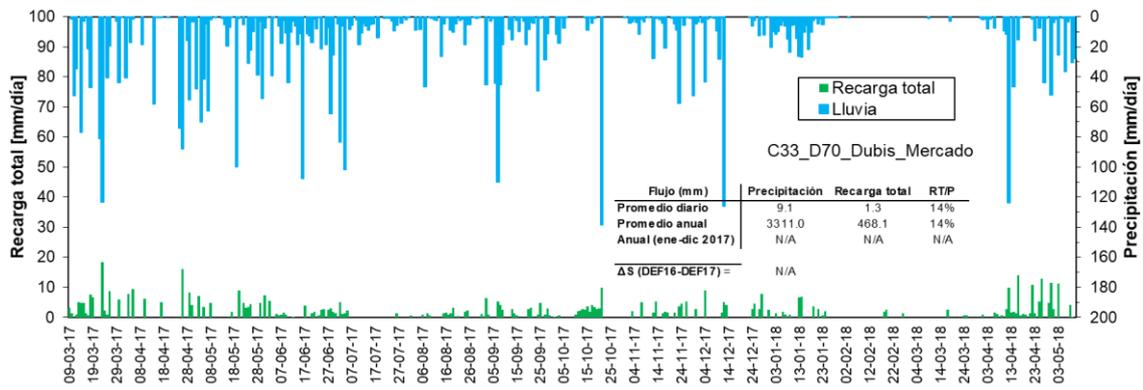


Figura 157. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C33_D70_Dubis_Mercado.

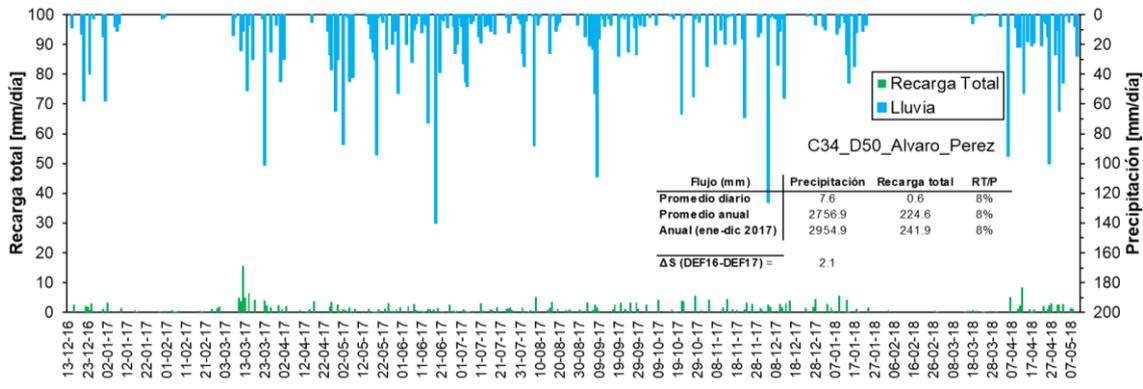


Figura 158. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C34_D70_Alvaro_Perez.

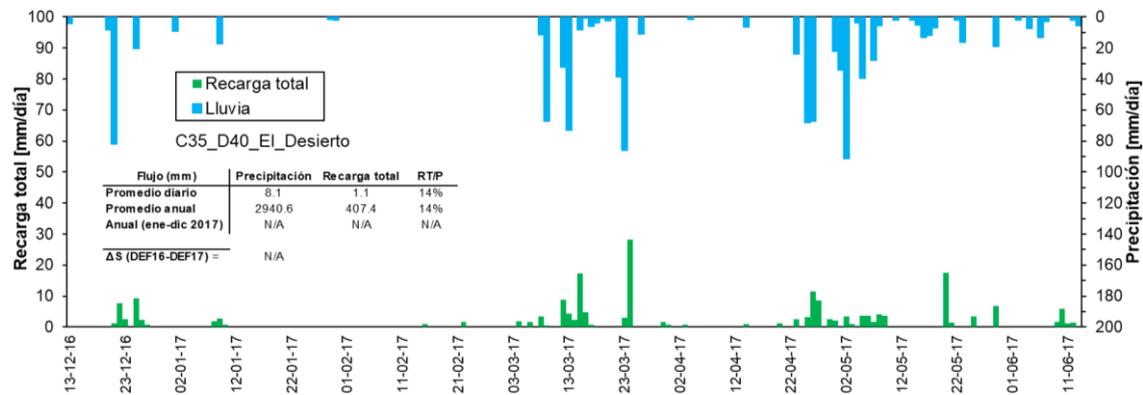


Figura 159. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C35_D40_El_Desierto.

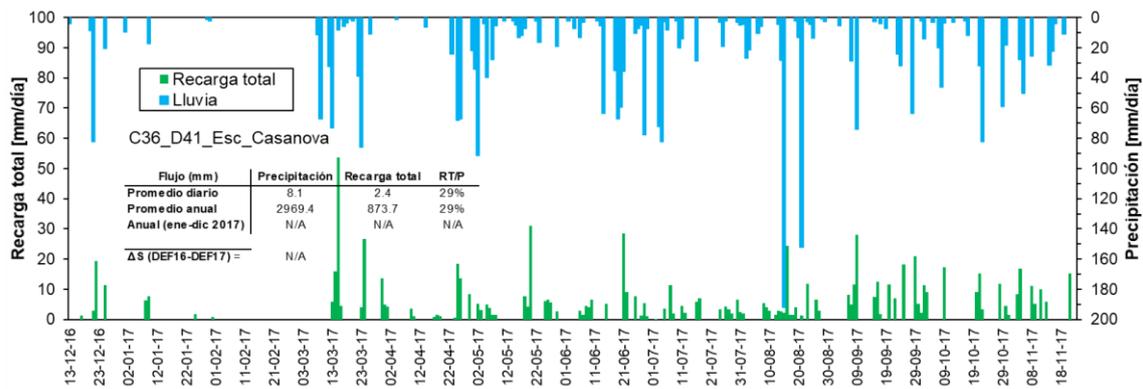


Figura 160. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C36_D41_Esc_Casanova.

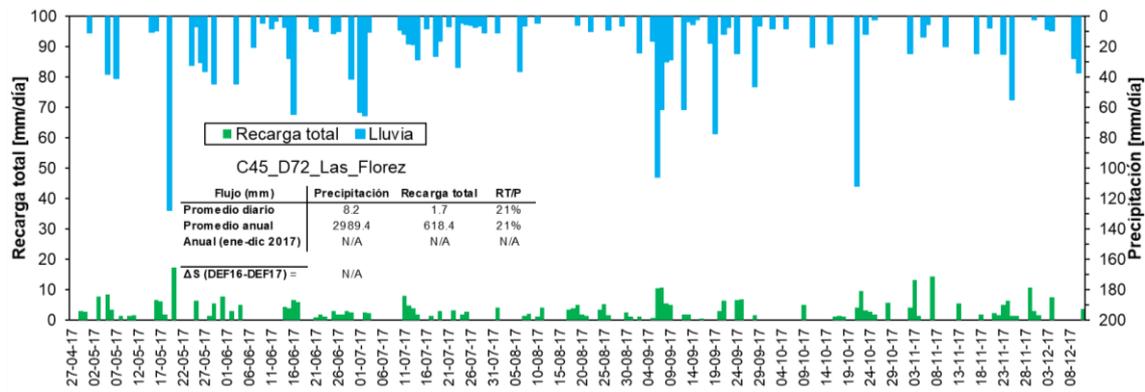


Figura 161. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C45_D72_Las_Florez.

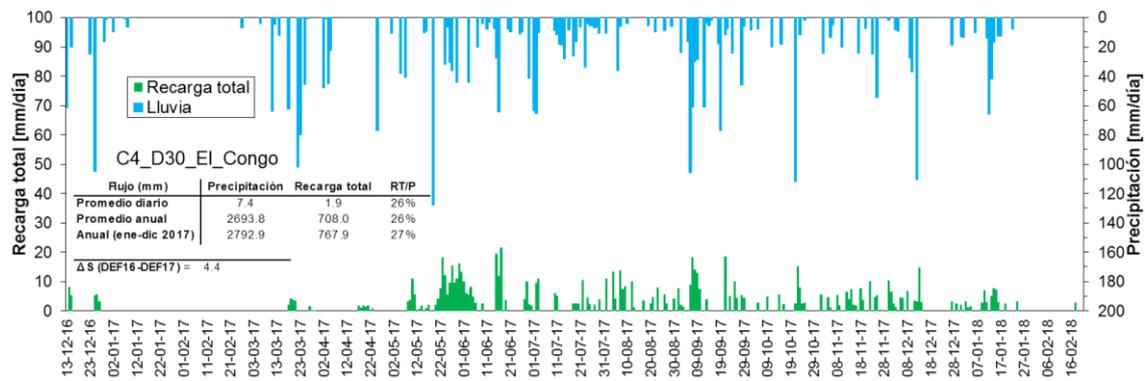


Figura 162. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C4_D30_El_Congo.

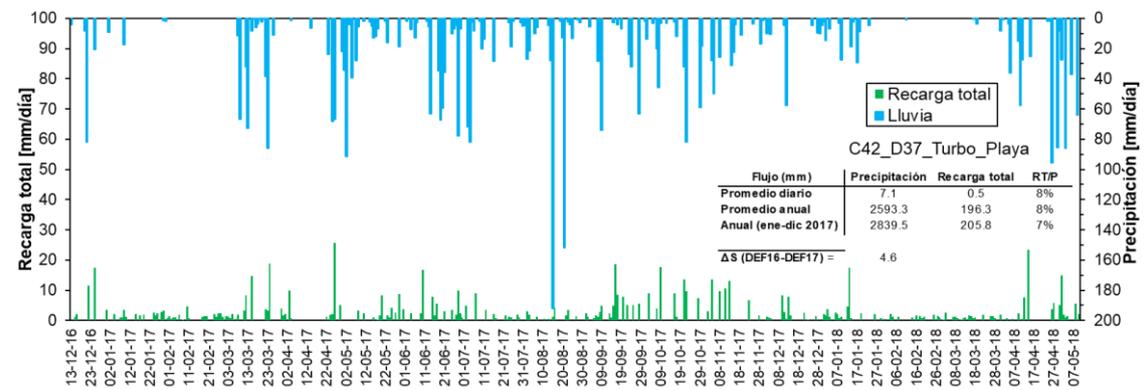


Figura 163. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C42_D37_Turbo_Playa.

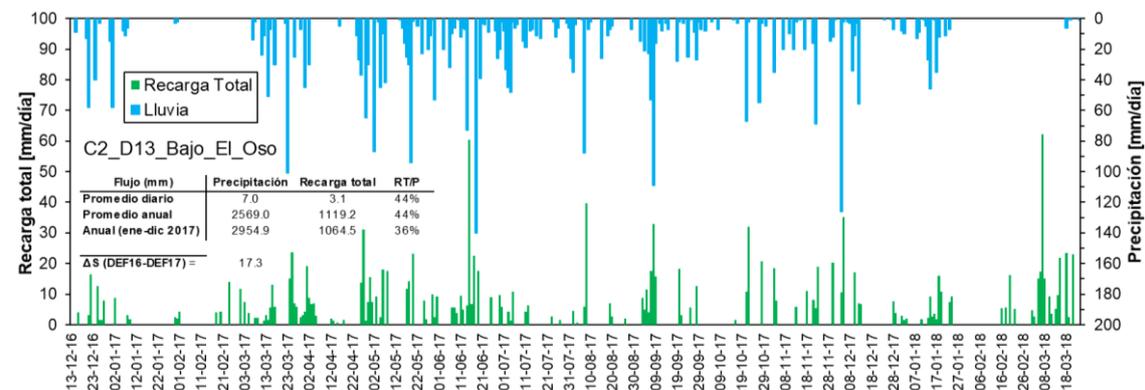


Figura 164. Serie diaria de recarga real total estimada mediante el método WTF en C2_D13_Bajo_El_Oso.

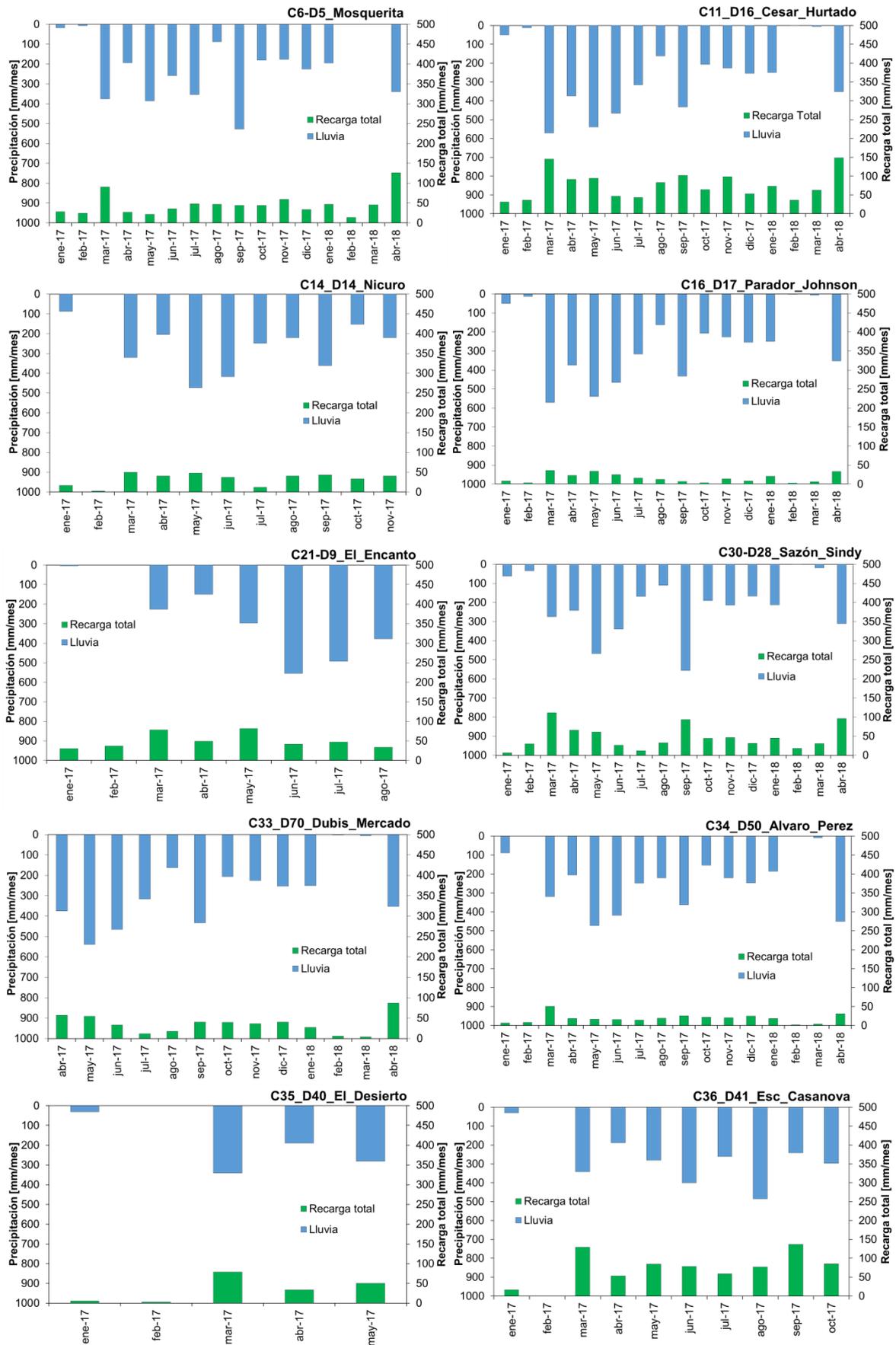


Figura 165. Series mensuales de recarga total real estimada mediante el método WTF en los puntos de monitoreo.

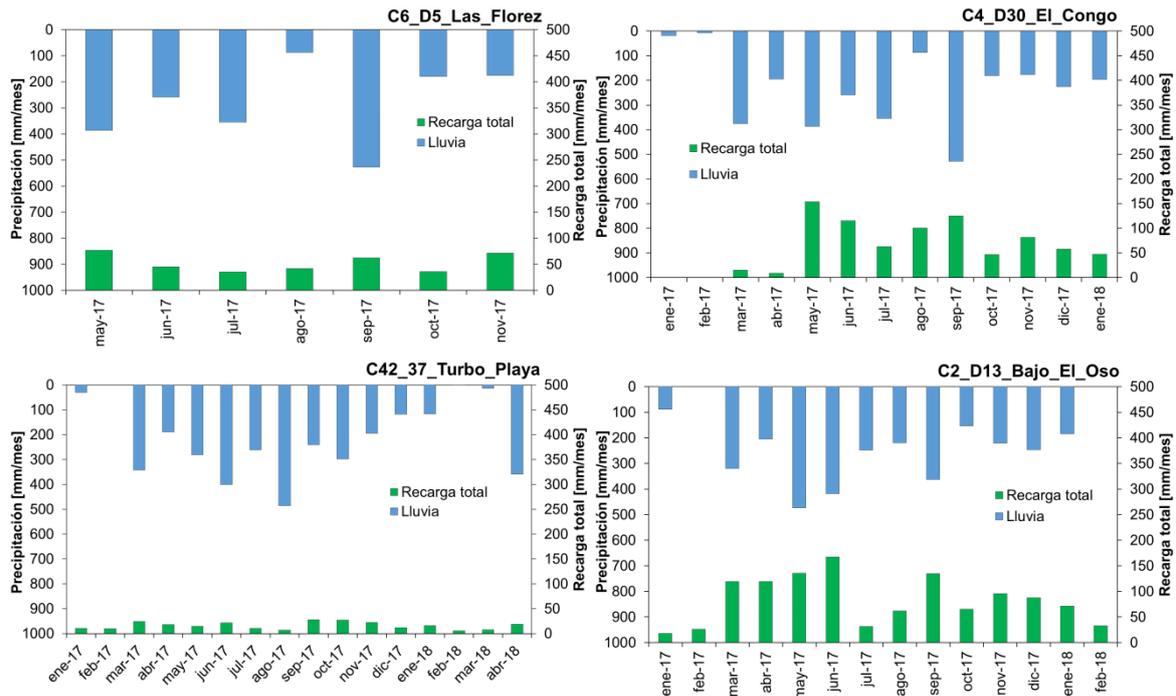


Figura 166. Series mensuales de recarga total real estimada mediante el método WTF en los puntos de monitoreo (continuación).

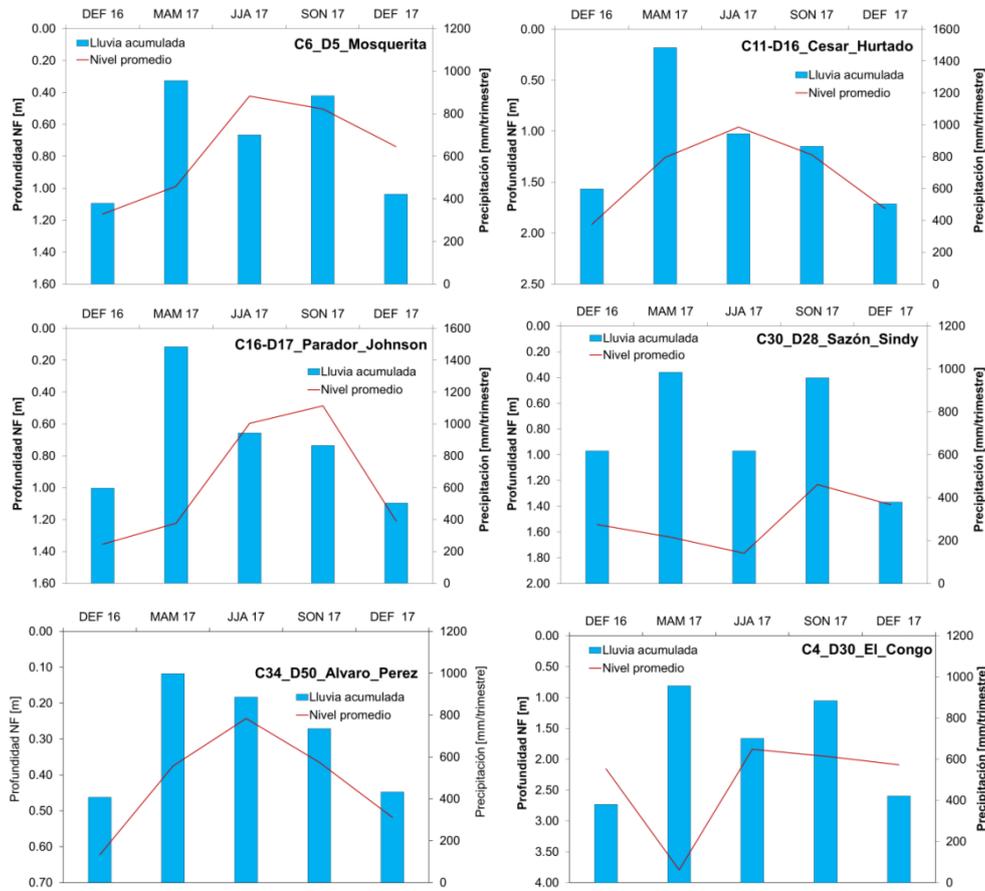


Figura 167. Variaciones trimestrales promedio del nivel freático en los puntos de monitoreo y su relación con la precipitación trimestral, para estimar la variación en el almacenamiento usando el método WTF.

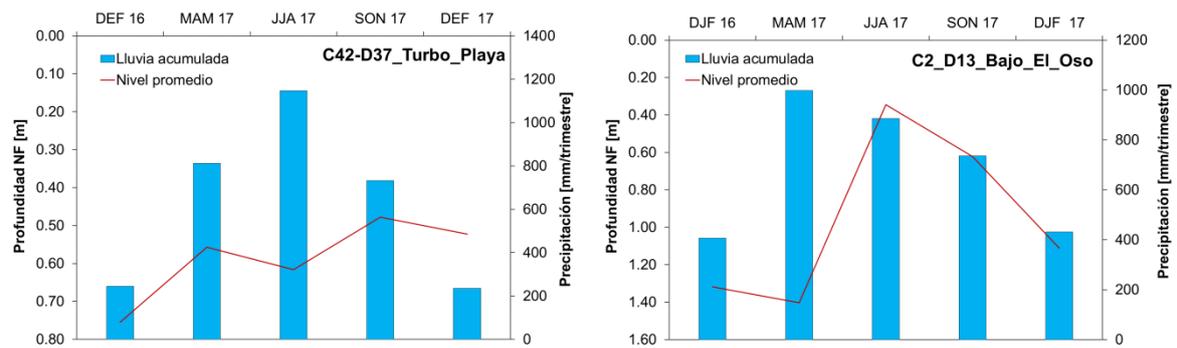


Figura 168. Variaciones trimestrales promedio del nivel freático en los puntos de monitoreo y su relación con la precipitación trimestral, para estimar la variación en el almacenamiento usando el método WTF (continuación).

Así mismo, en la Tabla 49 y en la Figura 169 se resumen los resultados de la recarga real total promedio mensual (R_m) para el periodo de registro de cada estación de monitoreo y total anual para el año calendario completo 2017 (R_a), la recarga mensual y anual se expresan como porcentaje de la precipitación mensual (P_m) y anual (P_a) respectivamente, mientras que la variación en el almacenamiento (ΔS) se expresa como porcentaje de la recarga total anual del 2017 (R_a). Se observa que el punto con mayores tasas de recarga mensual y anual es C2_D13_Bajo el Oso, con recargas que equivalen entre el 36 y el 37% de la precipitación, mientras que el punto con menores tasas de recarga mensual y anual es C16_D17_Parador Johnson, con recargas que equivalen entre el 5 y el 6% de la precipitación. Otros puntos con tasas de recarga altas son C11_D15_Cesar Hurtado, C36_D41_Esc_Casanova y C4_D30_El Congo, con recarga equivalentes entre el 29 y 35% de la precipitación, mientras que otros puntos con tasas de recarga bajas son C42_D37_Turbo Playa y C34_D50_Alvaro Perez con recargas equivalentes entre el 7 y 8% de la precipitación. Las relaciones de recarga y precipitación en la escala mensual (promedio) y anual (totalizada) son altamente consistentes.

En cuanto a la variación en el almacenamiento, se concluye que en todos los puntos, dicho cambio no alcanzó a ser mayor al 3.0% de la recarga total, siendo consistente con la información de las curvas de recesión en los puntos de monitoreo, que muestran tasas importantes de descarga, y con todos los análisis anteriores; que muestran un acople significativo entre la recarga y descarga.

Tabla 49. Resumen de la recarga total y la variación en el almacenamiento estimados mediante el método WTF en los puntos de monitoreo.

ID Nombre	Recarga mensual promedio (mm)	R_m/P_m	Recarga total 2017 (mm)	R_a/P_a	Variación en el almacenamiento 2017 (mm)	$\Delta S/R_a$
C6-D5_Mosquerita	46.1	22%	506	18%	10.6	2.1%
C11_D16_Cesar_Hurtado	75.7	29%	890	28%	3.1	0.3%
C14-D14_Nicuro	33.0	15%	--	--	--	--
C16_D17_Parador_Johnson	15.7	6%	189	5%	2	1.1%
C21-D9_El_Encanto	49.8	24%	--	--	--	--
C30_D28_Sazón_Sindy	46.8	22%	559	20%	4.9	0.9%
C33_D70_Dubis_Mercado	34.8	13%	--	--	--	--
C34_D50_Alvaro_Perez	18.5	8%	242	8%	2.1	0.9%
C35-D40_El_Desierto	34.1	16%	--	--	--	--
C36-D41_Esc_Casanova	72.1	35%	--	--	--	--
C45-D72_Las_Florez	52.8	25%	--	--	--	--
C4_D30_El_Congo	60.2	29%	768	27%	4.4	0.6%
C42_D37_Turbo_Playa	15.9	8%	206	7%	4.6	2.3%
C2-D13_Bajo_El_Oso	83.5	37%	1064	36%	17.3	1.6%

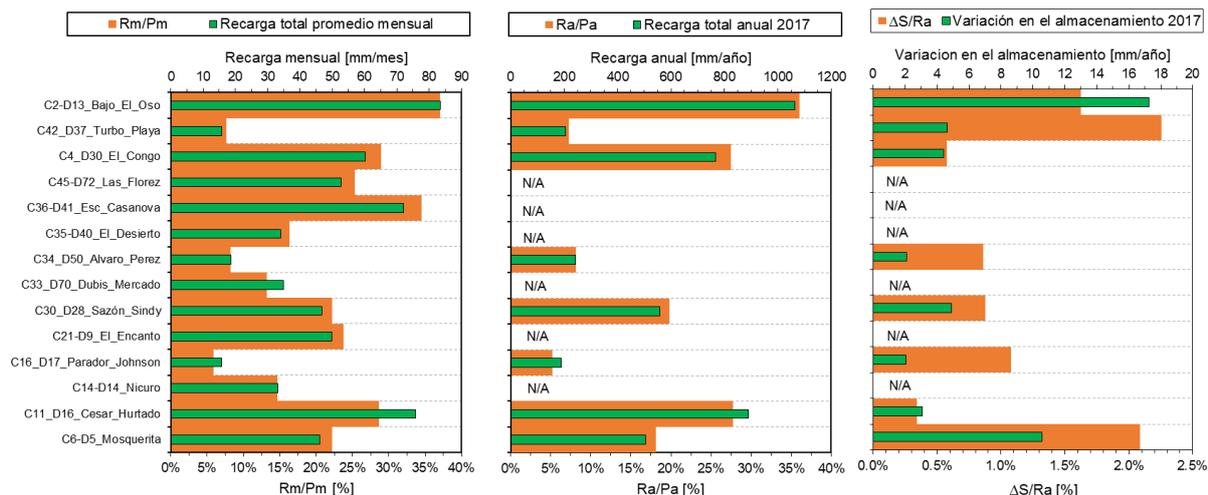


Figura 169. Resumen gráfico de la recarga real total (RRT) y la variación en el almacenamiento (ΔS) estimados mediante el método WTF en los puntos de monitoreo.

Finalmente en la Figura 170, en la Figura 171 y en la Figura 172 se muestran las tendencias espaciales de la recarga promedio mensual, de la recarga total anual para el 2017 y de la variación en el almacenamiento para el 2017 respectivamente, expresados tanto en magnitud como en porcentaje de la precipitación, adicionalmente en todas las figuras se incluye el mapa de textura de los suelos definido para la zona de estudio.

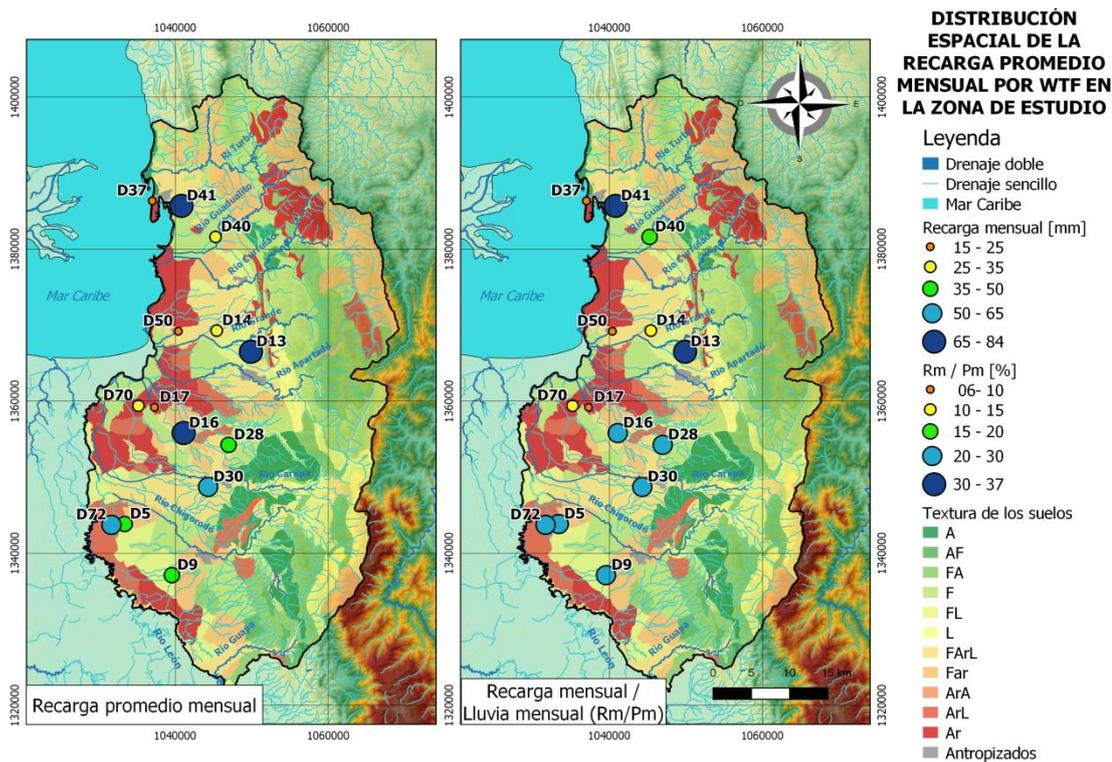


Figura 170. Distribución espacial de la recarga promedio mensual estimada por el método WTF.

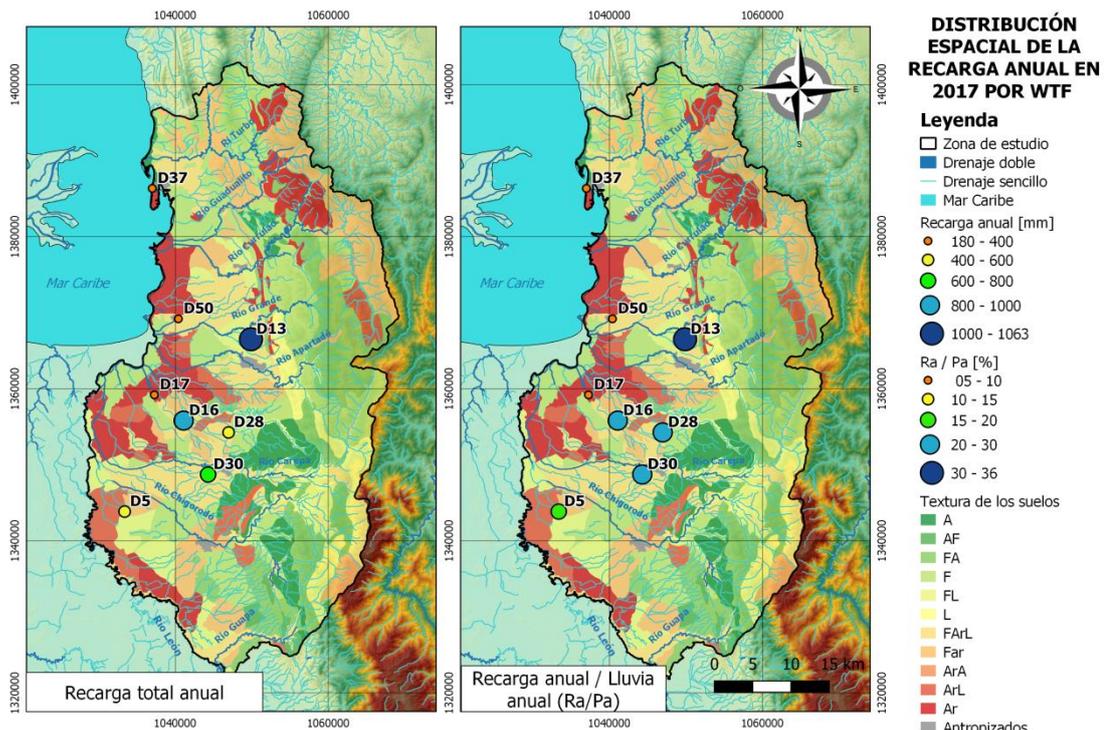


Figura 171. Distribución espacial de la recarga anual estimada para 2017 por el método WTF.

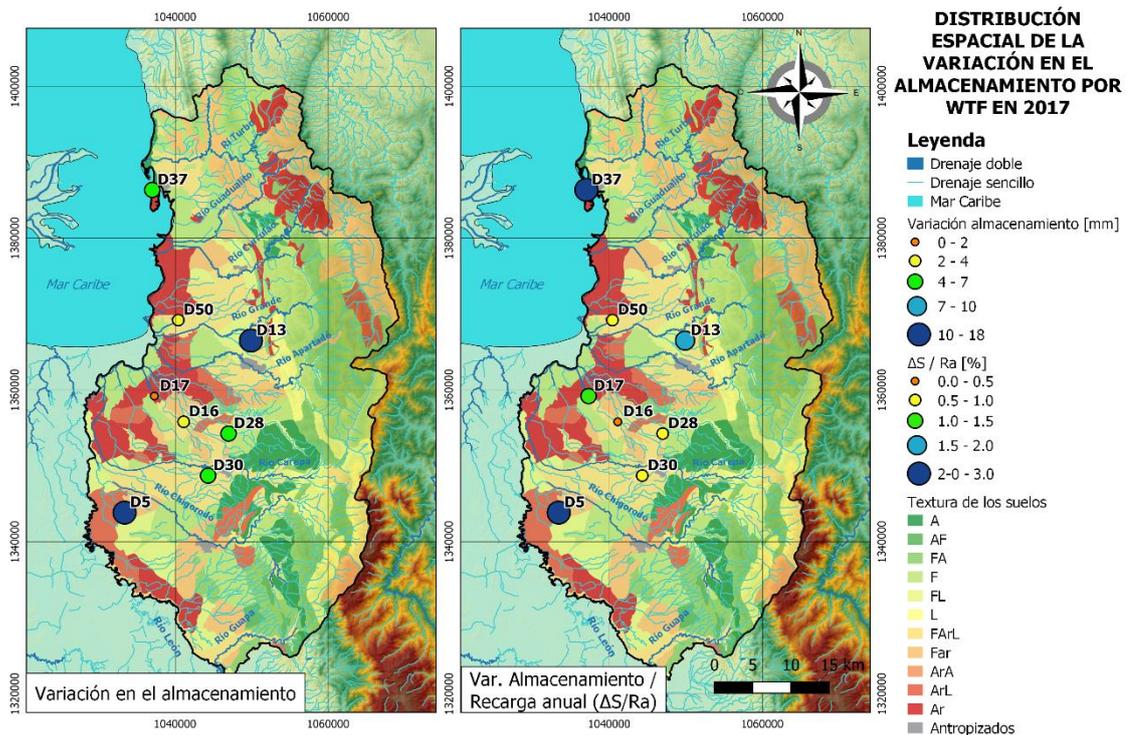


Figura 172. Distribución espacial de la variación en el almacenamiento estimada para 2017 por el método WTF.

En cuanto a la recarga real total (RRT) mensual y anual, se observa una importante variabilidad espacial, la cual es en general consistente con las texturas de los suelos, mostrando mayores tasas de recarga en suelos de texturas más gruesas y menores en suelos de texturas más finas; en especial cuando los flujos son analizados en términos relativos (como porcentaje de la precipitación), las mayores tasa de recarga se presentan en el área centro sur de la zona de estudio y aproximándose hacia las estribaciones de la Serranía de Abibe (punto C2_D13_Bajo_El_Oso), con recargas variando entre 20 y 37% de la precipitación, mientras que las menores tasas de recarga se presentan hacia cercanías del límite oeste del acuífero (eje del río León y Golfo de Urabá) y hacia el norte de la zona de estudio, con recargas variando entre 5 y 15% de la precipitación. Los puntos C35_D40_El_Desierto y C36_D41_Esc_Casanova son la principal excepción a la tendencia espacial descrita.

La distribución espacial de la recarga real total (RRT) no solo es consistente con los suelos, sino también con las tendencias de flujo en el acuífero y con las zonas de recarga y descarga; mostrando que efectivamente los puntos más cercanos a las áreas identificadas como zonas de recarga en estudios previos como los de CORPOURABA & Universidad de Antioquia (2014), Duque (2017), Betancur et al. (2018) y con el modelo SWB (sección 3.2.5), presentan las tasas más alta de recarga, mientras que los puntos cercanos a zonas identificadas como descarga del acuífero (río León y Golfo de Urabá), presentan las tasas más bajas de recarga, donde la misma posición del nivel freático, más cercano a superficie, puede condicionar que el medio no acepte más flujos de recarga.

En cuanto a la variación en el almacenamiento (ΔS), se observa poca variabilidad espacial, con valores oscilando en un rango estrecho; dado que como se ha mencionado anteriormente, las variaciones en el 2017 fueron muy pequeñas (< 20 mm). Lo anterior indica que, en general en la zona de estudio, aunque existen tasas altas de recarga real total (RRT), las descargas también son importantes, generándose una condición cercana al equilibrio entre entradas y salidas (recargas y descargas).

3.4. COMPARACIÓN ENTRE LOS METODOS DE ESTIMACIÓN DE LA RECARGA

Se ha estimado la recarga de aguas subterráneas para la zona de estudio por dos métodos diferentes: el método WTF basando en las oscilaciones del nivel freático en 14 puntos de monitoreo, otorgando como resultado estimaciones diarias, mensuales y anuales de recarga real total (RRT) y estimaciones anuales de recarga neta (ΔS), así como un método numérico de modelamiento de balance distribuido de humedad en el suelo SWB, otorgando como resultado estimaciones diarias, mensuales y anuales de recarga potencial directa (RPD), evapotranspiración real (ETR) y otros flujos de interés en toda la zona de estudio. El modelo de balance SWB ha sido aplicado para dos escenarios de espesores de la zona vadosa (EZV). En esta sección, se compara la recarga real total (RRT) obtenida por el método WTF y la recarga potencial directa (RPD) obtenida del modelo SWB, considerando los dos escenarios de EZV, la comparación se realiza en las escalas mensuales y anuales, considerando los 14 puntos de monitoreo piezométrico.

La primera comparación se realiza en relación a la magnitud de la RRT y la RPD total anual, con el objetivo de evaluar los dos escenarios de espesor de la zona vadosa (EZV) para la RPD en relación a la RRT, para lo cual se considera el año específico 2017, donde se cuenta con información completa de la RRT en ocho (8) puntos de monitoreo. Para dicho año se extrae la RPD total anual considerando un radio de influencia para cada punto de monitoreo de entre 100 y 1000 m dentro del dominio del modelo. Para la comparación estadística se han usado las siguientes métricas: Sesgo porcentual entre magnitudes, RMSE (raíz cuadrada del error cuadrático medio) y coeficiente de correlación lineal de Pearson entre magnitudes de RPD y RRT, tomando la RRT como el valor de referencia, por tratarse de una estimación directa de la recarga real al nivel somero del sistema acuífero, tal como se ha descrito en la sección 1.1 y lo describe B. R. Scanlon et al., (2002).

En la Tabla 50 se presenta la comparación estadística entre la RRT y la RPD total para el año 2017 y para los dos escenarios de EZV, mientras que en la Figura 173 se muestra dicha comparación de manera gráfica, acompañado por el coeficiente de determinación R^2 . Se observa en general similitud entre la RRT y la RPD en la mayoría de puntos de monitoreo, mostrando que en general la RRT es más alta que la RPD, en general se observa que el escenario 2 muestra magnitudes de RPD más cercanas a la RRT en comparación con el escenario 1, esto se refleja en mejores métricas estadísticas de comparación, aunque la diferencia no es notablemente alta; se concluye que el escenario 2 se ajusta mejor a los valores reales de recarga estimados con WTF. El ajuste entre la RRT y la RPD en esta escala (de magnitud anual) en general es bueno, mostrando puntos con diferencias pequeñas como es el caso de C30_D28_Sazón_Sindy, C16_D17_Parador_Johnson y C34_D50_Alvaro_Perez con diferencias menores al 13%, mientras que existen otros puntos que muestran diferencias considerables como el caso de C42_D37_Turbo_Playa y C2_D13_Bajo_El_Oso con diferencias mayores al 40%. Excepcionalmente este último punto las métricas mejoran notablemente.

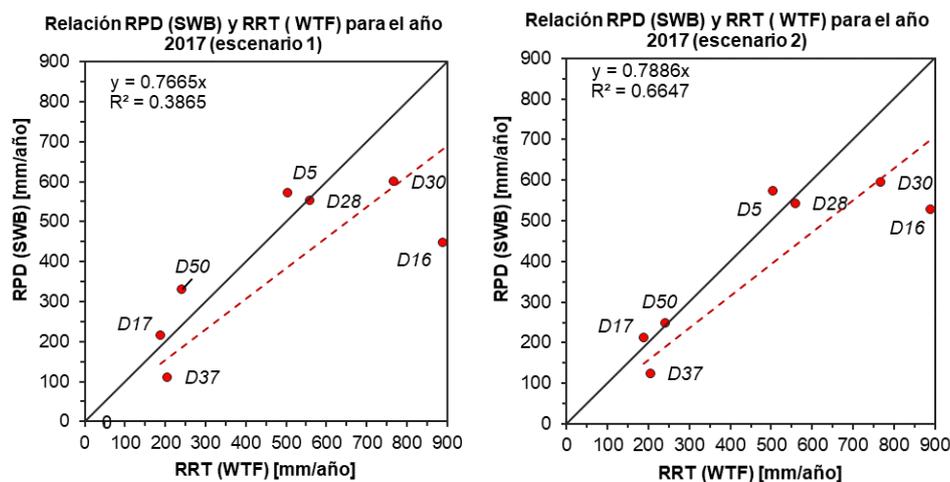


Figura 173. Comparación gráfica entre la RRT y la RPD para el año 2017 considerando dos escenarios de EZV: escenario 1 (izquierda), escenario 2 (derecha). (sin considerar el punto C2_D13_Bajo_El_Oso).

Tabla 50. Comparación estadística entre la recarga real total (RRT) y la recarga potencial directa (RPD) para el año de referencia 2017 en ocho (8) puntos de monitoreo en la zona de estudio.

Punto monitoreo	RRT (mm/año)	RPD (mm/año)		Sesgo entre RRT y RPD	
		Escenario 2	Escenario 1	Escenario 2	Escenario 1
C6-D5_Mosquerita	506	574.2	572.5	13.6%	13.2%
C11_D16_Cesar_Hurtado	890	528.6	446.4	-40.6%	-49.9%
C16_D17_Parador_Johnson	189	212.8	215.3	12.8%	14.1%
C30_D28_Sazón_Sindy	559	542.6	552.6	-3.0%	-1.2%
C34_D50_Alvaro_Perez	242	247.7	330.1	2.4%	36.5%
C4_D30_El_Congo	768	593.7	599.8	-22.7%	-21.9%
C42_D37_Turbo_Playa	206	124	110.6	-39.7%	-46.3%
C2-D13_Bajo_El_Oso	1064	507.4	492.8	-52.3%	-53.7%
Promedio	553.0	416.4	415.0	23%	30%
Promedio (sin C2_D13)	479.9	403.4	403.9	19%	26%
RMSE %				29%	35%
RMSE % (sin C2_D13)				24%	31%
Coefficiente de correlación				78%	69%
Coefficiente de correlación (sin C2_D13)				86%	76%

Para los análisis siguientes solo se considera los resultados de RPD del modelo SWB bajo el escenario 2 de espesor de zona vadosa (EZV), el cual ha mostrado mejores resultados en relación a la RRT estimada por el método WTF. La siguiente comparación es de la magnitud de la recarga en la escala mensual y su variabilidad temporal, para lo cual se considera el periodo de registro de los 14 puntos de monitoreo de nivel freático en la zona de estudio, para el cual se ha estimado series mensuales de RRT y son comparadas con las series mensuales de RPD construidas a partir de los mapas mensuales de RPD simulados con el modelo SWB.

De la Figura 174 a la Figura 187 se muestra la comparación gráfica entre las series mensuales de RRT y RPD para cada uno de los 14 puntos de monitoreo, acompañados con la precipitación total mensual de la estación más cercana. Se observa en general, que en la mayoría de puntos de monitoreo la variación mensual de la RRT y RPD es consistente y notablemente relacionada con la variación mensual de la precipitación, mostrando ausencia o tasas bajas de recarga (RRT y RPD) en los meses de la época seca (enero – marzo) y mayores tasas de recarga (RRT y RPD) durante los meses de la época húmeda, especialmente en los picos de mayo y septiembre.

Las mayores diferencias entre la RRT y la RPD mensual se presentan en la época seca, donde en la mayoría de ocasiones la RPD es cero, mientras que la RRT es diferente de cero, aunque con magnitudes bajas, indicando una posible fuente adicional de recarga diferente a la precipitación. Aunque en general la RRT es mayor que la RPD, en algunos casos como C14_D14_Nicuro y C21_D9_El Encanto, la RPD muestra mayores tasas que la RRT durante la época húmeda en los meses de mayores lluvias. En particular se observa una fuerte relación estacional (similitud en el comportamiento mensual) entre RPD y RRT en los puntos C36_D41_Esc_Casanova, C4_D30_El Congo y C45_D72_Las Florez, y una débil relación estacional en C30_D28_Sazón_Sindy, C34_D50_Alvaro_Perez y C21-D9_El Encanto. La mayor estimación de RPD en comparación con la RRT en la época húmeda en algunos puntos, podría estar relacionada con la descarga desde el acuífero, que el método WTF permite capturar en la escala mensual (disminuyendo la RRT), mientras que el SWB no lo considera o también, al control que puede ejercer un nivel freático alto en la limitación de la recarga, como en el caso de C36_D41_Esc_Casanova.

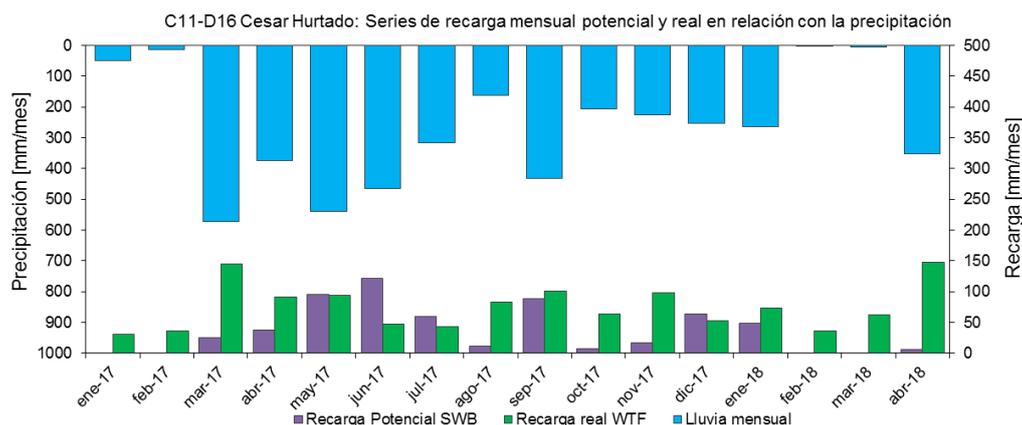


Figura 174. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C11_d16_Cesar_Hurtado.

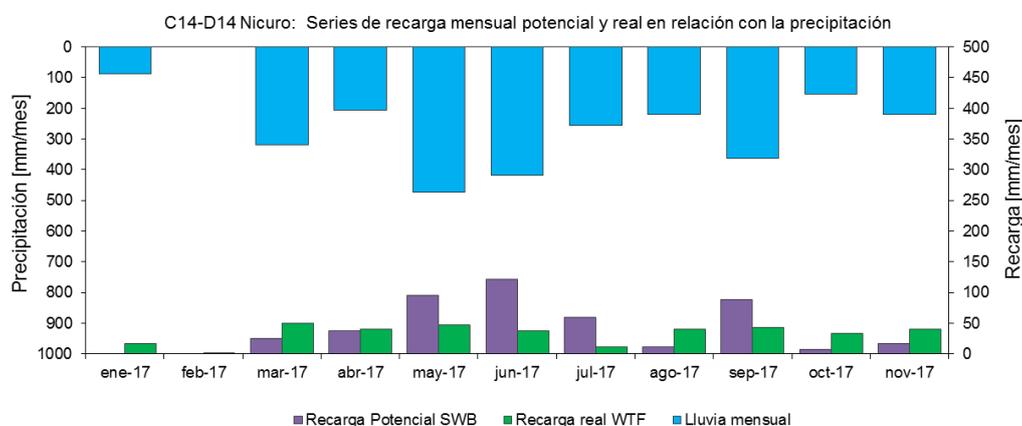


Figura 175. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C14_d14_Nicuro.

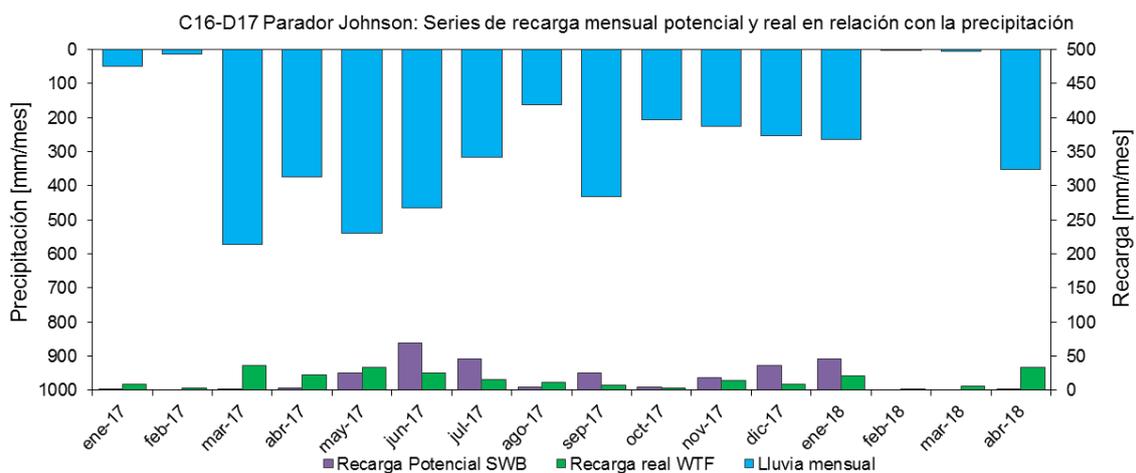


Figura 176. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C16_d17_Parador_Johnson.

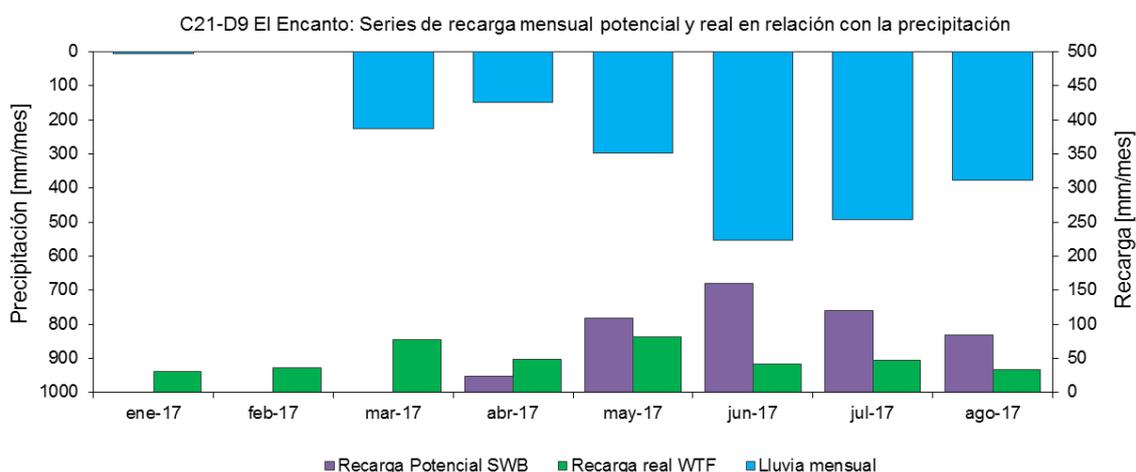


Figura 177. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C21_D9_El_Encanto.

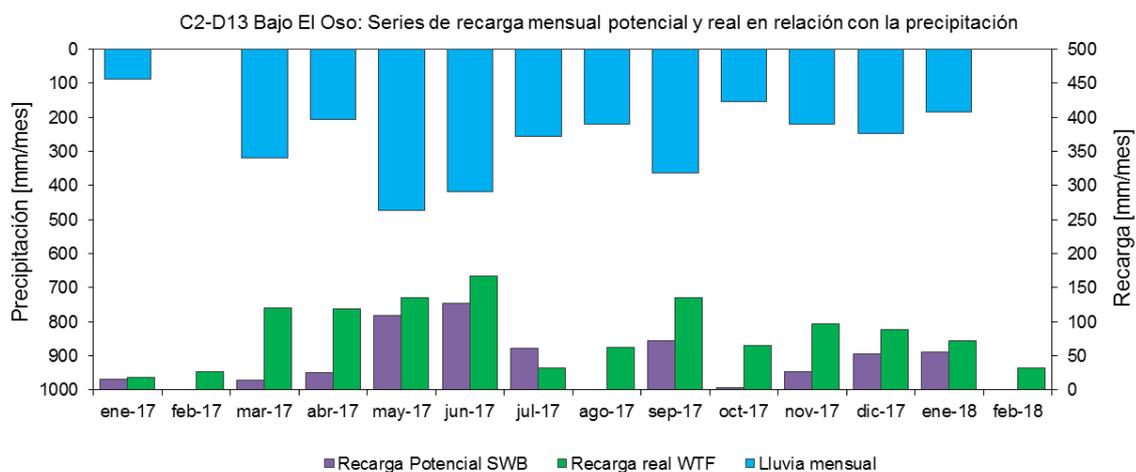


Figura 178. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C2_D13_Bajo_El_Oso.

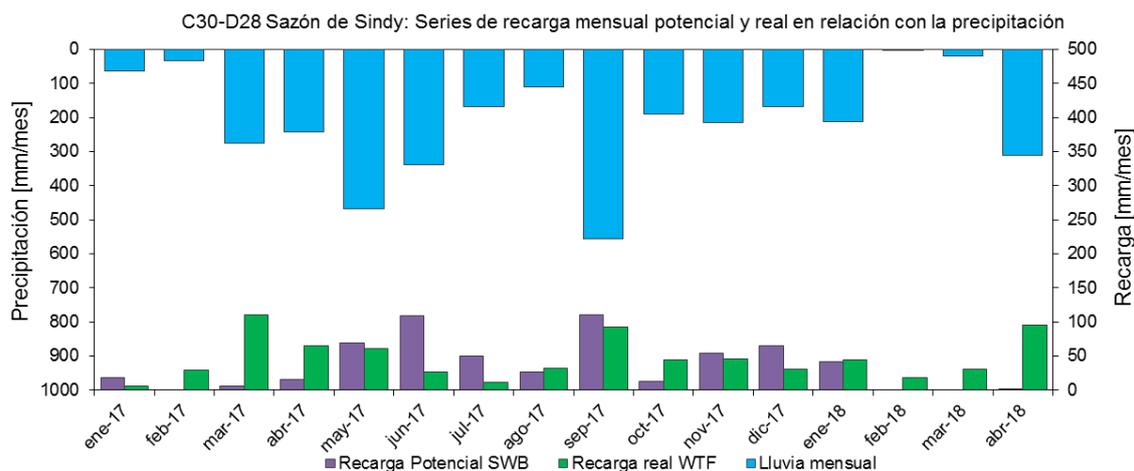


Figura 179. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C30_D28_Sazón_de_Sindy.

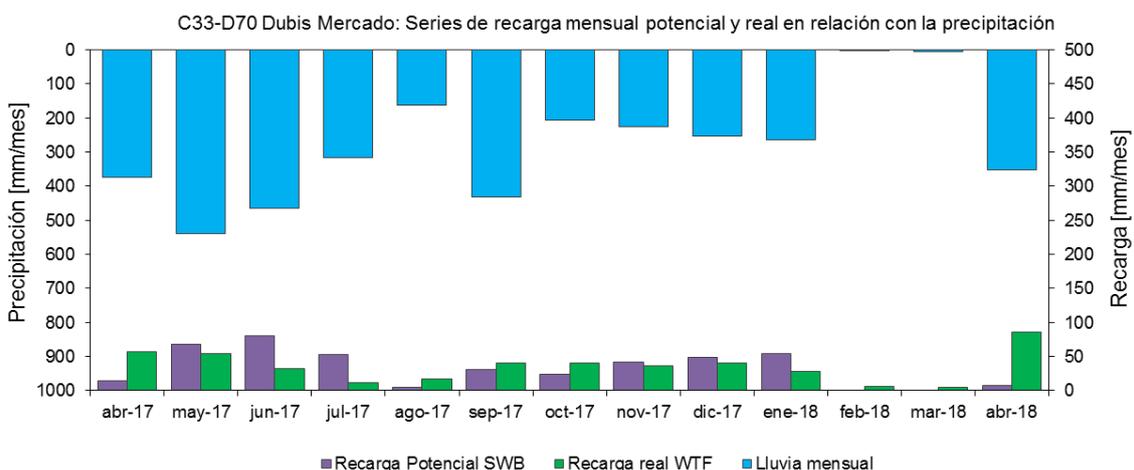


Figura 180. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C33_D70_Dubis_Mercado.

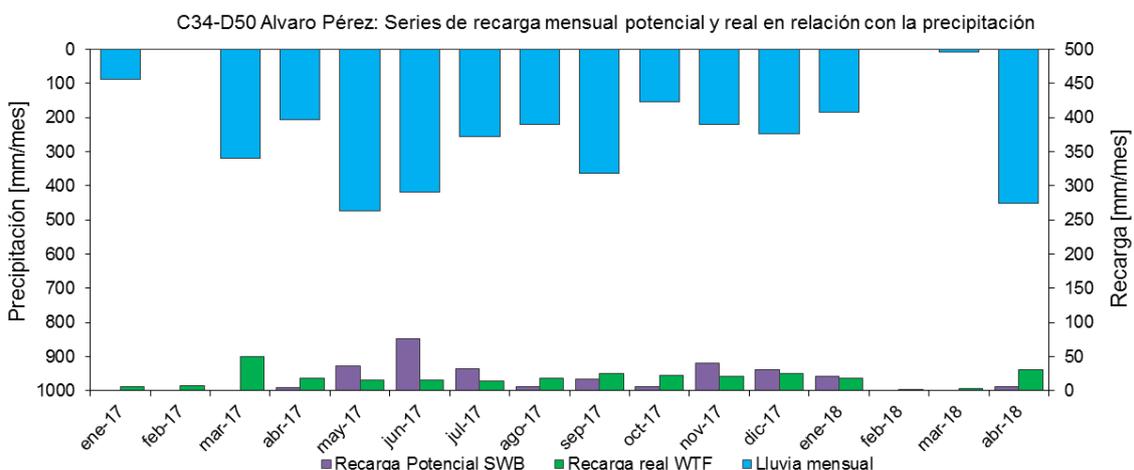


Figura 181. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C34_D50_Alvaro_Pérez.

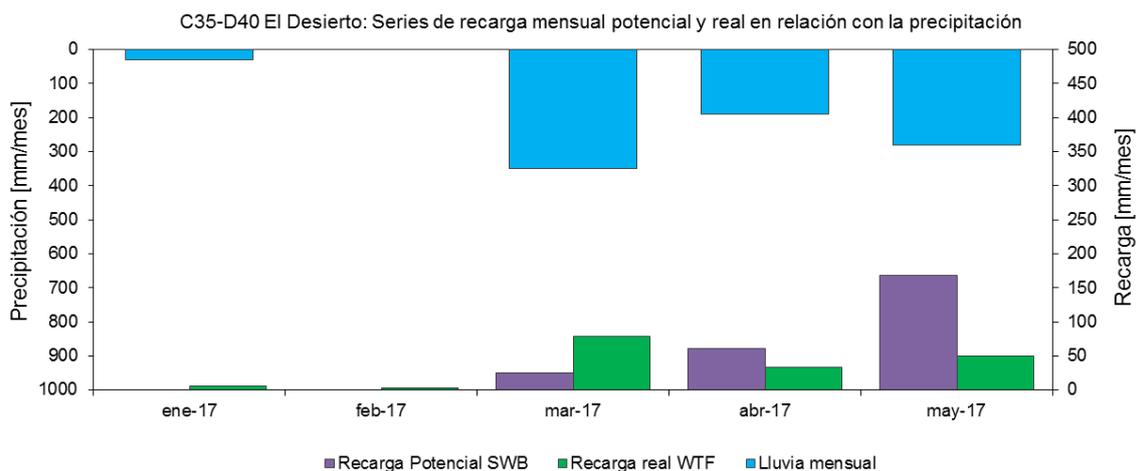


Figura 182. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C35_D40_El_Desierto.

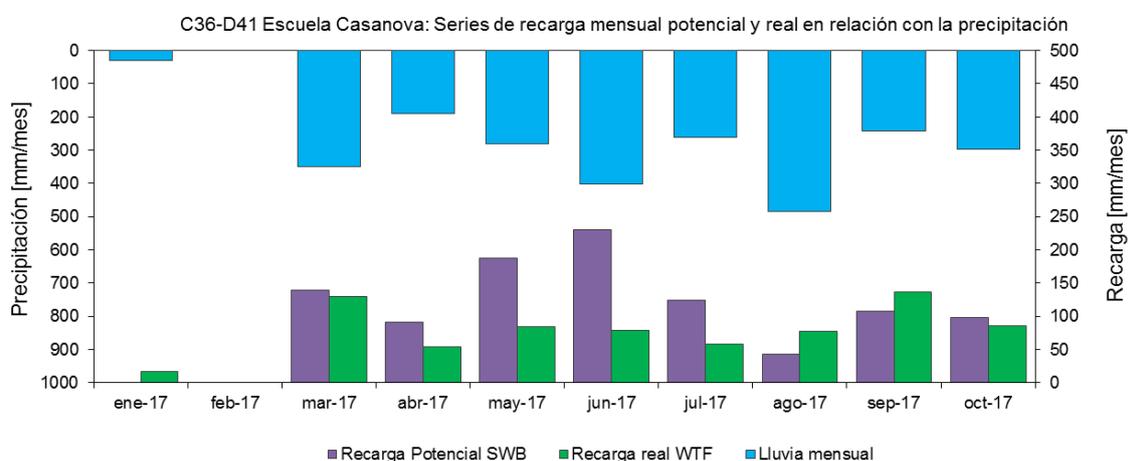


Figura 183. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C36_D41_Escuela_Casanova.

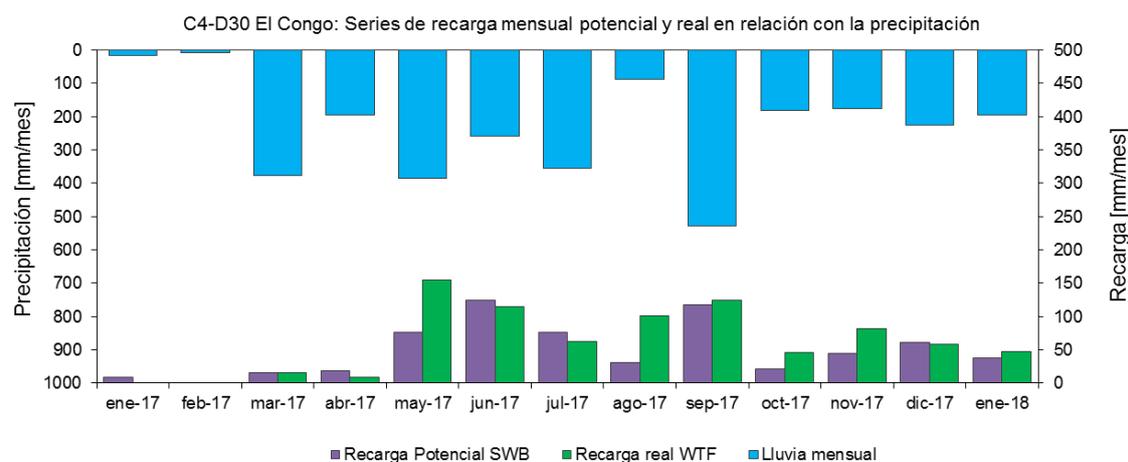


Figura 184. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C4_D30_El_Congo.

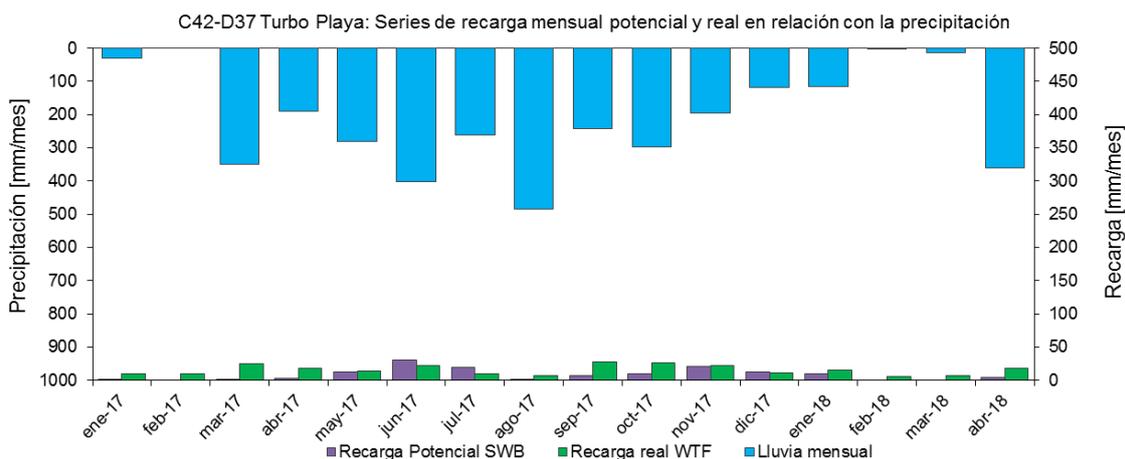


Figura 185. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C42_D37_Turbo_Playa.

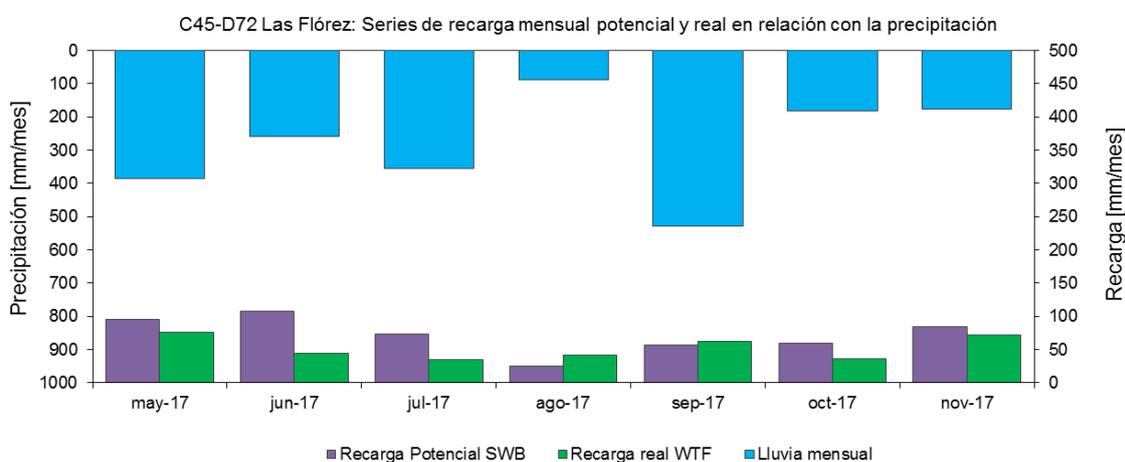


Figura 186. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C45_D72_Las_Florez.

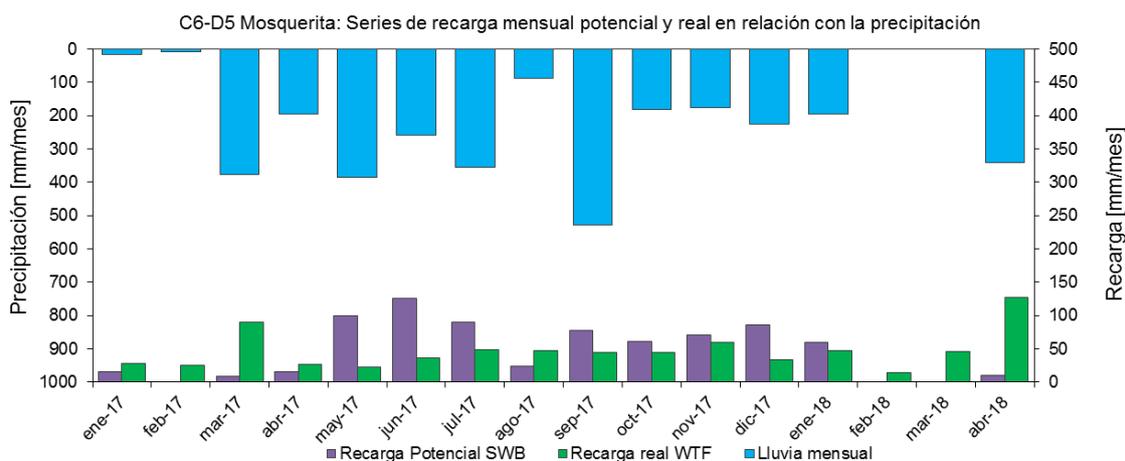


Figura 187. Comparación gráfica entre las series mensuales de RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) en C6_D5_Mosquerita.

En la Tabla 51 se presenta el resumen de la comparación estadística entre las series mensuales de recarga potencial directa (RPD) y recarga real total (RRT), para lo cual se han utilizado las siguientes métricas de comparación: sesgo porcentual entre los promedios mensuales de las series de RPD y RRT por estación, coeficiente de correlación lineal de Pearson entre las series mensuales de RPD y RRT, RMSE (raíz cuadrada del error cuadrático medio) y coeficiente de Nash- Sutcliffe entre las series mensuales de RPD y RRT, asumiendo la RRT como la medida de recarga de referencia y la RPD como la medida estimada. En la Figura 188 se muestra la comparación gráfica entre los promedios mensuales de RPD y RRT para los 14 puntos de monitoreo, acompañado del coeficiente de determinación R^2 .

Se concluye que existe un ajuste de regular a bueno entre el comportamiento estacional y las magnitudes mensuales de la recarga potencial directa (RPD) y la recarga real total (RRT), existiendo particularidades de ajuste muy buenos (p.ej. C36_D41_Esc_Casanova y C4_D30_El_Congo), así como particularidades de ajuste muy pobres (p.ej. C2-D13_Bajo_El_Oso y C11_D16_Cesar_Hurtado), en general, la mayoría de sesgos en la recarga promedio mensual indican que la RPD estimada con el modelo SWB está por debajo de la RRT estimada con el método WTF, lo cual permite plantear ciertas hipótesis que serán descritas en el modelo conceptual, adicionalmente aunque el coeficiente Nash es de baja magnitud su valor es positivo, consistente con el predominio de coeficientes de correlación también positivos.

Tabla 51. Comparación estadística entre la magnitud y la variación mensual de la recarga real total (RRT) y la recarga potencial directa (RPD) para el periodo de registro de cada punto de monitoreo en la zona de estudio.

Punto de monitoreo	RRT (mm/mes)	RPD (mm/mes)	Coefficiente de correlación	Sesgo	RMSE (mm/mes)	NASH
C11_D16_Cesar_Hurtado	75.7	36.4	0.015	-52%	64.6	1.84
C14-D14_Nicuro	33.0	37.3	0.257	13%	35.4	2.37
C16_D17_Parador_Johnson	15.7	17.5	0.217	12%	21.6	1.95
C21-D9_El_Encanto	49.8	62.3	0.055	25%	63.1	3.44
C2-D13_Bajo_El_Oso	83.5	40.2	0.678	-52%	55.4	0.66
C30_D28_Saz?n_Sindy	46.8	36.3	0.033	-22%	47.2	1.58
C33_D70_Dubis_Mercado	34.8	32.7	0.094	-6%	32.4	1.47
C34_D50_Alvaro_Perez	18.5	17.2	0.015	-7%	23.5	2.04
C35-D40_El_Desierto	34.1	50.8	0.425	49%	59.1	2.07
C36-D41_Esc_Casanova	72.1	102.3	0.584	42%	65.0	1.59
C4_D30_El_Congo	62.7	48.5	0.800	-23%	32.2	0.67
C42_D37_Turbo_Playa	15.9	8.7	0.357	-45%	11.6	1.64
C45-D72_Las_Florez	52.8	72.1	0.369	37%	31.4	1.97
C6-D5_Mosquerita	46.1	46.4	-0.184	1%	52.5	1.94
Promedio	45.8	43.5	0.382	33%	42.5	1.80

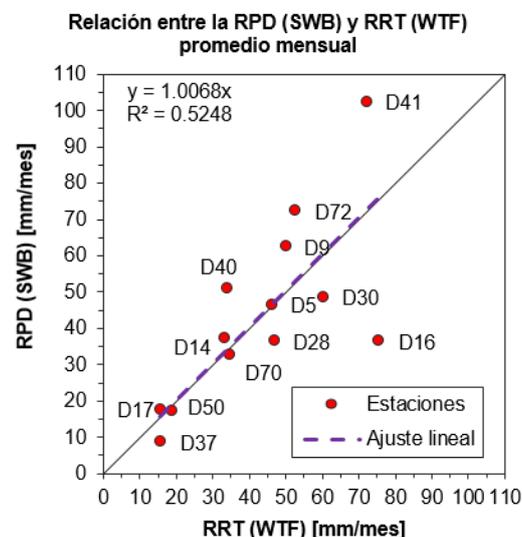


Figura 188. Comparación gráfica entre la RRT (por WTF) y la RPD (por SWB) promedio mensual en los 14 puntos de monitoreo en la zona de estudio (sin considerar el punto C2_D13_Bajo_El_Oso).

Finalmente, en la Figura 189 se muestra la comparación entre la distribución espacial de la recarga promedio mensual obtenida mediante el método WTF (recarga real total RRT) y la recarga promedio anual obtenida del modelo SWB (recarga potencial directa RPD) para la zona de estudio, ambas definidas como porcentaje de la precipitación respectiva, donde se observa una alta consistencia en la tendencia espacial de estas dos variables, que obedecen a un proceso físico relacionado que se da en dos zonas distintas pero conectadas, la RPD en la zona vadosa y la RRT en la interfaz de la zona vadosa y la zona saturada del acuífero. La tendencia espacial se encuentra acoplada y es la misma que se ha descrito en los capítulos respectivos del método WTF y del modelo SWB, con algunas excepciones en los puntos C2-D13_Bajo_El_Oso y C11_D16_Cesar_Hurtado donde la recarga real es notablemente mayor que la recarga potencial, o en los puntos C36-D41_Esc_Casanova y C35-D40_El_Desierto, donde la recarga potencial es mayor que la recarga real.

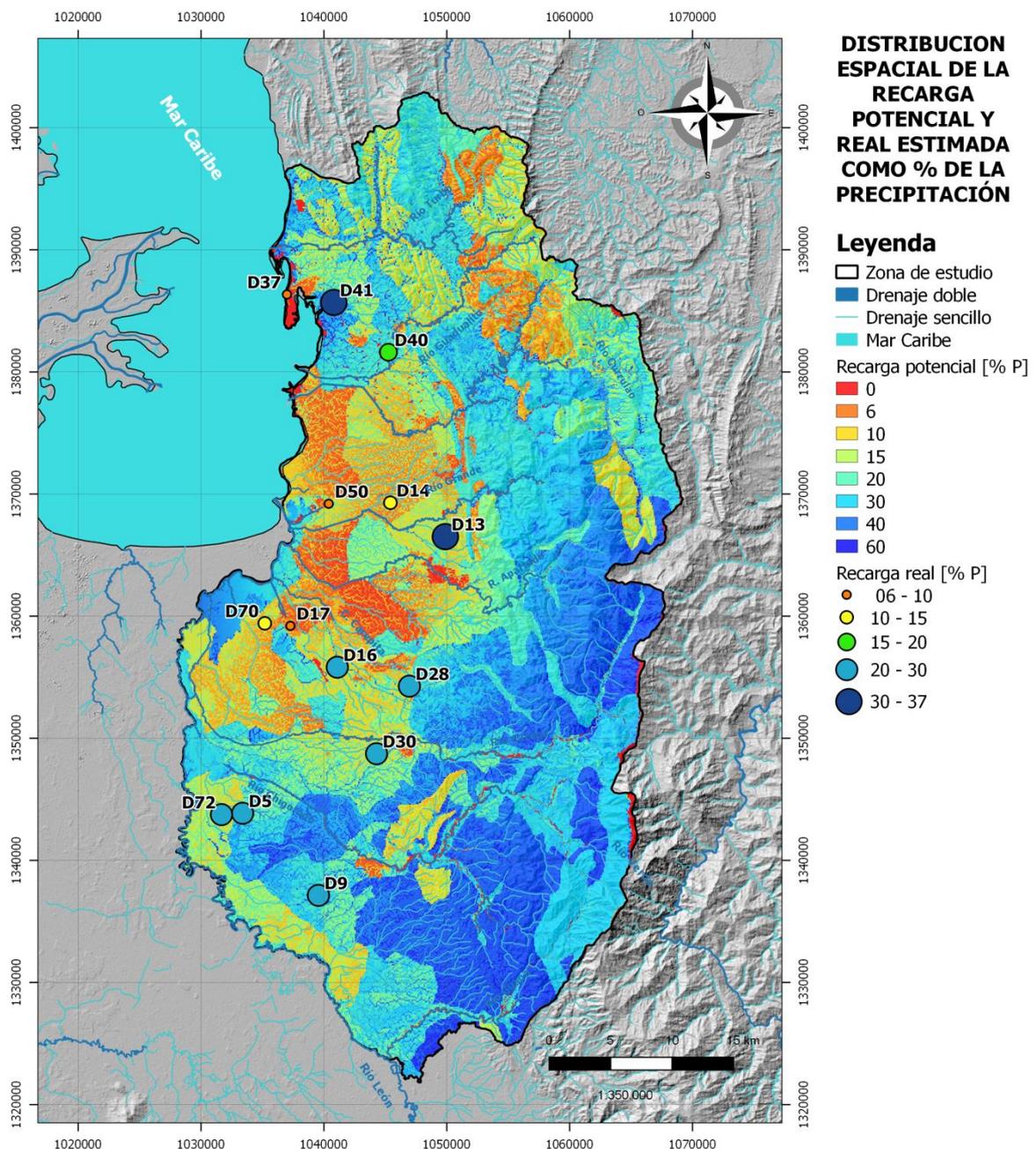


Figura 189. Distribución espacial promedio temporal de la recarga potencial directa (RPD) y de la recarga real total (RRT) expresadas como porcentaje de la precipitación.

4. DISCUSIÓN FINAL: MODELO CONCEPTUAL DE RECARGA PARA EL NIVEL SOMERO DEL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO GOLFO DE URABÁ

La metodología aplicada para la construcción del modelo conceptual de recarga para el nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, permite obtener una importante cantidad de elementos cuantitativos y cualitativos, espacio temporalmente distribuidos y puntuales, que permiten una buena aproximación al comportamiento de la recarga de aguas subterráneas, enfatizando en sus tendencias espacio temporales en la zona de estudio. Los elementos obtenidos en el desarrollo de esta investigación se listan a continuación:

- Comportamiento estacional de las principales variables hidrometeorológicas: precipitación, temperatura media, máxima, mínima, evaporación y caudales medios.
- Distribución espacial promedio multianual de las principales variables hidrometeorológicas: precipitación, temperatura media, evapotranspiración y caudales medios.
- Propiedades del sistema de superficie, zona vadosa y de la interfaz zona vadosa – zona saturada (nivel freático): tipo de coberturas, textura de los suelos, capacidad de infiltración, capacidad de campo y rendimiento específico.
- Distribución espacio – temporal de la recarga potencial directa al nivel somero del sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá, para el periodo enero 2015 – diciembre 2018, de la escala mensual a la multianual.
- Tendencias temporales de las variaciones del nivel freático en el nivel somero del sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá, en diferentes escalas temporales y correlacionadas con diferentes variables ambientales en la zona de estudio.
- Series diarias y mensuales de la recarga real total al nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, para un periodo variable entre diciembre 2016 y mayo 2018 en 14 puntos de monitoreo.
- Magnitud de la variación en el almacenamiento en el nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá para el año 2017, característico de una condición climatológica ligeramente húmeda.
- Distribución espacio – temporal de la evapotranspiración real, escorrentía superficial y humedad en el suelo para el periodo enero 2015 – diciembre 2018, de la escala mensual a la multianual.

Todo lo anterior, en el marco de una metodología específica para la caracterización hidroclimatológica, para el análisis de las series de oscilaciones del nivel freático y aplicación del método WTF y a partir de un modelo de balance de humedad en el suelo SWB parametrizado y configurado para la zona de estudio, el cual puede ser utilizado en futuras aplicaciones.

4.1. TIPO Y FUENTES DE RECARGA

A partir de los resultados obtenidos, se concluye que la principal fuente de recarga al nivel somero del sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá es la precipitación, siendo entonces la recarga directa (RD) el principal tipo de recarga que se presenta en el sistema de interés (de acuerdo con la clasificación dada por Lerner, Issar, & Simmers, (1990); esto se concluye a partir de las correlaciones fuertes que se observan en general en la mayoría de puntos de monitoreo, entre la precipitación y los ascensos del nivel freático, en la escala diaria con periodos de rezago entre 0 y 1 día; así como en la similitud en magnitudes y comportamiento estacional entre las estimaciones de recarga potencial directa (RPD) obtenida con un modelo de balance de humedad en el suelo (SWB) y las estimaciones de recarga real total (RRT) obtenida de datos hidrogeológicos a partir del método WTF.

Adicionalmente, la magnitud de la precipitación en la zona de estudio y su distribución espacial, caracteriza la zona con un clima húmedo tropical, donde existe una alta disponibilidad de lluvia que propicia se generen procesos hidrológicos superficiales, sub superficiales y subterráneos, tales como la escorrentía directa, la infiltración y la recarga de aguas subterráneas, después de satisfacer los requerimientos de la evapotranspiración potencial, que en promedio representa el 50% de la lluvia promedio en la zona de estudio.

También, según el modelo conceptual existente (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2014; CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2016), el medio geológico favorece la generación de recarga directa hacia el nivel somero del sistema hidrogeológico, dada la importante extensión de los depósitos Cuaternarios (aluviales Qal y de terraza Qt), cuyo comportamiento en superficie es hidráulica y predominantemente libre. Además, en estimaciones previas de la recarga potencial (sección 1.4.5), se obtuvieron por medio de balance de humedad en el suelo puntual, magnitudes importantes de recarga (incluso mayores que las aquí presentadas).

Aunque en términos generales la magnitud de la RPD y la RRT son similares y responden estacionalmente a la precipitación, también se observan casos puntuales como los puntos D13_Bajo_El_Oso, C11_D16_Cesar_Hurtado y C42_D37_Turbo_Playa, donde las diferencias en la magnitud de la RPD y la RRT son notables, siendo mayor la RRT, y/o mostrando posibles flujos de recarga en ausencia de lluvias. Estas discrepancias y el hecho de que la correlación ascenso de nivel – precipitación en algunos puntos no sea alta, permite plantear la hipótesis de la existencia de otras posibles fuentes de recarga o mecanismos que intervienen en las fluctuaciones del nivel freático, a continuación, se mencionan dichas hipótesis:

- En particular, en el punto C42_D37_Turbo_Playa, se encontró un comportamiento diurno del nivel freático que difiere al de los demás puntos, mostrando ascensos y descensos marcados y que posiblemente pueden asociarse a la influencia de las mareas en el nivel freático, dada la cercanía de este punto a la línea de costa del Golfo de Urabá, lo cual indicaría o una posible recarga transitoria de agua salada proveniente desde el mar o un efecto de empuje de la cuña salina (Paredes et al., 2010) en dicho nivel que genera fluctuaciones, más no recargas. Un aspecto importante a considerar en este caso, es que según los datos reportados por Campillo (2019), este punto cuenta con una conductividad eléctrica de 534 $\mu\text{S}/\text{cm}$, la cual no es considerablemente alta para pensar en la influencia del agua salada en las aguas del aljibe, existiendo incluso puntos alejados de la línea de costa con conductividades mayores; por lo cual, es probable que la influencia de la marea sea transitoria solo en las fluctuaciones del nivel freático y no necesariamente genere recarga.
- Para los puntos C2_D13_Bajo_El_Oso y C11_D16_Cesar_Hurtado, y periodos específicos de otros puntos, se presentan flujos de recarga total estimada con el método WTF en periodos de ausencia de lluvia, lo cual puede indicar la existencia de otros flujos de recarga, entre los cuales se destaca la recarga artificial inducida por retornos por riego o infiltración desde las zonas urbanas, dado que estos puntos, así como la mayoría de los puntos de monitoreo se localizan sobre la cobertura tipo cultivos herbáceos, donde predominan los cultivos de plátano y banano y algunos se localizan en cercanías a los cascos urbanos municipales. Se definen los retornos por riego como una potencial fuente de recarga artificial en la zona, dado que según CORPOURABA & Universidad de Antioquia, (2014), el riego es la actividad que más demanda agua en la zona del Eje Bananero del Urabá Antioqueño, utilizando cerca del 70% del agua del sistema acuífero, cuyo uso es más extensivo justamente en la época seca enero – marzo, siendo especialmente crítico en marzo, donde los pozos que captan aguas de los niveles profundos muestran un notorio abatimiento, lo cual también se refleja en mayores descensos en las superficies piezométricas del nivel profundo del sistema hidrogeológico en este mes en particular, mientras que en el nivel somero se identifican algunos ascensos, producto probable de la infiltración de los volúmenes excedentes de riego (agua que no alcanza o ya no requiere ser aprovechada por los cultivos).
- Dada la condición topográfica predominantemente plana en la zona de estudio, así como la presencia importante de cuerpos de agua superficial de tipo loticos y lenticos (humedales), y tal como lo describe García (2018) y (García et al. (2018), el nivel freático del nivel somero del sistema hidrogeológico puede interactuar con dichos cuerpos de agua, especialmente con los humedales; dicha interacción puede darse en doble vía, siendo el acuífero perdedor de flujo en ciertas épocas y ganador de flujo en otras, esto último propicia un proceso de recarga indirecta, sin embargo, para los fines de esta investigación, no es posible obtener su cuantificación. En la Tabla 52 se describen los puntos que se encuentran cercanos a cuerpos de agua superficial, que son la mayoría y algunos de ellos como C2_D13_Bajo_El_Oso, C33_D70_Dubis_Mercado y C34_D50_Alvaro_Perez, se encuentran a menos de 50 m de distancia del cuerpo de agua, facilitando su posible interacción.

Tabla 52. Puntos de monitoreo cercanos a cuerpos de agua superficial. Adaptado de Campillo (2019).

Código	Cuerpo de agua superficial
C42_D37_Turbo_Playa	A 20 m de la playa
C35-D40_El_Desierto	Río Guadualito a 500 m
C36-D41_Esc_Casanova	Río Arcua a 150m y un canal a 20m con una altura aproximada de 2m de alto. No se seca en época de sequía
C2-D13_Bajo_El_Oso	Caño El Oso a 50 m
C14-D14_Nicuro	Canal de 2 m de profundidad, el cual recibe aguas residuales domésticas y nunca se seca.
C34_D50_Alvaro_Perez	Río Grande a 50 m
C11_D16_Cesar_Hurtado	Caño a 50 m
C16_D17_Parador_Johnson	Sólo pequeños canales de desagüe de 30cm de profundidad
C33_D70_Dubis_Mercado	Canal a 20m.
C4_D30_El_Congo	Río Carepa 1,1 km
C42-D72_Las_Florez	Represa a 5m que presenta agua durante todo el año. La represa es alimentada por un transvase del río León.

Dado que la recarga real total (RRT) ha sido estimada considerando las oscilaciones del nivel freático del nivel somero del sistema hidrogeológico, es probable que dicha recarga contenga no solo la recarga directa (por precipitación), que como ya se ha mencionado es la principal fuente de recarga, sino también el aporte de otros posibles mecanismos de recarga, como los mencionados anteriormente: recargas por riego y recargas indirectas desde los cuerpos de agua superficial. Otro posible mecanismo que puede aumentar la magnitud de la RRT es la recarga en tránsito que no se genera localmente, pero proviene del tránsito del flujo del mismo acuífero (recargas laterales intracuifero).

4.2. MAGNITUD DE LA RECARGA

La magnitud de la recarga de aguas subterráneas al nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, muestra una alta variabilidad en el espacio y en el tiempo, así como una alta dependencia de la escala temporal de análisis (diaria, mensual, anual, multianual). Para el año específico 2017, la recarga real total (RRT) se estima en promedio igual a 553 mm/año, representando un 19% de la precipitación anual, mientras que para el mismo año, la recarga potencial directa (RPD) se estima en promedio igual a 431 mm/año, representando un 14% de la precipitación promedio, estas magnitudes representan el promedio de la extensión en superficie del acuífero multicapa del Golfo de Urabá, sin incluir sus zonas de recarga indirecta (donde no se tiene monitoreo piezométrico).

La estimación de la RPD promedio en la zona de recarga indirecta para el mismo año es de 1068 mm (a partir de los resultados del modelo SWB), representando un 30% de la precipitación promedio, lo cual, en conjunto con los análisis espacio – temporales, ratifica la importancia de las zonas de recarga indirecta para el sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá. Sin embargo, es importante aclarar que, el porcentaje de esta RPD que podría convertirse en RRT debe ser bajo, dado que ahí no aflora el sistema acuífero, presentando condiciones predominantemente de confinamiento, limitando así los flujos de recarga indirecta.

La recarga en la zona de estudio, tanto en la extensión superficial del acuífero como en las zonas de recarga indirecta, muestra una magnitud importante, con lo cual se puede concluir que el sistema acuífero muestra una alta tasa de renovación del recurso; dado que, según Custodio, (1997) y FCIHS, (2009) la recarga total de aguas subterráneas (en escala anual) es igual a los recursos anuales renovables (RAR) de un acuífero. Las magnitudes anteriormente descritas, representan solo las condiciones espacio – temporales del año 2017, caracterizado por ser ligeramente húmedo. Los análisis presentados a lo largo de este documento, permiten concluir que las magnitudes de la recarga, tanto la potencial directa (RPD) como la real total (RRT) varían según el marco espacio – temporal de análisis.

4.3. DISTRIBUCIÓN ESPACIO – TEMPORAL DE LA RECARGA

La recarga de aguas subterráneas al nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, definida por la recarga potencial directa (RPD) y la recarga real total (RRT), muestra una alta variabilidad espacio – temporal, la cual está fuertemente acoplada con la variabilidad espacio – temporal de la lluvia y con la variabilidad espacial de los parámetros de superficie y de la zona vadosa, tales como: la textura de los suelos, el espesor de la zona vadosa, la capacidad de campo, el tipo de coberturas y el rendimiento específico, en adición de otros elementos del entorno, como la cercanía al mar, a cuerpos de agua superficial y a la serranía de Abibe. La distribución espacio – temporal de la recarga ha sido descrita ampliamente con sus respectivas magnitudes en los capítulos anteriores, aquí se resumen las tendencias principales.

La RPD y la RRT muestran variabilidad temporal en todas las escalas: diaria, mensual y anual, siendo más alta en la escala diaria, lo cual ratifica el hecho de que la recarga es un proceso que se presenta principalmente a escala temporal de eventos (Healy & Cook, 2002; B. R. Scanlon et al., 2002; Wittenberg et al., 2019), dicha variabilidad responde adecuadamente a la variabilidad temporal de la lluvia, aunque no toda la lluvia genera recarga, dada la existencia de otros procesos de interacción suelo – atmosfera que tienen lugar y que pueden aprovechar el agua precipitada previamente (intercepción en el follaje, evapotranspiración, escorrentía directa). Adicionalmente, según Healy & Cook, (2002), la recarga de aguas subterráneas se puede presentar como respuesta a la precipitación con un cierto periodo de rezago, que para la zona de estudio, se ha encontrado corresponde un periodo muy corto, entre 0 y 1 día, es decir, la respuesta de la recarga a la precipitación es rápida. La tasa de recarga promedio en la extensión superficial del acuífero es de 1,5 mm/día para la RRT (promedio entre puntos) y de 1.7 mm/día para la RPD (promedio espacial) correspondiente al 18 y al 20% de la precipitación diaria respectivamente (similar a lo que ocurre en la escala anual) y puede ser cero en los periodos secos (enero – marzo) y alcanzar máximos de 17 mm/día en promedio para la RRT y la RPD.

La variabilidad en la escala mensual también es muy marcada y similar a la variabilidad de la lluvia, de forma tal, que en época seca la RPD y RRT se aproximan a cero en la mayor parte de la zona de estudio, incluso la RPD muestra que aún en abril, siendo un mes de transición predominan las zonas donde la recarga es cero, debido al estado de estrés hídrico al cual se ha sometido el sistema Suelo – Planta producto del largo periodo de ausencia de lluvia, mostrando así un rezago de la recarga potencial directa en relación a la precipitación (mientras se reabastece de humedad el sistema suelo – planta), sin embargo dicho rezago es distinto conceptualmente al que ocurre con la recarga real total (asociado al tiempo de tránsito desde superficie hasta la zona saturada). Las mayores tasas de RPD y RRT se presentan en los meses de mayores precipitaciones. Finalmente, en relación a la variabilidad interanual de la recarga, esta solo se puede evaluar a partir de la RPD, que incluye años típicamente secos, normales y húmedos, mostrando una notable respuesta de la recarga a la variabilidad interanual de la precipitación, observándose que, bajo una condición promedio (año 2018), la recarga promedio en la zona de estudio (incluyendo zonas de recarga indirecta) representa el 27% de la precipitación (RPD = 756 mm/año), mientras que bajo una condición típicamente seca (año 2015) la recarga promedio en la zona de estudio disminuye (RPD = 548 mm/año) representando el 22% de la precipitación, y bajo una condición típicamente húmeda (año 2017) la recarga promedio en la zona de estudio aumenta (RPD = 918 mm/año) representando el 30% de la precipitación.

En cuanto a la distribución espacial de la recarga, tanto la RPD como la RRT muestran que son el resultado conjunto de la variabilidad espacial de todos los factores que intervienen en el proceso de recarga, en especial de la distribución espacial de la lluvia, de las texturas de los suelos y del tipo de coberturas. La variabilidad espacial de la recarga es función del tiempo, mostrando que, en la escala mensual, durante la época seca, aún las zonas que en condiciones promedio muestran tasas importantes de recarga, pueden mostrar ausencia de recarga. La tendencia espacial de la recarga se puede observar de manera más clara a partir del promedio mensual y el total anual (2017) para el caso de la RRT (ver Figura 170 y Figura 171) y a partir de los totales anuales y el promedio multianual para el caso de la RPD (ver Figura 84 y Figura 85), en ambos casos se observa una tendencia espacial muy similar, mostrando que; las mayores tasas de recarga en general, se presentan hacia el costado sur y

sureste de la zona de estudio, hacia el piedemonte de la Serranía de Abibe, en la parte media de las cuencas de los ríos Chigorodó y Carepa y en las cuencas del río Guapa, quebrada Polines y Venado, mientras que las menores tasas de recarga en general, se presentan hacia el costado norte y oeste de la zona de estudio, en cercanías a la línea de costa del Golfo de Urabá y al cauce del río León, así como en la parte alta de las cuencas del río Turbo, Currulao y Guadualito, una importante extensión de zonas caracterizadas por recargas medias a bajas corresponde con la extensión de cultivos permanentes herbáceos, correspondientes a cultivos de plátano y banano. Es importante recalcar que, aunque esta es la condición general de variabilidad espacial de la recarga en la zona de estudio, dicha variabilidad tiene un acople con la variabilidad temporal, por tanto, como se ha presentado en la sección de resultados, la distribución espacial de la recarga puede variar en el tiempo. Otro aspecto relevante a mencionar en la distribución espacial de la recarga, es la importancia de las zonas aledañas a los drenajes, donde, debido al tránsito de la escorrentía directa, se pueden presentar mayores tasas de recarga, mientras que, directamente en los cuerpos de agua, no se espera recarga por precipitación, dado que los espejos de agua favorecen el proceso de escorrentía directa.

4.4. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y ZONAS DE RECARGA

CORPOURABA & Universidad de Antioquia, (2018) definieron y delimitaron las zonas de recarga del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, tanto para los niveles profundos como para los niveles someros, para lo cual, evaluaron diversas metodologías cualitativas de ponderación de parámetros, encontrándose que la metodología más representativa para la zona es la propuesta por la Universidad de Antioquia (Escobar, Betancur, & Palacio, 2017; Betancur et al., 2018), esta metodología está basada en la ponderación cartográfica de cinco parámetros relacionados con el proceso de recarga: condiciones topográficas, patrones estructurales de la roca, características texturales del suelo, capacidad de infiltración y presencia de manantiales (CORPOURABA & Universidad de Antioquia, 2018; Betancur et al., 2018).

Para la aplicación de dicha metodología se diferencié entre la recarga directa por precipitación y aquella recarga propiciada por sistemas de flujo regional (y probablemente por goteo) que se direcciona hacia los niveles profundos del acuífero, obteniéndose una delimitación de zonas de recarga al nivel profundo, diferenciando entre zonas de recarga directa, de importancia alta, media o baja; y una delimitación de zonas de recarga al nivel somero, donde por tratarse todas zonas de recarga directa, se distingue entre zonas de mayor y menor importancia, teniendo en cuenta los cinco parámetros del medio físico – hidrogeológico mencionados anteriormente.

En la Figura 190 se muestra la comparación gráfica espacial entre la distribución de dichas zonas de recarga (directa e indirecta) al sistema hidrogeológico Golfo de Urabá y la distribución espacial cuantitativa obtenida de la estimación de la recarga potencial directa (RPD) en condiciones promedio multianuales y la obtenida de la estimación de la recarga real total (RRT) en condiciones promedio mensuales.

Se observa una alta consistencia espacial entre los tres productos, donde se resalta lo siguiente:

- En relación a las zonas de recarga directa a los niveles someros del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, la mayoría de zonas de recarga de mayor importancia, coinciden con las zonas donde se presentan las mayores tasas de recarga, tanto potencial directa (RPD) como real total (RRT), dichas zonas corresponden a la porción sur de la extensión superficial del acuífero y a la parte media de la cuenca del río Carepa y Chigorodó, mientras que las zonas que presentan menores tasas de recarga coinciden con las zonas de recarga de menor importancia.
- En relación a las zonas de recarga al nivel profundo del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, se observa que la zona de recarga directa, asociada al afloramiento de las unidades geológicas T2B y T2C, muestran tasas promedio de recarga de magnitud importante (entre 22 y 28 % de la precipitación), mientras que; para las zonas de recarga indirecta, las de importancia baja que se presentan hacia el norte de la zona de estudio, coinciden con las tasas de recarga potencial directa baja estimada con el modelo SWB, sin embargo, hacia la zona sur, se observa cierta discrepancia, ya

que ahí predominan las zonas de importancia baja, sin embargo la distribución espacial de la recarga potencial directa muestra altas tasas de recarga, influenciado principalmente por la alta disponibilidad de lluvias en dicha zona y la presencia de coberturas boscosas.

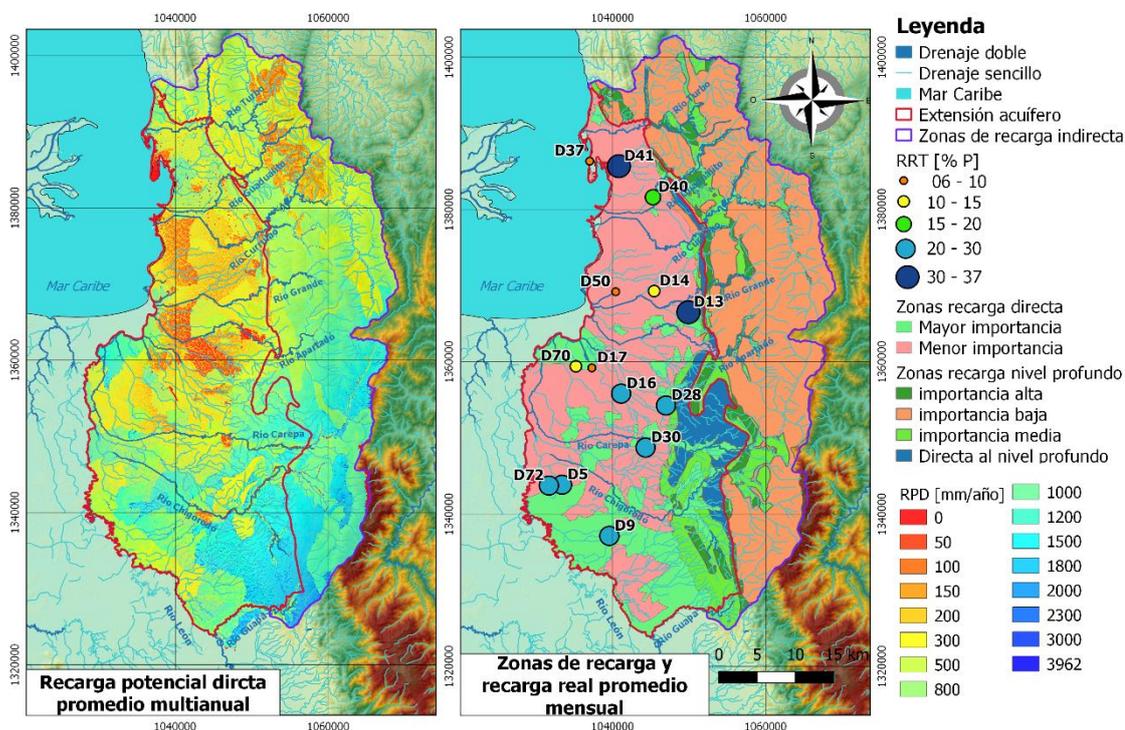


Figura 190. Comparación gráfica entre la distribución espacial de la recarga de aguas subterráneas caracterizada y las zonas de recarga definidas por CORPOURABA & Universidad de Antioquia (2018).

4.5. TENDENCIA DE FLUJO Y DESCARGA

La tendencia espacial promedio de la recarga de aguas subterráneas al nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, definido por la recarga potencial directa (RPD) y por la recarga real total (RRT) muestra un comportamiento muy consistente con las tendencias generales del flujo de agua subterránea en el nivel somero del acuífero; dicha tendencia de flujo es descrita por Campillo (2019) a partir de los niveles piezométricos en los 25 puntos de monitoreo, para los cuales construyó superficies piezométricas para dos épocas hidrológicas: transición correspondiente a diciembre de 2017 y seco correspondiente a marzo de 2018, tal como se muestra en la Figura 191, donde se observa que las tendencias de flujo en ambas épocas se mantienen iguales, donde el agua subterránea fluye en sentido principal este – oeste, con una ligera componente norte, yendo desde la serranía de Abibe (zonas de recarga indirecta) hacia el cauce del río León y el Golfo de Urabá (zonas de descarga). Precisamente, la zona de donde parte el flujo, coincide con las zonas donde se presentan las mayores tasas de recarga potencial directa y de recarga real, siendo las zonas de mayor potencial de recarga, mientras que las zonas donde el flujo descarga, se caracterizan por presentar bajas tasas de recarga potencial directa y recarga real total.

En relación a la descarga de aguas subterráneas, las oscilaciones del nivel freático permiten obtener una aproximación a su comportamiento, mostrando que en general y como se había mencionado anteriormente, el acople estacional entre la oscilaciones del nivel freático y la precipitación es fuerte, obteniéndose que, en la época seca no solo no se produce recarga, sino que el nivel freático tiende a una recesión progresiva, representado la descarga o agotamiento del acuífero, tal como se explicó en la sección 3.3.5; donde se caracterizaron las curvas de recesión de los 14 puntos de monitoreo, mostrando que las pendientes de dichas recesiones pueden ser de magnitud importante y que la respuesta del acuífero a las recesiones es variable. Las pendientes de las recesiones, muestran alta consistencia con

el comportamiento de las zonas de recarga y descarga; donde las mayores pendientes de descarga (en el tiempo) se encuentran hacia el este y en la zona centro del área de estudio, mientras que las menores pendientes se encuentran hacia la zona este, en cercanías a la línea de costa y la descarga del acuífero. Lo anterior da cuenta de un comportamiento espacial consistente y acoplado entre la recarga y la descarga en el nivel somero del sistema acuífero.

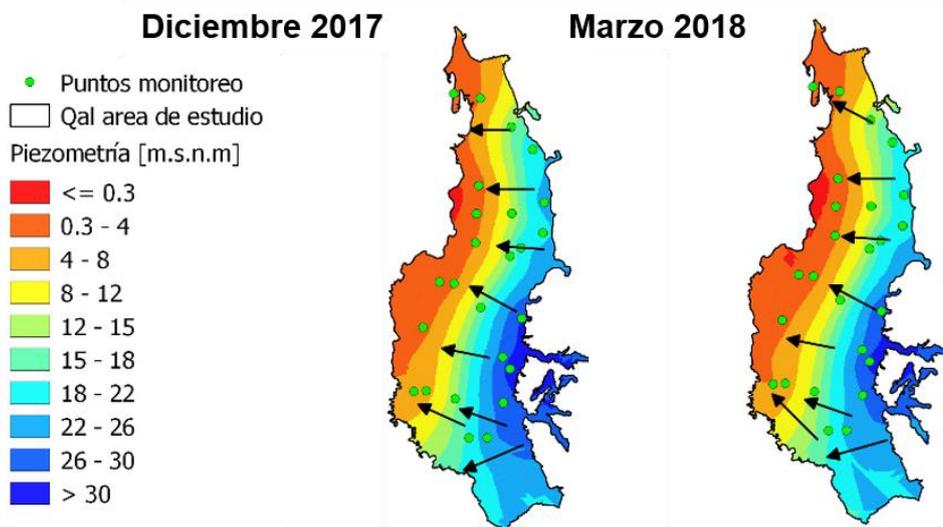


Figura 191. Tendencias generales y espaciales de flujo de agua subterránea a partir de datos piezométricos en el acuífero somero del Golfo de Urabá (modificado de Campillo (2019)).

El comportamiento de las curvas de recesión cuya longitud y pendiente son de magnitud importante, permite concluir que si bien el acuífero se recarga rápido y a tasas de magnitud importante, de manera similar se descarga, esta conclusión se ratifica a partir de los resultados de la estimación de la variación en el almacenamiento (ΔS) para el año 2017, dicho año es caracteriza como un año típico ligeramente húmedo, los valores obtenidos son de variación positiva, lo cual es lógico por tratarse de un año húmedo, sin embargo, se presentan bajos ordenes de magnitud del ΔS (entre 2.1 y 17.3 mm), lo cual indica una pequeña variación del almacenamiento en el acuífero bajo las condiciones específicas de recarga real total (RRT) del año 2017,

Con lo anterior se concluye que, el acuífero se recarga a tasas importantes y con periodos de rezago cortos, sin embargo, también se descarga de manera rápida y a tasas importantes de flujo, de forma tal, que al final del año, la variación en el almacenamiento (cambio en las reservas) es muy pequeña. La generalidad indica que los recursos anuales renovables (RAR) del acuífero son altos, sin embargo las tasas de descarga también lo son; mostrando un estado cercano al equilibrio, donde la variación en el almacenamiento es pequeño, y la magnitud de las entradas es similar a la magnitud de las salidas en la escala anual (recarga \cong descarga). Lo anterior también fortalece la hipótesis de conexión entre el nivel somero del sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá y los cuerpos de agua superficial lenticos y loticos en la zona de estudio, dado que las tasas de descarga del acuífero son de magnitud considerable.

4.6. SINTESIS DEL MODELO CONCEPTUAL DE RECARGA

Finalmente, en la Figura 192 se muestra un esquema resumen del modelo conceptual de recarga de aguas subterráneas propuesto como resultado de esta investigación, a partir de una metodología específica que parte de datos hidrometeorológicos, geomorfológicos, de suelos y coberturas y datos de niveles piezométricos, mostrando el acople en los sistemas atmosférico, de superficie, suelo – planta (zona vadosa) y geológico – hidrogeológico, resumiendo el comportamiento espacio – temporal de los principales flujos que intervienen en el proceso de recarga.

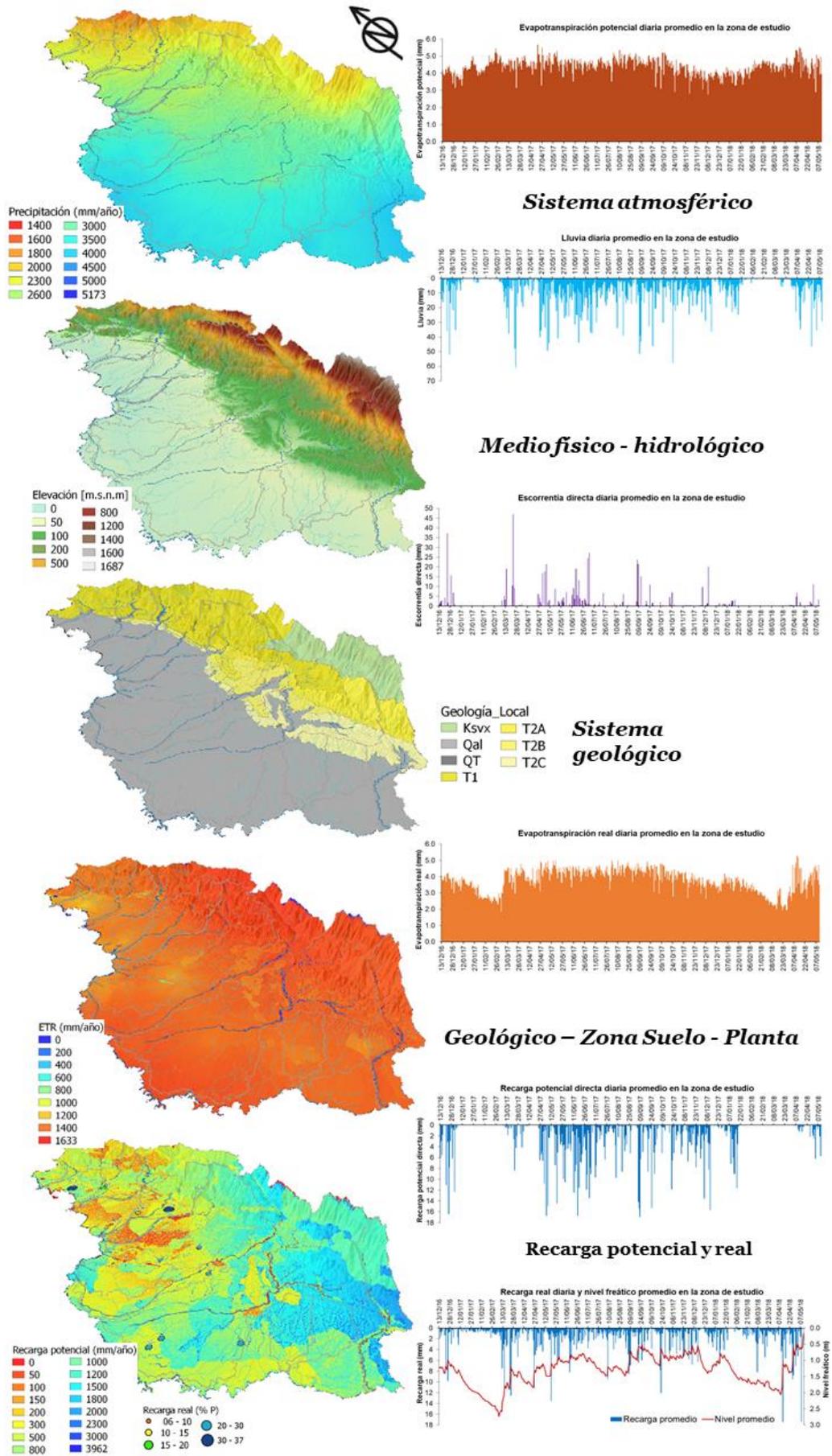


Figura 192. Esquema del modelo conceptual de recarga de aguas subterráneas en la zona de estudio.

4.7. TRABAJO FUTURO Y RECOMENDACIONES

- En relación a la caracterización hidrocimatológica, se ha definido una metodología para estimar la distribución espacial promedio multianual de las principales variables hidrometeorológicas y que pueden intervenir en el proceso de generación de la recarga: precipitación, temperatura media, evapotranspiración y caudales medios. Para lo cual se ha combinado datos primarios de las estaciones hidrometeorológicas del IDEAM y datos auxiliares de bases de datos climáticos globales de alta resolución espacial, encontrándose que dichos datos auxiliares muestran un buen desempeño respecto a los datos primarios y resultan útiles para mejorar las distribuciones espaciales de las variables de interés, se recomienda seguir explorando el uso de estos datos auxiliares (WorldClim V.2.0, Chelsa V.1.2, u otros) para estimaciones hidrológicas en otras escalas espaciales.
- Se ha configurado y parametrizado un modelo de balance de humedad en el suelo (SWB) de amplio uso, con importantes potencialidades para simular el comportamiento espacio temporal de variables del balance hídrico de gran importancia, tales como la recarga potencial por precipitación, la evapotranspiración real y la humedad en el suelo. Se recomienda seguir explorando el uso de este modelo para la evaluación de estas variables en la zona, para lo cual se debe realizar un análisis de sensibilidad e incertidumbre a los parámetros del modelo, en especial a variables como: la capacidad de campo, el número de curva, la tasa máxima de recarga y los métodos de estimación de evapotranspiración. En esta investigación se han propuesto algunos escenarios de capacidad de campo que podrían ser considerados como escenarios de partida, al tratarse de estimaciones realizadas por diferentes metodologías.
- Bajo la configuración y parametrización del modelo de balance de humedad en el suelo (SWB) actual, se han obtenido ajustes aceptables de la recarga potencial directa (RPD), esto se concluye a partir de las comparaciones con la recarga real total (RR) estimada directamente de datos hidrogeológicos en la zona, usando el método WTF. Se recomienda explorar la posibilidad de calibrar el modelo para mejorar la representación de la RPD en relación a la RRT, inicialmente se podría partir de calibrar los números de curva (CN) del módulo de estimación de la escorrentía directa, a partir las observaciones de caudal de las estaciones hidrológicas (sustrayendo previamente el caudal base), posteriormente la calibración de otros parámetros definidos por el suelo y la cobertura, como la máxima tasa de recarga (R_{max}) y la intercepción en el follaje, usando los datos de RRT para definir las funciones objetivo de la calibración.
- Se han utilizado datos de oscilaciones del nivel freático para analizar y estimar el comportamiento de la recarga de aguas subterráneas en el nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, a diferentes escalas temporales de análisis en 14 puntos de monitoreo en la extensión del acuífero, obteniéndose valiosa información de la variabilidad espacio – temporal, así como de la magnitud de la recarga real total en el acuífero, sin embargo, el periodo de análisis en la escala mensual y anual puede considerarse corto (diciembre 2016 a mayo 2018), por tanto se recomienda seguir el monitoreo de niveles en estos puntos y la instrumentación de puntos adicionales para mejorar la representatividad espacial y contar con mayor cantidad de registros, que permitan mejorar el entendimiento del comportamiento temporal de la recarga real total (RRT) y realizar estimaciones de recarga neta (ΔS) en diversos años hidrológicos.
- Las oscilaciones del nivel freático han sido analizadas y correlacionadas con otras variables ambientales en la zona, en especial con la precipitación, sin embargo, la distancia de las estaciones que miden dichas variables a los puntos de monitoreo de nivel freático son considerables, lo cual puede aportar incertidumbre en las correlaciones, se recomienda mejorar la instrumentación en la zona para medir variables como precipitación y evaporación a escala horarias y diarias, siendo deseable que se encuentren muy cercanas a los puntos de monitoreo de nivel freático.

- Se ha aplicado el método WTF para estimar la recarga real total (RRT) en la escala diaria y la recarga neta o variación en el almacenamiento (ΔS) para el año 2017 (dada la limitación en la longitud de registro), se recomienda realizar un análisis de sensibilidad e incertidumbre del método a variables como: la métrica de agregación de los niveles freáticos (valor promedio, mediana o valor mínimo) y el rendimiento específico (S_y), para el cual en esta investigación fueron definidos algunos escenarios.
- Las estimaciones de recarga real total (RRT) por el método WTF incluyen todos los procesos de recarga que se dan en el sistema acuífero, se recomienda implementar métodos que permitan diferenciar a qué tipo de recarga corresponde cada pulso identificado, partiendo de las series de oscilaciones del nivel freático, adicionalmente se recomienda emprender estudios que permitan evaluar las hipótesis planteadas de fuentes de recarga adicionales a la precipitación y su posible cuantificación.
- Finalmente, se considera que futuros trabajos deben considerar herramientas de hidroquímica e isotopía que permitan complementar y validar el modelo conceptual de recarga aquí propuesto; trabajos como los de Campillo (2019) siguen dicho enfoque, recomendándose seguir profundizando en los mismos, en especial en el análisis de dicha información a escalas espaciales y temporales más detalladas.

5. REFERENCIAS

- Abiye, T., Masindi, K., Mengistu, H., & Demlie, M. (2018). Understanding the groundwater-level fluctuations for better management of groundwater resource: A case in the Johannesburg region. *Groundwater for Sustainable Development*, 7(February), 1–7. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2018.02.004>
- Álvarez, O. (2007). *Cuantificación de la incertidumbre en la estimación de Campos Hidrológicos. Aplicación al Balance Hídrico de Largo Plazo*. Universidad Nacional de Colombia.
- Amaya, G., Restrepo-Tamayo, C., Vélez, M. V., Vélez, Jaime I., & Álvarez, O. (2009). Modeling the hydrological behavior of three catchments in the Uraba Region – Colombia. *Avances En Recursos Hidráulicos*, 19, 21–38.
- Anderson, M., Woessner, W. W., & Hunt, R. (2015). *Applied Groundwater Modeling* (Second Edi).
- ASF DAAC. (2015). PALSAR_Radiometric_Terrain_Corrected_high_res; Includes Material © JAXA/METI 2007. <https://doi.org/10.5067/Z97HFCNKR6VA>
- ASTM. (2007). *Standard Test Method for Particle-Size Analysis of Soils* (Vol. 63). <https://doi.org/10.1520/DO422-63R07.2>
- Barco, O., & Cuartas, A. (1998). *Estimación de la Evaporación en Colombia*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.
- Batelaan, O., & De Smedt, F. (2007). GIS-based recharge estimation by coupling surface–subsurface water balances. *Journal of Hydrology*, 337(3–4), 337–355. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.001>
- Berga, ana m. (1993). *Relaciones Clima-Agua-Suelo-Subsuelo En Monegros II*. Universidad de Lerida.
- Betancur, T. (1996). *Modelamiento de acuíferos utilizando sistemas de información geográficos para la zona de Urabá*. Universidad Nacional de Colombia.
- Betancur, T., Duque, C., Martínez, C., García, D., Villegas, P., & Paredes, V. (2018). APLICACIÓN DE UNA METODOLOGÍA PARA LA DELIMITACIÓN DE ZONAS POTENCIALES DE RECARGA.

- CASO DE ESTUDIO: EJE BANANERO DEL URABÁ ANTIOQUEÑO-COLOMBIA. In Universidad Nacional de Salta (Ed.), *El Agua Subterránea: Recurso sin Fronteras: Hidrogeología Regional. Volumen I.* (pp. 183–189). Salta.
- Bogena, H., Kunkel, R., Montzka, C., & Wendland, F. (2005). Uncertainties in the simulation of groundwater recharge at different scales. *Advances in Geosciences*, 5, 25–30. Retrieved from <https://doaj.org/article/042f3e6d2d19461f8e0fe0dc3bc438a1>
- Bonan, G. (2015). *Ecological Climatology: Concepts and Applications* (3rd ed.). <https://doi.org/DOI:10.1017/CBO9781107339200>
- Budyko, M. I. (1974). *Climate and Life* (D. Miller, Ed.). New York: Academic Press.
- Cai, Z., & Offerdinger, U. (2016). Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland. *Journal of Hydrology*, 535, 71–84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.066>
- Campillo, A. (2019). *Análisis para la modelación conceptual y la caracterización del nivel superior de un sistema acuífero complejo mediante herramientas hidrodinámicas y geoquímicas.* UNIVERSIDAD DE ANTIOQUIA.
- Ceballos, A., & Góez, C. (2003). *Detección de valores anormalmente extremos “outliers” en series hidrológicas.* Universidad Nacional de Colombia.
- Céspedes, G. (2017). *Analysis of the Recharge Processes and Surface- Groundwater Flow Interactions in the Bolo Catchment of the Cauca River , Colombia.* Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa.
- Chenini, I., & Ben Mammou, A. (2010). Groundwater recharge study in arid region: An approach using GIS techniques and numerical modeling. *Computers & Geosciences*, 36(6), 801–817. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.06.014>
- CORPOURABA. (2017a). *Formulación POMCA Río León. Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca Hidrográfica. Fase Diagnóstico. Tomo I.* Medellín: Corporación para el Desarrollo Sostenible del Urabá.
- CORPOURABA. (2017b). *Formulación POMCA Río Turbo y Currulao. Plan de Ordenación y Manejo de la Cuenca Hidrográfica. Fase Diagnóstico. Tomo I.* Medellín: Corporación para el Desarrollo Sostenible del Urabá.
- CORPOURABA & Universidad de Antioquia. (2014). *Actualización del Modelo Hidrogeológico Conceptual del sistema acuífero del Urabá Antioqueño.* Medellín.
- CORPOURABA & Universidad de Antioquia. (2016). *PLAN DE MANEJO AMBIENTAL DE ACUÍFERO SISTEMA HIDROGEOLÓGICO GOLFO DE URABÁ.* Medellín.
- CORPOURABA & Universidad de Antioquia. (2018). *DELIMITACIÓN DE LAS ZONAS DE RECARGA DEL SISTEMA ACUÍFERO Y FORTALECIMIENTO DE LA MESA DE TRABAJO - MACURA.* Medellín: Corporación para el Desarrollo Sostenible del Urabá.
- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., & Ginn, T. R. (1984). A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. *Water Resources Research*, 20(6), 682–690. <https://doi.org/10.1029/WR020i006p0682>
- Cronshey, R., McCuen, R., Miller, N., Rawls, W., Robbins, S., & Woodward, D. (1986). *Urban Hydrology for Small Watersheds - TR-55* (Second; E. D. U.S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, Ed.). Washington.
- Crosbie, R. S., Binning, P., & Kalma, J. D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*, 41(1), 1–9. <https://doi.org/10.1029/2004WR003077>
- Custodio, E. (1997). Explotación Racional de las Aguas Subterráneas. *Acta Geológica Hispánica*, 30, 21–48.

- Custodio, E., & Llamas, R. (1983). *Hidrología Subterránea - Tomo I* (Ediciones). Barcelona.
- DANE. (2007). *COLOMBIA. PROYECCIONES DE POBLACIÓN MUNICIPALES POR ÁREA 2005 - 2020*. Bogotá D.C.: Departamento Administrativo Nacional de Estadística.
- Davudirad, A., Sadeghi, S., & Sadoddin, A. (2016). The impact of development plans on hydrological changes in the Shazand Watershed, Iran. *Land Degradation & Development*, 27, 1236–1244.
- De Berg, M., Cheong, O., Van Kreveld, M., & Overmars, M. (2008). Computational geometry: Algorithms and applications. In *Computational Geometry: Algorithms and Applications*. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-77974-2>
- Doble, R. C., & Crosbie, R. S. (2017). Review: Current and emerging methods for catchment-scale modelling of recharge and evapotranspiration from shallow groundwater. *Hydrogeology Journal*, 25(1), 3–23. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1470-3>
- Donato, G., & Belongie, S. (2002). Approximate Thin Plate Spline Mappings. In Springer-Verlag (Ed.), *Computer Vision - ECCV 2002* (Vol. 2352, pp. 21–31). <https://doi.org/10.1007/3-540-47969-4>
- Dripps, W. R. (2003). *The spatial and temporal variability of groundwater recharge within the Trout Lake basin of northern Wisconsin*. University of Wisconsin.
- Dripps, W. R., & Bradbury, K. R. (2007). A simple daily soil-water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. *Hydrogeology Journal*, 15(3), 433–444. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0160-6>
- Duque, C. (2017). *Modelación multi-escala del flujo de aguas subterráneas en medios hidrogeológicos complejos. Sistema acuífero del eje bananero del Urabá antioqueño*. Universidad de Antioquia.
- Ehlers, L., Herrmann, F., Blaschek, M., Duttmann, R., & Wendland, F. (2016). Sensitivity of mGROWA-simulated groundwater recharge to changes in soil and land use parameters in a Mediterranean environment and conclusions in view of ensemble-based climate impact simulations. *Science of The Total Environment*, 543, 937–951. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.04.122>
- Eijkelkamp. (2019). *Ground water monitoring and communication solutions Diver® /e-SENSE*. Giesbeek.
- Engott, J. A., Johnson, A. G., Bassiouni, M., Izuka, S. K., & Rotzoll, K. (2017). Spatially distributed groundwater recharge for 2010 land cover estimated using a water-budget model for the Island of O'ahu, Hawai'i. In *Scientific Investigations Report* (Version 1.). <https://doi.org/10.3133/sir20155010>
- Enku, T., Melesse, A. M., Ayana, E. K., Tilahun, S. A., Abate, M., & Steenhuis, T. S. (2017). Groundwater Evaporation and Recharge for a Floodplain in a Sub-humid Monsoon Climate in Ethiopia. *Land Degradation & Development*, 28(6), 1831–1841. <https://doi.org/10.1002/ldr.2650>
- Escobar, J., Betancur, T., & Palacio, P. (2017). *Análisis jerárquico ponderado aplicado a la identificación de recarga y flujos regionales en acuíferos*. 13(24), 37–48.
- FCIHS. (2009). Balance Hídrico. Recursos y Reservas. In Comisión Docente Curso Internacional de Hidrología Subterránea (Ed.), *Hidrogeología* (Primera Ed, pp. 170–179). Barcelona.
- Fick, S. E., & Hijmans, R. J. (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>
- Flint, A. L., Flint, L. E., Fabryka-martin, E. M. K. J. T., & Bodvarsson, G. S. (2002). Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeology Journal*, 10, 180–204. <https://doi.org/10.1007/s10040-01-0169-1>
- García, D. (2018). *Modelo conceptual de funcionamiento hidrológico del sistema acuífero-humedal*.

Universidad de Antioquia.

- García, D., Betancur, T., & Villegas, J. C. (2018). EXPANDIENDO EL CONCEPTO DE ECOSISTEMA EN SISTEMAS ACUÍFERO-HUMEDAL: MODELO DE FUNCIONAMIENTO HIDROLÓGICO. In Universidad Nacional de Salta (Ed.), *El Agua Subterránea: Recurso sin Fronteras: Humedales vinculados al Agua Subterránea* (pp. 221–226). Salta.
- Glok Galli, M., Quiroz Londoño, O., & Martínez, D. (2018). EVALUACIÓN COMPARATIVA DE MÉTODOS DE CÁLCULO DE RECARGA EN LA CUENCA SUPERIOR DEL ARROYO TAPALQUÉ, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA. In E. de la U. N. de Salta (Ed.), *El Agua Subterránea: Recursos sin Fronteras: Hidrogeología Regional Volumen I* (Primera, pp. 223–229). Salta.
- Gómez-Isidro, S., & Gómez, V. (2016). Baseflow analysis using master recession curves and numerical algorithms in mountain basins: Suratá's river and Oro's river (Santander, Colombia). *Dyna*, 83(196), 213–222. <https://doi.org/10.15446/dyna.v83n196.53222>
- Gómez, A., Betancur, T., & Mejía, R. (2010). *Propuesta metodológica para la generación de un modelo hidrológico conceptual: aplicación a la cuenca del río Man (Bajo Cauca antioqueño)*. Universidad de Antioquia.
- Guevara Díaz, J. M. (2014). Uso correcto de la correlación cruzada en climatología: el caso de la presión atmosférica entre taití y darwin. *Terra Nueva Etapa*, 47(XXX), 79–102. Retrieved from <http://www.redalyc.org/pdf/721/72132516006.pdf>
- Hargreaves, G., & Samani, Z. (1985). Estimating potential evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 108, 225–230.
- Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91–109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Homero, J., Manzano, M., Ortega, L., & Custodio, E. (2016). Integrating soil water and tracer balances, numerical modelling and GIS tools to estimate regional groundwater recharge: Application to the Alcadozo Aquifer System (SE Spain). *Science of The Total Environment*, 568, 415–432. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2016.06.011>
- IDEAM, IGAC, IAvH, Invemar, Sinchi, I. (2007). *Ecosistemas Continentales, Costeros y Marinos de Colombia*. Bogotá D.C.
- IDEAM. (2010). *Leyenda Nacional de Coberturas de la Tierra. Metodología adaptada para Colombia Escala 1:100.000*. Bogotá D.C.: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales.
- IDEAM. (2017). *Guía Metodológica para la Identificación y Delimitación de Zonas de Recarga de Sistemas Acuíferos (preliminar)*. Bogotá D.C.: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia.
- IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA. (2007a). *Estudio General de Suelos y Zonificación de Tierras del Departamento de Antioquia*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA. (2007b). *Estudio SemiDetallado de Suelos para de las Áreas Potencialmente Agrícolas - Urabá Departamento de Antioquia*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- INGEOMINAS. (1995). *Evaluación del Agua Subterránea en la región de Urabá, departamento de Antioquia*. Bogotá D.C.
- INVIAS. (2007). *Análisis granulométrico por medio del hidrómetro (I.N.V.E -124 - 2007)*.
- Izady, A., Abdalla, O. A. E., Joodavi, A., Karimi, A., Chen, M., & Tompson, A. (2017). Groundwater recharge estimation in arid hardrock-alluvium aquifers using combined water-table fluctuation and groundwater balance approaches. *Hydrological Processes*, 31(19), 3437–3451. <https://doi.org/10.1002/hyp.11270>

- Jabloun, M., & Sahli, A. (2012). *WEAP-MABIA Tutorial*.
- Jaramillo Macías, M. E. (2016). *Identificación De Determinantes Ambientales En Aspectos Hidrogeológicos Del Desarrollo De La Minería En Colombia Sobre Macizos Rocosos*. Universidad de Antioquia.
- Johnson, A. G., Engott, J. A., Bassiouni, M., & Rotzoll, K. (2018). Spatially distributed groundwater recharge estimated using a water-budget model for the Island of Maui, Hawai`i, 1978–2007. In *Scientific Investigations Report (Version 1.)*. <https://doi.org/10.3133/sir20145168>
- Johnson, A. I. (1967). *Specific Yield - Compilation of Specific Yields for various Materials (Third)*. Washington.
- Karger, D. N., Conrad, O., Böhrner, J., Kawohl, T., Kreft, H., Soria-Auza, R. W., ... Kessler, M. (2017). Climatologies at high resolution for the earth's land surface areas. *Scientific Data*, 4, 1–20. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.122>
- Ken Bradbury, Fienen, M. N., Kniffin, M., Jacob Krause, Westenbroek, S. M., Leaf, A. T., & Barlow, P. M. (2017). Groundwater flow model for the Little Plover River basin in Wisconsin's Central Sands. In *Bulletin*. Retrieved from <http://pubs.er.usgs.gov/publication/70186797>
- King, A. C., Raiber, M., Cox, M. E., & Cendón, D. I. (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>
- Knowling, Matthew J. Werner, A. D. (2016). Estimability of recharge through groundwater model calibration: Insights from a field-scale steady-state example. *Journal of Hydrology*, 540, 973–987. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2016.07.003>
- Lee, C.-H., Chen, W.-P., & Lee, R.-H. (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>
- Lerner, D. N., Issar, A. S., & Simmers, I. (1990). Groundwater recharge. A guide to understanding the natural recharge. *Van Acken GmbH*, 245.
- Londoño, J. (2016). *MODELACIÓN NUMÉRICA EXPLORATORIA DE LA INTERACCIÓN ACUÍFERO – RÍO A ESCALA LOCAL EN EL EJE BANANERO DEL URABÁ ANTIOQUEÑO*. Universidad de Antioquia.
- Loyola, N., Schulz, C., & Gandi, C. (2018). ESTIMACIÓN DE LA RECARGA EN EL ACUÍFERO PAMPEANO EN EL ÁREA DE INGENIERO LUIGGI, LA PAMPA. In Editorial de la Universidad Nacional de Salta (Ed.), *El Agua Subterránea: Recursos sin Fronteras: Hidrogeología Regional Volumen II (Primera, pp. 125–132)*. Salta.
- MADS. (2014a). *Guía Metodológica para la Formulación de Planes de Manejo Ambiental de Acuíferos*. Bogotá D.C.
- MADS. (2014b). *Programa Nacional de Aguas Subterráneas - PNASUB*. Bogotá D.C.
- Mair, A., Hagedorn, B., Tillery, S., El-Kadi, A. I., Westenbroek, S., Ha, K., & Koh, G.-W. (2013). Temporal and spatial variability of groundwater recharge on Jeju Island, Korea. *Journal of Hydrology*, 501, 213–226. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.08.015>
- Millares-Valenzuela, A. (2008). *Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en ríos de montaña*. Universidad de Granada.
- Millares, A., Polo, M. J., Losada, M. A., Aguilar, C., & Herrero, J. (2009). Caracterización Del Caudal Base En Zonas De Alta Montaña a Partir De Un Análisis Estacional De Recesiones. *Estudios En La Zona No Saturada Del Suelo*, 18(1989), 1–8. Retrieved from www.ugr.es/local/mivalag
- Ministerio de Producción y Trabajo de Argentina. (n.d.). Medición de la Infiltración en el Suelo Mediante Infiltrómetros Doble Anillo. Retrieved February 1, 2018, from

http://www.prosap.gov.ar/Docs/INSTRUCTIVO_R014_infiltrometro_doble_anillo.pdf

- Mockus, V. (1965). SECTION 4 HYDROLOGY. In SCS (Ed.), *NATIONAL ENGINEERING HANDBOOK*.
- Moreles, M. Á., & Mejía, F. (2010). Interpolación con Funciones de Base Radial y el Método del Sistema Diferencial para identificación de parámetros en acuíferos. *Revista Internacional de Metodos Numericos Para Calculo y Diseno En Ingenieria*, 26(3), 241–247.
- Navarro-Racines, C. (2014). *Generación de superficies de alta resolución aplicando el método Delta* (pp. 1–11). pp. 1–11. Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT). CGIAR research program on Climate Change, Agriculture and Food Security (CCAFS).
- Neitsch, S., Arnold, J., & Kiniry, J. (2005). *Herramienta de Evaluación de Suelo y Agua Documentación Teórica* (p. 415). p. 415. Retrieved from <http://swatmodel.tamu.edu/media/46964/swat2005-theo-doc-spanish.pdf>
- Nerini, D., Zulkafli, Z., Li-Pen, W., Christian, O., Buytaert, W., Lavado-Casimiro, W., & Guyot, J.-L. (2015). A Comparative Analysis of TRMM – Rain Gauge Data Merging Techniques at the Daily Time Scale for Distributed Rainfall – Runoff Modeling Applications. *Journal of Hydrometeorology*, 16, 2153–2168. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0197.1>
- Niraula, R., Meixner, T., Ajami, H., Rodell, M., Gochis, D., & Castro, C. L. (2017). Comparing potential recharge estimates from three Land Surface Models across the western US. *Journal of Hydrology*, 545, 410–423. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.028>
- NRCS-USDA. (2018a). Soil Texture Calculator. Retrieved from https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/partnership/ncss/?cid=nrcs142p2_054167
- NRCS-USDA. (2018b). Soil Texture Calculator.
- Nychka, D., Furrer, R., Paige, J., & Sain, S. (2015). *fields: Tools for spatial data*, v. 8.4-1. <https://doi.org/10.5065/D6W957CT>
- O’Callaghan, J. F., & Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 28(3), 323–344. [https://doi.org/10.1016/S0734-189X\(84\)80011-0](https://doi.org/10.1016/S0734-189X(84)80011-0)
- Ossa Valencia, J., & Betancur Vargas, T. (2018). Hydrogeochemical characterization and identification of a system of regional flow . Case study : the aquifer on the Gulf of Urabá. *Revista Facultad de Ingeniería*, (86), 9–18. <https://doi.org/10.17533/udea.redin.n86a02>
- Paredes Zúñiga, V., Vargas Azofeifa, I., Vargas Quintero, M. C., & Arellano Hartig, F. (2010). Hidrogeoquímica en el Acuífero Costero del Eje Bananero de Urabá. *Revista Ingeniería Universidad de Medellín*, 9(17), 51–61.
- Park, E., & Parker, J. C. (2008). A simple model for water table fluctuations in response to precipitation. *Journal of Hydrology*, 356(3), 344–349. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.022>
- Park, N., Kyriakidis, P. C., & Hong, S. (2017). Geostatistical Integration of Coarse Resolution Satellite Precipitation Products and Rain Gauge Data to Map Precipitation at Fine Spatial Resolutions. *Remote Sensing*, 9(255), 1–19. <https://doi.org/10.3390/rs9030255>
- PATIL, N. G., & SINGH, S. K. (2016). Pedotransfer Functions for Estimating Soil Hydraulic Properties: A Review. *Pedosphere*, 26(4), 417–430. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(15\)60054-6](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(15)60054-6)
- Poveda, G. (2004). La Hidroclimatología de Colombia: Una Síntesis desde la Escala Interdecadal hasta la Escala Diurna. *Boletín Ciencias de La Tierra*, 28, 202–222.
- Poveda, G., & Penland, C. (1994). Predicción de caudales medios en Colombia usando modelación lineal inversa. . *Memorias XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología*. Santiago de Chile: IAHS.

- Poveda, G., Vélez, J., Mesa, O., Hoyos, C., Salazar, L., Mejía, J., ... Correa, P. (2002). Influencia de fenómenos macroclimáticos sobre el ciclo anual de la hidrología colombiana: cuantificación lineal, no lineal y percentiles probabilísticos. *Meteorología Colombiana*, (December 2015), 12. Retrieved from <http://www.researchgate.net/publication/233969454>
- Poveda Germán, Mesa Oscar, Vélez Jaime, Mantilla Ricardo, Ramírez Jorge Mario, Hernández Olver, Borja Andrés, U. J. (2006). HidroSIG: An Interactive Digital Atlas of Colombia's Hydro-climatology. *Journal of Hydroinformatics*, 9, 145–156.
- R Core Team. (2017). *R: A language and environment for statistical computing*. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing.
- Ruiz, L., Varma, M. R. R., Kumar, M. S. M., Sekhar, M., Maréchal, J.-C., Descloitres, M., ... Braun, J.-J. (2010). Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India): Regolith matrix storage buffers the groundwater recharge process. *Journal of Hydrology*, 380(3–4), 460–472. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.020>
- Sahuquillo Herrátz, A. (2009). La Importancia de Las Aguas Subterráneas. *Revista Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 103, 97–114.
- Samper, J., Llorenç, H., Arés, J., & García, M. (1999). Manual del usuario del programa Visual Balan. Código interactivo para la realización de Balances Hidrológicos y la estimación de de la recarga. *Publicación Técnica de ENRESA*, 5(99), 205. Retrieved from <https://scholar.google.es/scholar?hl=es&q=Samper+J%25252C+Huguet+L%25252C+Ares+J+and+Garc%25252C%2525ADa+M+A+%2525281999%252529+Manual+del+usuario+del+programa+Visual+Balan+v.+1.0%25253A+C%25252C%2525B3digo+interactivo+para+la+realizaci%25252C%2525B3n+de+>
- Sanford, W. (2002). Recharge and groundwater models: An overview. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 110–120. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0173-5>
- Santos, R., Koide, S., Santos, R. M. dos, & Koide, S. (2016). Avaliação da Recarga de Águas Subterráneas em Ambiente de Cerrado com Base em Modelagem Numérica do Fluxo em Meio Poroso Saturado / Groundwater Recharge Evaluation in Brazilian Cerrado Biome Site by Saturated Zone Flow Numerical Modeling. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 21(2), 451–465. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v21n2.p451-465>
- Saxton, K. E., & Rawls, W. J. (2006). Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 70(5), 1569. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0117>
- Scanlon, B., Healy, R., & Cook, P. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(2), 347–347. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0200-1>
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate technique for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 18–39. <https://doi.org/10.1007/s10040-0010176-2>
- Schosinsky N., G. (2006). Cálculo de la recarga potencial de acuíferos mediante un balance hídrico de suelos. *Revista Geológica de América Central*, (34–35), 13–30. <https://doi.org/10.15517/rgac.voi34-35.4223>
- Shiklomanov, I. A. (1997). *Comprehensive Assessment of the Freshwater Resources of the World, Water Futures: Assessment of Water Resources and Water Availability in the World*.
- Shuttleworth, J. W. (2012). *Terrestrial hydrometeorology*.
- Sumner, M. E. (2000). *Handbook of soil science*. Boca Raton, Fla: CRC Press.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, 38(1), 55–94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- Thornthwaite, C. W. (1955). The water balance. *Publications in Climatology*, 8(1), 1–104.

- Thornthwaite, C. W., & Mather, J. R. (1957). Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and Water Balance. *Publications in Climatology*, 10, 185–311.
- Toure, A., Diekkrüger, B., Mariko, A., & Salim Cissé, A. (2017). Assessment of Groundwater Resources in the Context of Climate Change and Population Growth: Case of the Klela Basin in Southern Mali. *Climate*, 5, 1–15.
- Troian, G. C., Reginato, P. A. R., Senhorinho, E. M., Marcuzzo, F. F. N., Kirchheim, R. E., & Kuhn, I. A. (2017). *Estimativa De Recarga Pelo Método Water Table Fluctuation (Wtf) Na Porção Norte Do Aquífero Costeiro Do Estado Do Rio Grande Do Sul Estimation of Recharge By the Water Table Fluctuation (Wtf) Method in the Northern Portion of Aquifer Coastal of the State*. (December), 1–8. Retrieved from <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18494>
- Turc, L. (1961). Water requirements assessment of irrigation, potential evapotranspiration: Simplified and updated climatic formula. *Annales Agronomiques*, 12, 13–49.
- Turkeltaub, T., Kurtzman, D., Bel, G., & Dahan, O. (2015). Examination of groundwater recharge with a calibrated/validated flow model of the deep vadose zone. *Journal of Hydrology*, 522, 618–627. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.026>
- UNAL & UPME. (2000). *ATLAS HIDROLÓGICO DE COLOMBIA*. Medellín.
- UNESCO & ROSTLAC. (1982). *Guía metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur*. Montevideo, Uruguay.
- Universidad de Antioquia, & CORPOURABA. (2014). *Convenio Interadministrativo de Cooperación 136 de 2013 Universidad de Antioquia-Corporación para el Desarrollo Sostenible del Urabá*. Medellín.
- Universidad Nacional de Colombia. (2011). *Manual de Usuario HidroSIG 4.0*. Medellín.
- USDA. (1999). Guía para la Evaluación de la Calidad y Salud del Suelo. In *USDA, Departamento de Agricultura de los Estados Unidos*.
- USGS. (2017). Water-Table Fluctuation (WTF) Method. Retrieved September 20, 2018, from Groundwater Resources Program website: <https://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/wtf/>
- Vallejos, A., Sola, F., & Pulido-Bosch, A. (2014). Processes Influencing Groundwater Level and the Freshwater-Saltwater Interface in a Coastal Aquifer. *Water Resources Management*, 29(3), 679–697. <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0621-3>
- Varni, M. R. (2013). Aplicación de varias metodologías para estimar la recarga al acuífero pampeano, Argentina. *Tecnología y Ciencias Del Agua*, 4(3), 67–85. Retrieved from http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-24222013000300004&lang=pt
- Vélez, M. V. (1999). *Hidráulica de aguas subterráneas* (Segunda Ed; U. N. de C.-S. Medellín, Ed.). Medellín.
- Vélez, M. V., Botero, V., & Salazar, J. F. (2005). Estimación de la recarga en una región colombiana mediante un modelo interactivo. *Ingeniería Hidráulica*, 20.
- Vrije Universiteit Brussel. (2009). WetSpa. Retrieved from Dpt of Hydrology and Hydraulic Engineering website: <http://www.vub.ac.be/WetSpa/>
- Wendland, E., Gomes, L., & Troeger, U. (2015). Recharge contribution to the Guarani Aquifer System estimated from the water balance method in a representative watershed. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 87, 595–609.
- Westenbroek, M. S., Kelson, V. a., Dripps, W. R., Hunt, R. J., & Bradbury, K. R. (2010). SWB — A Modified Thornthwaite-Mather Soil-Water- Balance Code for Estimating Groundwater Recharge. *U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A31*, 60. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

- Westenbroek, S. M., Engott, J. A., Kelson, V. A., & Hunt, R. J. (2018). SWB Version 2.0 — A Soil-Water-Balance Code for Estimating Net Infiltration and Other Water-Budget Components. *U.S. Geological Survey Techniques and Methods, Book 6, Chap. A59, 118p.*
- Wittenberg, H., Aksoy, H., & Miegel, K. (2019). Fast response of groundwater to heavy rainfall. *Journal of Hydrology, 571*(October 2018), 837–842.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.037>
- WMO & UNESCO. (2012). *INTERNATIONAL GLOSSARY OF HYDROLOGY*. Geneva 2, Switzerland.
- Woodward, D. E., Hawkins, R. H., Jiang, R., Hjelmfelt, A. T., Van Mullem, J. A., & Quan, Q. . (2003). Runoff curve number method: examination of the initial abstraction ratio. In American Society of Civil Engineers (Ed.), *World Water and Environmental Resources Congress 2003* (pp. 1–16). Philadelphia.
- Xie, Y., Cook, P. G., Simmons, C. T., Partington, D., Crosbie, R., & Batelaan, O. (2017). Uncertainty of groundwater recharge estimated from a water and energy balance model. *Journal of Hydrology*.
<https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2017.08.010>
- Yenehun, A., Walraevens, K., & Batelaan, O. (2017). Spatial and temporal variability of groundwater recharge in Geba basin, Northern Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences, 134*, 198–212.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.006>
- Yu, X., Ghasemizadeh, R., Padilla, I. Y., Kaeli, D., & Alshawabkeh, A. (2016). Patterns of temporal scaling of groundwater level fluctuation. *Journal of Hydrology, 536*, 485–495.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.018>
- Zimmermann, E. D., & Basile, P. A. (2011). Estimación de parámetros hidráulicos en suelos limosos mediante diferentes funciones de pedotransferencia. *Tecnología y Ciencias Del Agua, 2*(1), 99–116.