

2021

Metodología para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas

Maestría en Ingeniería Civil

Juan David Rodríguez Acevedo

Maestría en Ingeniería Civil

Metodología para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas

Juan David Rodríguez Acevedo

Bogotá, D.C., noviembre del 2021



Metodología para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas

Juan David Rodríguez Acevedo

**Tesis para optar al título de Magíster en Ingeniería Civil con
énfasis en Recursos Hidráulicos y Medio Ambiente**

Héctor Alfonso Rodríguez Díaz
Director

Bogotá, D.C., noviembre del 2021



*“Remember this,
A farmer who plants only a few seeds will get a small crop. But the one who plants
generously will get a generous crop. You must each decide in your heart how much
to give. And do not give reluctantly or in response to pressure. “For God loves a
person who gives cheerfully.” And God will generously provide all you need. Then
you will always have everything you need, and plenty left over to share with others.”
Paul to the Corinthians. Indeed, for all of us.*

*“In many cases, water stress is more about politics, economics, behavior and
governance than absolute water scarcity. Better planning is needed, to allocate water
where societal need is greatest, and to allow trade-offs between alternative uses.”*

Ian Andrew Golding

*“The earth, the air, the land, and the water are not an inheritance from our
forefathers but on loan from our children. So, we have to handover to them at least as
it was handed over to us.”*

Gandhi

La tesis de maestría titulada “Metodología para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas”, presentada por Juan David Rodríguez Acevedo, cumple con los requisitos establecidos para optar al título de Magíster en Ingeniería Civil con énfasis en Recursos Hidráulicos y Medio Ambiente.

Nota de aceptación

Dedicatoria

*A quienes han sido afectados o están enfrentado las consecuencias
de la inestabilidad o escasez del agua limpia y potable, en
aquellas poblaciones con alta desigualdad y pobreza, por falta de
protección y gestión del recurso vital.*

*A mi amada esposa, mi compañera ideal, especial y perfecta, que
ha confiado en mí y en nuestro propósito como familia. A mis hijos
Jacobo y Anna, mi orgullo y motivación.*

*A mi Dios, quien es poderoso para hacer todo más abundante de
lo que pedimos o entendemos y quien transforma todo para bien
de quienes le aman.*

Agradecimientos

A la Escuela Colombiana de Ingeniería, mi segundo hogar desde hace más de trece años, donde he podido crecer profesionalmente, desarrollando y perfeccionando mis habilidades y talentos como ingeniero.

Al ingeniero Héctor Alfonso Rodríguez por su guía y sus oportunas reflexiones y exhortaciones durante el desarrollo de este trabajo, mis estudios y labores. Así como al doctor Germán Ricardo Santos y a los ingenieros Germán Eduardo Acero, William Ricardo Aguilar y Andrés Humberto Otálora por sus consejos, ideas, apoyo y ejemplo profesional y personal.

A mi esposa Juani y mis hijos Jacobo y Anna por su paciencia, amor, apoyo, respaldo y motivación. Y a Jesús por sus enseñanzas, servicio y amor.

Resumen

Estimar la disponibilidad del recurso hídrico en regiones áridas y desérticas resulta un tema desafiante, pero a la vez necesario para avanzar en la gestión y accesibilidad del recurso para su aprovechamiento, uso y consumo. Estas regiones presentan limitaciones en la oferta natural, haciendo relevante y necesario considerar el análisis y cuantificación del almacenamiento subterráneo.

Esta investigación plantea como objetivo desarrollar una metodología para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas a partir de la revisión del estado del arte de las metodologías y modelos existentes, su evaluación y el planteamiento de las características relevantes que se deben considerar en un modelo para este tipo de regiones, como: el cambio en el almacenamiento subterráneo, la escala de tiempo, la variabilidad espacial, las características fisiográficas y la cantidad de variables involucradas en la modelación.

Como resultado se plantea un modelo de balance hidrológico discretizado por celdas en la zona no saturada, con las mínimas variables posibles a una escala de tiempo mensual, apoyado en el álgebra de mapas para la estimación de los parámetros.

Palabras clave: *escases hídrica, regiones áridas, hidrología, recarga de agua subterránea, balance hídrico, métodos de estimación.*

Abstract

Water availability estimation in arid and desert regions is a challenging issue, but necessary to advance in the management and accessibility of the resource for its exploitation, use, and human consumption. These regions present limitations in the natural supply, making it relevant and necessary to consider the analysis and quantification of groundwater storage.

The objective of this research is to develop a methodology for the integral evaluation of water availability in arid and desert regions. For this, the review and evaluation of the state of art different methodologies and models is carried out and is selected the relevant characteristics to consider in a model for this type of regions: the change in groundwater storage, the time scale, the spatial variability, the physiographic characteristics, and the number of variables involved in the modeling.

As a result, a hydrological balance model is proposed, discretized by cells in the unsaturated zone, with the minimum possible variables on a monthly time scale, supported by the algebra of maps for the estimation of the parameters.

Keywords: *water scarcity, arid regions, hydrology, groundwater recharge, water balance, estimation methods.*

Tabla de contenido

Introducción	13
Objetivos	16
1. Recopilación y revisión documental	17
1.1. Antecedentes	17
1.2. Caracterización climatológica de las regiones áridas y desérticas	19
1.3. Métodos o modelos hidrológicos conceptuales	27
1.4. Identificación de parámetros y variables	50
2. Evaluación de métodos y modelos	54
2.1. Evaluación de alternativas para la clasificación de regiones	54
2.2. Lineamientos conceptuales para la evaluación de métodos y modelos en el marco de las regiones áridas y desérticas	56
2.3. Evaluación de alternativas metodológicas	59
3. Análisis de parámetros y variables	68
3.1. Fuentes y metodologías	68
3.2. Fuentes alternativas de información	78
4. Método propuesto para regiones áridas y desérticas	82
4.1. Resultado de la evaluación metodológica	82
4.2. Desarrollo detallado del método propuesto	84
Conclusiones y recomendaciones	91
Bibliografía	93

Lista de tablas

<i>Tabla 1. Índices hidrológicos para la identificación o clasificación de los climas.</i>	22
<i>Tabla 2. Clasificación de zonas climáticas de acuerdo con el índice de Lang.</i>	23
<i>Tabla 3. Clasificación de zonas climáticas de acuerdo con Thornthwaite.</i>	24
<i>Tabla 4. Clasificación de zonas climáticas de acuerdo con Martonne.</i>	25
<i>Tabla 5. Clasificación de zonas climáticas de acuerdo con el índice global de aridez.</i>	26
<i>Tabla 6. Clasificación de zonas climáticas de acuerdo con el régimen de aridez.</i>	26
<i>Tabla 7. Estado del arte de las metodologías, las variables y los parámetros para la estimación de la recarga y la disponibilidad del recurso.</i>	29
<i>Tabla 8. Lineamientos y recomendaciones de un modelo hidrológico integral.</i>	58
<i>Tabla 9. Evaluación de los métodos y modelos hidrológicos.</i>	60
<i>Tabla 10. Valoración total de los métodos y modelos hidrológicos.</i>	67

Lista de figuras

<i>Figura 1. Balance hídrico, municipio de Uribia (La Guajira)</i>	20
<i>Figura 2. Esquema general de un proceso hidrológico con recarga subsuperficial.</i>	28
<i>Figura 3. Esquema de los parámetros en el modelo de balance hídrico.</i>	33
<i>Figura 4. Procesos del ciclo hidrológico en el modelo Modhac.</i>	35
<i>Figura 5. Esquema conceptual del modelo SMA.</i>	37
<i>Figura 6. Esquema conceptual del modelo Seamod.</i>	39
<i>Figura 7. Curva de recesión del agua.</i>	41
<i>Figura 7. Esquema del proceso RIB.</i>	46
<i>Figura 9. Esquema conceptual de la solución de diferencias finitas.</i>	49
<i>Figura 10. Comparación de índices de humedad.</i>	55
<i>Figura 11. Esquema del balance hidrológico propuesto.</i>	85
<i>Figura 12. Diagrama de flujo de la metodología propuesta.</i>	87
<i>Figura 13. Diagrama ilustrativo de los pasos para aplicar la metodología para la evaluación integral del recurso en regiones áridas y desérticas.</i>	89

Lista de ecuaciones

(Ecuación 1. Índice de Lang)	23
(Ecuación 2. Índice de humedad global de Thornthwaite)	24
(Ecuación 3. Índice de aridez de Martonne)	25
(Ecuación 4. Índice de aridez global del PNUMA).....	25
(Ecuación 5. Definición de mes seco con base en la relación del índice global de aridez)	26
(Ecuación 6. Ecuación fundamental del balance hidrológico)	27
(Ecuación 7. Recarga según método Bradbury).....	31
(Ecuación 8. Cambio en la humedad del suelo, según método Bradbury).....	31
(Ecuación 9. Balance de acuerdo con el método Balseq).....	32
(Ecuación 10. Humedad del suelo de acuerdo con el método Balseq)	32
(Ecuación 11. Ecuación de balance de aguas subterráneas)	33
(Ecuación 12. Recarga potencial del balance hídrico en la zona no saturada).....	34
(Ecuación 13. Recarga regional en la zona superficial)	34
(Ecuación 14. Ecuación de balance hidrológico de agua subterránea para acuíferos no confinados)	40
(Ecuación 15. Ecuación de la recarga de un acuífero con WTF)	40
(Ecuación 16. Ecuación de balance de masas de cloruro)	43
(Ecuación 17. Ecuación de recarga acumulada de un evento con el método RIB)	45
(Ecuación 18. Relación entre la recarga de un evento y la fluctuación del nivel freático con el método RIB)..	46
(Ecuación 19. Ecuación de flujo subterráneo).....	47
(Ecuación 21. Valoración total de los métodos y modelos hidrológicos).....	67
(Ecuación 20. Evapotranspiración potencial de Thornwaite)	70
(Ecuación 22. Recarga subsuperficial de acuerdo con el balance espacial sobre la zona saturada).....	85

Introducción

Uno de los mayores desafíos que tiene la humanidad actualmente es la disponibilidad de agua limpia y potable para su aprovechamiento, uso y consumo. La Organización de las Naciones Unidas, ONU, considera la necesidad de agua limpia y accesible para todos como uno de los 17 objetivos de desarrollo sostenible para 2030 (United Nations - UN, 2015), permitiendo que los gobiernos de todo el mundo enfoquen sus recursos y esfuerzos de forma integral y articulada para reducir la brecha de la desigualdad existente en la disponibilidad de este recurso vital.

En Colombia, el gobierno presenta en los planes de desarrollo e informes de resultado una cobertura del servicio domiciliario de acueducto en zonas urbanas del 97% y el acceso a agua potable en suelo rural del 73% (Viceministerio de Agua y Saneamiento Básico, 2018). Sin embargo, otras estadísticas revelan que dichos porcentajes únicamente los igualan o superan 12 de los 32 departamentos colombianos, siendo Guainía, Choco, La Guajira, Amazonas y Guaviare los lugares más críticos, con una cobertura promedio de tan sólo el 30% (Departamento Administrativo Nacional de Estadística, DANE, 2018). Esto evidencia la desigualdad y necesidad de soluciones para atender a los más necesitados. En el caso de la llamada media-alta Guajira, la región más árida del país, conformada por los municipios de Manaure y Uribia, el acceso al agua potable no supera el 4% (DANE, 2018).

Diversas fuentes concuerdan en que la actual escasez de agua en el mundo tiene dos causas principales: la creciente variabilidad climática y el aumento de la demanda (Carrasco, Garrote, & Iglesias Ana, 2012). La primera involucra el cambio climático, que induce mayores y más fuertes temporadas de sequía en ciertas regiones y temporadas, impulsado o agudizado por la destrucción y contaminación de las fuentes hídricas y la atmósfera a manos del hombre. La segunda, asociada a la expansión urbana, el crecimiento demográfico y descontrolado y desproporcionado uso del recurso (Porkka, Gerten, Schapoff, Siebert, & Kummu, 2016). Lo cierto es que, a pesar de décadas de investigación y planeación, la naturaleza de esta crisis es bastante compleja y aún hoy es difícilmente definida,

caracterizada y atendida, dificultando el adecuado planteamiento de soluciones útiles a escala regional (Srinivasan, Lambin, Gorelick, & Thompson, 2012).

En general, el estado actual del problema convoca a buscar y desarrollar soluciones y herramientas integrales, que permitan reducir la inestabilidad del recurso para ciertas poblaciones, procurando la protección de las fuentes hídricas y mejorando las condiciones de pobreza y desigualdad. Por esta razón, en el presente documento se desarrolla una metodología para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en los que se consideran los territorios más sensibles a las fases extremas de la variabilidad climática: las regiones áridas y desérticas (Sivakumar, Das, & Brunini, 2005).

En estas regiones se presentan predominantemente limitaciones en la oferta natural de agua para diversos procesos físico-bióticos y socioeconómicos. Estas condiciones cubren cerca del 30% de la superficie de los continentes, son albergo de biodiversidad única en la escala global y están habitadas por cerca del 20% de la población mundial (Pabón C. & Alarcón H., 2016). Por lo general, al desarrollar un análisis de las condiciones hidrológicas superficiales en una región árida o desértica se puede encontrar que la evapotranspiración supera los valores de precipitación durante la mayor parte del tiempo, dando lugar a un déficit de humedad con muy pequeños periodos de exceso que permitan la recarga, almacenamiento y uso del agua. Estas características evidencian la necesidad y relevancia que tiene contemplar otras fuentes de abastecimiento, como la subterránea, para evaluar de forma adecuada e integral la disponibilidad de este recurso.

Para cumplir los objetivos planteados, en el primer capítulo se hace una revisión bibliográfica del estado del arte sobre las características e identificación de las regiones áridas y desérticas, con el fin de recopilar información potencialmente valiosa para definir y caracterizar este tipo de regiones. Así mismo, se revisan las metodologías que permiten identificar zonas áridas y desérticas y evaluar su disponibilidad hídrica, y que permitan identificar y definir parámetros y variables físicas e hidrometeorológicas necesarias para evaluar la disponibilidad del recurso hídrico.

En el segundo capítulo se seleccionan los lineamientos conceptuales y características relevantes de un método hidrológico, seguido de la evaluación de los métodos en el capítulo previo. Estos lineamientos tienen en cuenta los parámetros, las variables disponibles y las características generales de estas regiones.

Seguidamente se realiza el análisis, organización y evaluación de las fuentes de información. Se examinan las metodologías para obtener los parámetros y variables utilizados en los diferentes métodos revisados y evaluados.

Finalmente, se presenta en detalle de la metodología para la evaluación integral del recurso hídrico en regiones áridas y desérticas, que permite conocer en su disponibilidad mediante un diagrama de flujo en el que es posible evaluar todas las variables. La metodología considera los componentes de caracterización física, un análisis hidrológico a nivel de superficie y de subsuelo, así como la evaluación de otras fuentes del recurso.

Objetivos

General

Desarrollar una metodología para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas.

Específicos

- Estructurar el estado del arte sobre las metodologías, variables y parámetros que permitan identificar y evaluar la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas.
- Definir los lineamientos conceptuales y características requeridas por un método o modelo hidrológico, teniendo en cuenta la escala de tiempo, las características de las regiones en estudio, los parámetros y la disponibilidad de información.
- Realizar la evaluación de los métodos hidrológicos revisados para la evaluación de la disponibilidad en el marco de las regiones áridas y desérticas.
- Revisar las metodologías para la definición de los parámetros y variables que permitan evaluar la disponibilidad del recurso para regiones áridas y desérticas.
- Crear un diagrama de flujo con la metodología integral propuesta para la evaluación de la disponibilidad del recurso en regiones áridas y desérticas.

1. Recopilación y revisión documental

1.1. Antecedentes

Frente a la actual y creciente dificultad de la escasez y el estrés hídrico se han identificado los siguientes factores principales que afectan la disponibilidad, el uso y la calidad del agua: incremento de la variabilidad climática, cambios en el uso del suelo, alteración de las fuentes naturales para diversas actividades, emisiones contaminantes a la atmósfera, tratamiento de aguas residuales y cambios sociales, económicos y tecnológicos (Ospina N., Domínguez R., Vega R., Darghan C., & Rodríguez M., 2017). Sumado a esto, el incremento de la demanda para uso y consumo ha afectado directamente el factor demográfico, la seguridad y soberanía alimentaria, la política, la economía, la tecnología, el estilo de vida y las prioridades de consumo de agua (IPCC, 2007).

Respecto a la variabilidad hidroclimatológica, para el periodo 2050-2100 se espera que la temperatura promedio de la Tierra se encuentre en los rangos derivados de los nuevos escenarios de cambio climático considerados, es decir, con incrementos de 1,0 a 4,8 °C. Así mismo, para fines de siglo se pronostica que la precipitación anual promedio disminuya en muchas zonas secas en latitudes medias y subtropicales (IPCC, 2014). Estos escenarios sugieren grandes impactos en zonas con climas áridos y desérticos, objeto del presente estudio. Es probable que las regiones áridas y semiáridas en latitudes medias y subtrópicas tengan menos lluvia, razón por la cual se estima que por cada grado de calentamiento global aproximadamente el 7% de la población mundial estará expuesta a una reducción de al menos el 20% en recursos hídricos (Jiménez Cisneros y otros, 2014).

Entre otros factores se encuentran el crecimiento en la explotación de recursos, la contaminación de las fuentes hídricas y la atmósfera, el crecimiento demográfico y el aumento del uso descontrolado y desproporcionado de recursos, incluyendo el hídrico (Porkka, Gerten, Schapoff, Siebert, & Kummu, 2016). Otra causa que se debe reconocer es el rápido desarrollo tecnológico y el afán consumista que demanda mayores recursos naturales, con un lento desarrollo de consciencia en el impacto ambiental, como bien lo anticipó Negroponte (1995), el desarrollo de la tecnología ha traído un sinnúmero de

beneficios incuestionablemente favorables, pero arrastra otros efectos francamente discutibles: polución, destrucción del medioambiente, agotamiento de recursos, desigualdades de todo tipo y un largo etcétera que hace dudar a muchos.

Ahora bien, el problema de escasez, específicamente en las regiones áridas y desérticas, muestra que en todo el mundo muchas regiones han sufrido sequías prolongadas, e incluso se afirma que el cambio climático puede afectar aún más estos periodos secos, donde se espera que estas condiciones aumenten alrededor de un 30% para finales de siglo (Kundzewicz y otros, 2007). Esta situación afecta el abastecimiento de agua para los sectores productivos y otros, como la agricultura, en términos de calidad y cantidad, influyendo directamente en la seguridad y la soberanía alimentarias (Ospina N. et al., 2017). El régimen hidrológico de estas zonas es extremo y muy variable, y se enfrentan a los mayores desafíos para suministrar y gestionar los recursos de agua dulce; por lo cual, en algunos casos se ha adoptado la noción de las transferencias de agua de otras cuencas como un elemento adicional de seguridad del agua (Yazdandoost, 2015).

Como respuesta a esta variabilidad, los sistemas de recursos hídricos han evolucionado, pero en la mayoría de las regiones la variación de las precipitaciones sigue siendo una fuente importante de incertidumbre que se debe abordar (Loukas, Sidiropoulos, Mylopoulos, Vasiliades, & Zagoriti, 2015). Para una gestión sostenible, los planificadores deben saber cuánta agua disponible existe en el sistema hidrológico para garantizar el suministro a todas las necesidades (urbano, agrícola, industrial) con extracción renovable, especialmente a raíz del incremento de la población y las demandas urbanas, industriales y agrícolas (Pla, Valdes-Abellan, Tenza-Abril, & Benavente, 2016). La gestión del agua tiene como objetivo resolver los posibles problemas futuros relacionados con los recursos hídricos que, para el caso de las regiones en estudio, podrían ser amortiguados por modelos y predicciones de la disponibilidad del recurso subterráneo (Emamgholizadeh, Moslemi, & Karami, 2014).

1.2. Caracterización climatológica de las regiones áridas y desérticas

Las regiones áridas o semiáridas son aquellas en las que predomina una limitación o déficit en la oferta natural de agua para diversos procesos físico-bióticos y socioeconómicos. Estas condiciones cubren cerca del 30% de la superficie de los continentes, están relacionadas con valores ecosistémicos tan importantes como el bosque seco, son albergo de biodiversidad única en la escala global y están habitadas por cerca del 20% de la población mundial (Pabón C. & Alarcón H., 2016). Estas regiones son muy sensibles a las fases extremas de la variabilidad climática (Sivakumar, Das, & Brunini, 2005), particularmente las asociadas a déficit de precipitación y sequías, a las que se exponen las comunidades establecidas allí, por lo general, altamente vulnerables.

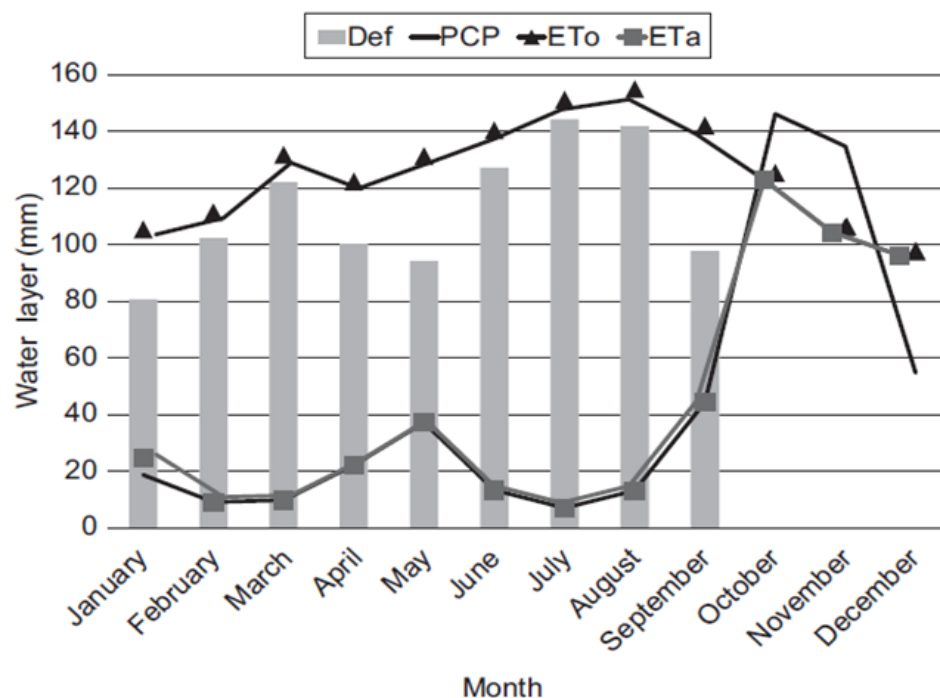
De acuerdo con la investigación de Pabón, C y Alarcón, H. (2016), las zonas áridas y semiáridas ocupan cerca del 15% del territorio colombiano. Según el Ideam (2015), las zonas áridas y desérticas, sin considerar las semiáridas, ocupan una extensión cercana al 2%, mientras que Alarcón (2016) estima que es un 3%. Desarrollar un análisis de disponibilidad del recurso en una región árida o desértica resulta bastante complejo, teniendo en cuenta la poca información y la complejidad en el desarrollo de un balance hidrológico integral. Los resultados de la investigación de Ospina N. et al. (2017) en una región desértica en Colombia revelan que existen condiciones extremas en todas las variables del estado, lo cual influye directamente en las condiciones de aridez, el acceso al agua y otros parámetros y variables relacionados con el recurso hídrico y, ciertamente, en las actividades y sectores que dependen de él.

Yazdandoost (2015) indica que las zonas áridas y semiáridas se definen como áreas en las que los regímenes de precipitaciones son intrínsecamente erráticos y en las que, comúnmente, las precipitaciones están por debajo de la evapotranspiración potencial. En estas regiones el clima se caracteriza por presentar estaciones lluviosas cortas y periodos secos largos con alta evapotranspiración, por lo que se considera que las aguas superficiales son una fuente poco fiable del recurso (Izady y otros, 2013). Por lo general, al desarrollar un análisis de las condiciones hidrológicas superficiales en una región árida o desértica se puede encontrar que la evaporación supera los valores de precipitación durante la mayor parte del

año, lo que da lugar a un déficit de humedad con muy pequeños periodos de exceso, que permitan la recarga, el almacenamiento y el uso del recurso. Este hecho es crucial en regiones semiáridas, caracterizadas por sufrir un alto grado de sensibilidad al clima como consecuencia de lluvias altamente variables y significativamente más bajas que la tasa de evaporación (Mirzavand y Ghazavi, 2015).

En la siguiente figura (*figura 1*), que corresponde a la investigación de Ospina, N. et al. (2017), desarrollada en la región de la alta Guajira de Colombia, se evidencia que existe déficit del líquido durante la mayor parte del año, excepto entre octubre y noviembre, periodo en el cual el exceso permite la recarga y el almacenamiento. Estos resultados concuerdan con la afirmación de otros investigadores y evidencian la necesidad y relevancia de contemplar otras fuentes de abastecimiento, como la subterránea, para evaluar de forma adecuada e integral la disponibilidad del recurso en este tipo de regiones (Izady y otros, 2013).

Figura 1. Balance hídrico, municipio de Uribia (La Guajira)



Nota: parámetros hidroclimatológicos en la alta Guajira (Ospina, N. et al., 2017).

Se puede afirmar que en las regiones áridas y desérticas se depende más del agua subterránea para satisfacer la demanda, debido a su amplia distribución y calidad potable (Vashisht, 2015), razón por la cual la estimación de la recarga del recurso a nivel subsuperficial es fundamental para determinar la disponibilidad de recursos hídricos y evaluar la vulnerabilidad del sistema (Pla, Valdes-Abellan, Tenza-Abril, & Benavente, 2016). En el caso de terrenos con una cobertura de suelo y un almacenamiento de agua subterránea limitados, la gestión del recurso se rige por la naturaleza espacial del almacenamiento, la recarga y la extracción local distribuida, en la que los suelos locales actúan como importantes depósitos para los residentes que no cuentan con otro suministro viable de agua (Earon & Olofsson, 2020).

1.2.1. Índices hidrológicos

La aridez del clima es el aspecto que con más frecuencia expresan diversos autores en forma de índices, que son relaciones numéricas entre los distintos parámetros o variables hidroclimatológicas, para cuantificar su influencia sobre las regiones en estudio. La principal dificultad para caracterizar y delimitar las zonas áridas y semiáridas, desde el punto de vista climático, es la valoración de parámetros y su integración en un índice de escasez y excedente hídrico, lo cual permite establecer el grado de aridez o humedad de una región. Cuando se dispone de más información se posibilita un mejor análisis de cada situación particular.

En la revisión bibliográfica del presente trabajo se encontraron diversos índices que se utilizan para la identificación o caracterización climatológica de una región. Así mismo, teniendo en cuenta la cantidad de parámetros contemplados y el uso encontrado en la bibliografía consultada, se describen a continuación con mayor detalle los métodos más representativos (*tabla 1*).

Tabla 1. Índices hidrológicos para la identificación o clasificación de los climas.

Índice o método	Expresión	Parámetros	Lugares de aplicación	Documentos
Índice de Lang	$I_L = \frac{P}{T}$	I_L , índice o factor de Lang ($mm/^\circ C$) P , precipitación media anual (mm) T , temperatura media anual ($^\circ C$)	Colombia, España	Ospina, N. et al. (2017) Rodríguez (2017)
Método de Thornthwaite	$I_m = I_h - I_a$	I_m , índice de exceso de humedad I_h , índice de humedad I_a , índice de aridez	Colombia, España	Ospina, N. et al. (2017) Rodríguez (2017)
Índice de aridez Ideam	$I_a = \frac{ETP_a - ETR}{ETP_a}$	I_a , índice de aridez ETP_a , evapotranspiración potencial ajustada por brillo solar (mm) $ETPR$, evapotranspiración real (mm)	Colombia	Pabón y Alarcón (2016) Ideam (2019)
Índice de Martonne	$IM = \frac{P}{T + 10}$ $IM = \frac{12P_m}{T + 10}$	IM , índice de Martonne (anual o mensual) P , precipitación total anual (mm) P_m , precipitación total mensual (mm) T , temperatura media anual (mm)	España, Europa, México	Rodríguez (2017) León (2015); Pardos, M. et al. (2021); García, M. (2007); Troyo, E. et al. (2014)
Índice de Gaussen	$P_m < 2T_m$	P_m , precipitación mensual (mm) T_m , temperatura media mensual (mm)	España	Rodríguez (2017)
Índice global de PNUMA	$I_a = \frac{P}{ETP}$	I_m , índice global de aridez P , precipitación total anual (mm) ETP , evapotranspiración potencial media anual (mm)	Sur y sureste de Europa, Serbia, Asia Latinoamérica y el Caribe	Práválie et al., (2021), Perović et al. (2021), Unesco (2010). Li M. et al. (2021, <i>in press</i>). Wang, F y Zhang J. (2020)
Régimen de aridez	$\frac{P_m}{ET_o} < 0.5$	P_m , precipitación total mensual (mm) ET_o , evapotranspiración potencial de referencia mensual (mm)	Latinoamérica y el Caribe	García, M. (2007) Unesco (2010)

Nota: relación de índices hidrológicos para la clasificación de los climas, producto de la investigación enmarcada dentro del presente documento.

1.2.1.1. Índice de Lang

La clasificación de Lang utiliza como variables de entrada la precipitación total anual (P), expresada en milímetros, y la temperatura media anual (T) en °C. Estos parámetros se relacionan mediante el cociente entre la precipitación y la temperatura, llamado factor de Lang, el cual describe las condiciones de humedad. De acuerdo con este factor, se obtienen 6 categorías de clima, como se presenta en la tabla 2.

$$I_L = \frac{P}{T} \quad (\text{Ecuación 1. Índice de Lang})$$

Tabla 2. Clasificación de zonas climáticas de acuerdo con el índice de Lang.

Factor I_L	Zona
0-20	Desértica
0-40	Árida
40-60	Húmeda de estepa y sabana
60-100	Húmeda de bosques claros
100-160	Húmeda de bosques densos
>160	Muy húmeda de pastizales y tundras

Nota: relación de valores del índice de aridez de Lang.

1.2.1.2. Método de Thornthwaite

En 1984 Thornthwaite propuso una clasificación climática, cuya principal característica fue el uso de la evapotranspiración potencial como parámetro fundamental para la clasificación de las regiones, considerándola como el principal proceso de intercambio de energía y humedad entre la superficie y la atmósfera.

Esta clasificación refleja el estado promedio de la humedad en el suelo, con base en la evaluación de indicadores de excesos y deficiencias hídricas, que resultan en el proceso de cálculo de un balance hídrico superficial. La clasificación original se desarrolló básicamente para condiciones de latitudes medias y tiene algunas limitaciones al aplicarse en condiciones del trópico, especialmente por la escasa variabilidad estacional de la ETP.

La clasificación completa consta de cuatro índices. Sin embargo, la humedad o aridez de un clima se puede expresar en términos del índice de exceso de agua (I_h) y el índice de aridez (I_a), para lo cual se utiliza la siguiente ecuación:

$$I_m = I_h - I_a = \frac{100(\Sigma Exc - 0.6\Sigma Def)}{ET_o} \quad (\text{Ecuación 2. Índice de humedad global de Thornthwaite})$$

El índice de humedad refleja, en porcentaje, la magnitud de los excesos de agua, con respecto de la evapotranspiración potencial de referencia del periodo (ET_o). El índice de aridez se define como el porcentaje de la falta de agua de los meses del año, respecto a la ET_o. Dado que el exceso o la falta de agua generalmente ocurren en diferentes temporadas o periodos, ambos deben tener un índice de humedad global (I_m), afectando positivamente al primero y negativamente al segundo. Los valores positivos de I_m corresponden a climas húmedos, mientras que los valores negativos de I_m determinan climas secos. Los rangos y clasificación de los tipos de climas, de acuerdo con los valores de I_m , se presentan en la tabla 3.

Tabla 3. Clasificación de zonas climáticas de acuerdo con Thornthwaite.

Índice, I_m	Clima	Zona
> 100		A – Perhúmedo
100 – 80		B ₄ – Muy húmedo
80 – 60	Climas húmedos ($I_m > 0$)	B ₃ – Húmedo
60 – 40		B ₂ – Moderadamente húmedo
40 – 20		B ₁ – Ligeramente húmedo
20 – 0		C ₂ – Subhúmedo húmedo
0 – (-20)		Climas secos ($I_m < 0$)
-33,3 – (-40)	D – Semiárido	
-60 – (-60)	E – Árido	

Nota: relación de subgrupos climáticos y valores del índice de humedad global de Thornthwaite.

1.2.1.3. Índice de Martonne

Índice bioclimático que permite clasificar la aridez de acuerdo con unos rangos definidos. Es muy utilizado por su sencillez, sólo requiere datos mensuales de

precipitación (P_m) y temperatura (T_m). Dicho índice se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$IM = \frac{12P_m}{T_m + 10} \quad (\text{Ecuación 3. Índice de aridez de Martonne})$$

Cuando el índice mensual de Martonne es mayor a 20 se considera un mes húmedo. Si su valor fluctúa entre 10 y 20 corresponde a un mes semiárido. Un mes árido es aquel cuyo índice tiene un valor menor a 10. En general, con este factor se obtienen 6 categorías de clima, como se presenta en la tabla 4.

Tabla 4. Clasificación de zonas climáticas de acuerdo con Martonne.

Factor IM	Zona
0-5	Desierto (hiperárido)
5-10	Semidesierto (árido)
10-20	Semiárido de tipo mediterráneo
20-30	Subhúmeda
30-60	Húmeda
>60	Perhúmeda

Nota: zonificación climática según el criterio de interpretación del índice de Martonne (1926).

1.2.1.4. Índice global del PNUMA

El índice de aridez es un indicador bastante útil para definir los lapsos de déficit y excedencia climática de agua en un periodo determinado. Su uso es sencillamente práctico, pues establece únicamente la relación entre la precipitación media del periodo (P) y la evapotranspiración potencial media (ET_p). Con esta relación es posible clasificar las regiones utilizando los criterios propuestos por Hassan & Dregne (1997), los cuales fueron además utilizados para la generación del *Atlas mundial de desertificación*.

$$I_a = \frac{P}{ET_p} \quad (\text{Ecuación 4. Índice de aridez global del PNUMA})$$

La variabilidad temporal y espacial intra e interanual de estas dos variables puede afectar la variación del índice de aridez, por lo que resulta útil y oportuno verificar la variación estacional de los cambios en estas variables, realizando la estimación del índice

en periodos mensuales o trimestrales. El índice de aridez global contempla seis categorías de clasificación del clima, como se presenta en la tabla 5.

Tabla 5. Clasificación de zonas climáticas de acuerdo con el índice global de aridez.

Factor IM	Zona
<0,05	Hiperárido
0,05 – 0,2	Árido
0,2 – 0,5	Semiárido
0,5 – 0,65	Subhúmedo seco
0,65 – 1	Subhúmedo húmedo
> 1	Húmedo

Nota: clasificación climática según el índice global de aridez definido por el Programa de Naciones Unidas para el Medioambiente.

1.2.1.5. Régimen de aridez

Teniendo en cuenta la variabilidad temporal de los parámetros, y con mayor relevancia la estacionalidad de la sequía, se establece el *régimen de aridez*, que realiza un análisis de los periodos secos y húmedos durante el año. Para esto se define como mes seco aquel cuya relación de precipitación y evapotranspiración mensual es menor a 0,5, como se presenta en la *Ecuación 5*. La longitud del periodo seco corresponde al número de meses en el año que cumplen esta condición.

$$\frac{P_m}{ET_0} < 0.5 \quad (\text{Ecuación 5. Definición de mes seco con base en la relación del índice global de aridez})$$

El régimen de aridez se establece según la escala que se muestra en la tabla 6.

Tabla 6. Clasificación de zonas climáticas de acuerdo con el régimen de aridez.

Condición (longitud del periodo seco)	Zona
12 meses	Xérico
11 - 12 meses	Hiperárido
9 - 10 meses	Árido
7 - 8 meses	Semiárido

Condición (longitud del periodo seco)	Zona
5 - 6 meses	Subhúmedo
3 - 4 meses	Húmedo
1 - 3 meses	Híperhúmedo
0 meses para $P < 2500$ mm	Hídrico
0 meses para $P > 2500$ mm	Híperhídrico

Nota: zonificación climática de acuerdo con la evaluación mensual de parámetros de precipitación y evapotranspiración, según el criterio del régimen de aridez.

1.3. Métodos o modelos hidrológicos conceptuales

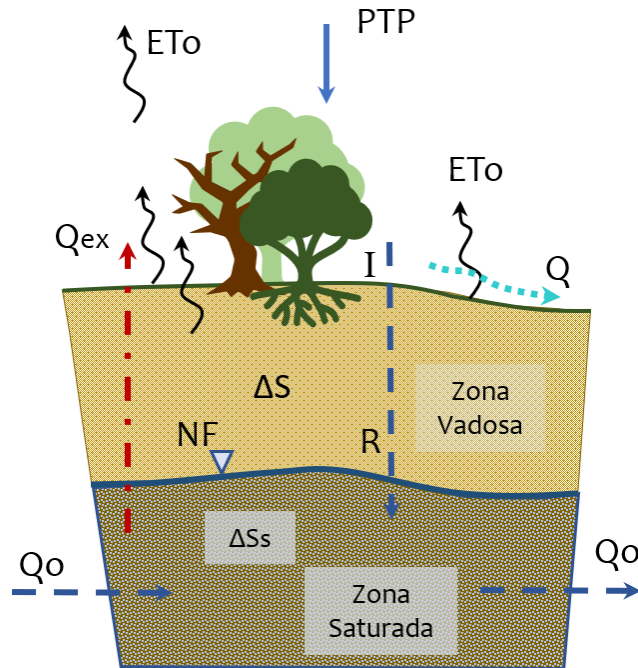
La ecuación fundamental del balance hidrológico se basa en el principio de conservación de la masa. Su establecimiento se fundamenta en un procedimiento de la contabilidad del agua para un sistema hidrológico, mediante el uso de la ecuación de continuidad. Su forma más general corresponde a la diferencia de entradas “*E*” y salidas “*S*”, que equivale a la variación del almacenamiento “*A*”, como se muestra a continuación:

$$E - S = \Delta A \quad (\text{Ecuación 6. Ecuación fundamental del balance hidrológico})$$

A nivel superficial, el balance general se construye a partir de la evapotranspiración potencial, las precipitaciones, la infiltración y el escurrimiento. En el caso de las regiones en estudio, es necesario realizar el análisis a nivel subsuperficial, donde la recarga se vuelve el parámetro relevante que define la disponibilidad del recurso y donde aparece un conjunto de parámetros adicionales, de acuerdo con el método o simplificaciones que se consideren en cada modelo. Una correcta evaluación de la recarga subterránea es fundamental para el cálculo de la disponibilidad de agua. Un modelo hidrológico subsuperficial podría pensarse aún mejor como un modelo hidrogeológico, que presente una concepción simplificada de la física del sistema de aguas subterráneas de determinada área, es decir, que represente física y numéricamente un sistema hidrogeológico real (Universidad de Chile, 2006).

A continuación, se presenta el esquema general de un proceso hidrológico que contempla la zona subsuperficial, considerando las posibles entradas, salidas y recarga.

Figura 2. Esquema general de un proceso hidrológico con recarga subsuperficial.



Nota: representación general del ciclo hidrológico con recarga subsuperficial. En la superficie se presentan los procesos de precipitación (PTP), evaporación (E), infiltración (I) y escorrentía (Q). A continuación, en la capa subsuperficial, conocida comúnmente como zona de aireación o vadosa, se contemplan la evapotranspiración (ETo), la variación del almacenamiento (ΔS) y la recarga subterránea (R). Debajo de ésta se encuentra la parte superior de la zona saturada, conocida como nivel freático (NF). En el diagrama se puede ver como el suelo debajo del NF está saturado de agua. En esta última zona se producen la percolación (P) y el flujo lateral subterráneo (Q_o). En general, los acuíferos se recargan mediante la infiltración de la precipitación, pero existen muchos factores geológicos, meteorológicos, topográficos y humanos que determinan la extensión y la velocidad a la que los acuíferos se rellenan con agua. Las rocas tienen diferentes características de porosidad y permeabilidad, lo que significa que el agua no se mueve de la misma manera en todas las rocas.

Con base en el concepto previo, en la siguiente tabla se presenta el resumen del proceso investigativo para la revisión y estructuración del estado del arte de las metodologías, variables y parámetros que permiten identificar y evaluar la disponibilidad hídrica en regiones áridas, más específicamente aquellas que permitan determinar la recarga subsuperficial (tabla 7).

Tabla 7. Estado del arte de las metodologías, las variables y los parámetros para la estimación de la recarga y la disponibilidad del recurso.

Método	Variables ^[1]									Lugares de aplicación	Distribución espacial	Región árida o semiárida	Ref. ^[2]
	PT	ET _o	Q	I	NF	Q _o	Q _t	ΔS	ΔS_s				
Bradbury	•	•	•	•				•		Colombia, Estados Unidos	Sí	No	11, 15
BALSEQ	•	•	•	•				•		Brasil, Portugal, India, China	No	No	9, 16
Balance hídrico (WBM)	•	•	•	•				•		Irán, China, Brasil	No	Sí	5, 7, 8, 13,17
MODHAC	•	•	•	•		•	•	•	•	Brasil	No	Sí	12
Soil Moisture Accounting - SMA	•	•	•	•		•	•	•	•	Colombia, Estados Unidos, Brasil, España, India	No	Sí	18, 22
Simulación hidrológica estacional	•	•	•	•		•	•	•	•	Chile, Estados Unidos, Corea del Sur	No	No	19, 23
Balance hidrológico de agua subterránea	•	•	•	•	•	•	•	•	•	México, China	Sí	Sí	4, 20
WTF - Fluctuación del nivel freático	•				•				•	Brasil, Argentina, Namibia, Zimbabwe, Botswana, Sudáfrica	Sí	Sí	1, 2, 3, 10
Balance de masas de cloruro (CMB)	•								•	Argentina, Namibia, Zimbabwe, Botswana, Sudáfrica	Sí	Sí	3, 10
Neural Network Model					•					Irán	Sí	Sí	6
Avance de infiltración de lluvia (RIB)	•				•		•		•	Namibia, Zimbabwe, Botswana, Sudáfrica, América, Palestina, Irán	No	Sí	10, 14
Modelo numérico flujo de aguas subterráneo	•	•		•	•		•		•	Brasil, Argentina, Chile	Sí	Sí	3, 5, 8, 19

Nota: relación de métodos para la estimación de disponibilidad del recurso, producto de la investigación enmarcada dentro del presente documento.

^[1] Las variables relacionados en la tabla se refieren a aquellas contempladas en cada uno de los métodos o modelos hidrológicos revisados, ya sea como información base o como variable estimada a partir de otros parámetros. A continuación se describen las variables precipitación total [PT], evapotranspiración potencial (ETo), escorrentía o flujo superficial [Q], la infiltración [I], niveles piezométricos [NF], flujo lateral en la zona vadosa [Qo], flujo lateral subterráneo en la zona saturada [Qt], variación de la humedad en el suelo [ΔS] y variación del almacenamiento subterráneo [ΔS_s].

^[2] Referencias:

¹(Lucas, Guarabara, & Wendland, 2012)

²(Da Silva, Da Silva, Coelho, De Mello, & Pereira, 2012)

³(Varni, 2013)

⁴(Cruz, y otros, 2013)

⁵(Carvalho, Wendland, & Chavez, 2015)

⁶(Izady, y otros, 2013)

⁷(Pérez, Echeverri, & Urrutia, 2016)

⁸(Melo & Wendland, 2017)

⁹(Souza, Pontes, Fernández, Schaefer, & Santos, 2019)

¹⁰(Xu & Beekman, 2019)

¹¹(Rendón, 2020)

¹²(Virães & Cirilo, 2019)

¹³(Ospina, y otros, 2017)

¹⁴(Xu, y otros, 2013)

¹⁵(Bradbury, Dripps, Hankley, Anderson, & Potter, 2000)

¹⁶(Chachadi, Chaudri, Naronha, & Lobo-Ferreira, 2004)

¹⁷(Mohammadi, Salimi, & Faghieh, 2014)

¹⁸(US Army Corps of Engineers, 2020)

¹⁹(Muñoz & Ortiz, 2004)

²⁰(Xu, Guanhua, & Pereira, 2010)

²¹(Pla, Valdes-Abellan, Tenza-Abril, & Benavente, 2016)

²²(Waikhom & Manoj, 2015)

²³(Kim, 2000)

1.3.1. Método de Bradbury

En general, es un modelo de balance modificado que se basa en el equilibrio suelo-agua de Thornthwaite-Mather. Este modelo obtiene resultados diarios (agregados de manera mensual, anual, etc.), lo que permite la toma de decisiones más precisas. Bradbury considera la variabilidad espacial en la estimación de la recarga potencial de aguas subterráneas y realiza un balance hídrico celda a celda sobre un área representada en un modelo de elevación digital (DEM) usando, además, información sobre las características del terreno como textura y cobertura y las variables hidrometeorológicas propias del ciclo, como precipitación y evapotranspiración. La expresión general para calcular la recarga se obtiene como el residual de otros flujos involucrados en el balance, de acuerdo con la siguiente expresión:

$$R = P - Q - ETR - \Delta S \quad (\text{Ecuación 7. Recarga según método Bradbury})$$

Donde,

R: recarga

P: precipitación

Q: escorrentía superficial generada por celda

ETR: evapotranspiración real

ΔS : humedad en la zona vadosa

Una vez se divide el área de estudio en celdas, se aplica la ecuación de balance celda a celda, la cual formula el cambio total en la humedad del suelo (HS):

$$HS = R + \Delta S = P - ESD - ETR \quad (\text{Ecuación 8. Cambio en la humedad del suelo, según método Bradbury})$$

1.3.2. Método Balseq

Considerando las variables precipitación, evapotranspiración real, variación del almacenamiento de agua, escorrentía superficial y potencial de recarga el balance hídrico utilizando el modelo Balseq, que se puede expresar mediante la siguiente ecuación:

$$P - ETr - DA_i - Q - I = \varepsilon \quad (\text{Ecuación 9. Balance de acuerdo con el método Balseq})$$

Donde P es la precipitación en mm; ETr la evapotranspiración real (mm); DA_i la variación (final - inicial) del almacenamiento de agua del suelo (mm); Q la escorrentía superficial (mm); I la infiltración (mm), y ε el error del balance hídrico. El objetivo de Balseq es estimar la recarga potencial de agua subterránea (R_P), que se calcula como la diferencia entre el contenido de agua del suelo (H_i) y el agua almacenada en el suelo (TWS). Para calcular el balance hídrico secuencial es necesario conocer los valores de precipitación (P) y ETo para cada intervalo de tiempo del balance, así como el total de agua almacenada en el suelo:

$$TWS = FCxDxBd \quad (\text{Ecuación 10. Humedad del suelo de acuerdo con el método Balseq})$$

Donde FC es la capacidad de campo del contenido de agua en el suelo (g.g-1), Bd la densidad aparente del suelo (Mg.m³) y D la profundidad del suelo sometido a evapotranspiración (*generalmente la profundidad efectiva de la raíz*).

Al inicio de los cálculos de recarga de aguas subterráneas el contenido de agua almacenada en el suelo el primer día del balance (A_i) se determinó de forma interactiva, considerando el contenido de agua del suelo, determinado por el modelo al final de los dos años hidrológicos, como el contenido de agua inicial en el primer día del balance. Este procedimiento se repitió hasta el final del balance, en el que la suma de SR, ETR e I fue igual a la precipitación total en este periodo.

1.3.3. Modelo de balance hídrico regional

Todo un acuífero se puede considerar como una sola cuenca, y en el largo plazo todos los usuarios juntos no deben extraer más de lo que se pone a disposición en el balance hídrico, el cual tiene en cuenta todas las entradas y salidas naturales y artificiales. En este sentido, la ecuación de balance de aguas subterráneas se puede expresar de una manera simple, donde Σ_{in} y Σ_{out} suman los componentes de entradas y salidas que influyen en la dinámica de las aguas subterráneas durante un periodo Δt,

respectivamente, y Δs representa la variación en el almacenamiento de agua en el acuífero.

$$(\Sigma in - \Sigma out)\Delta t = \Delta s$$

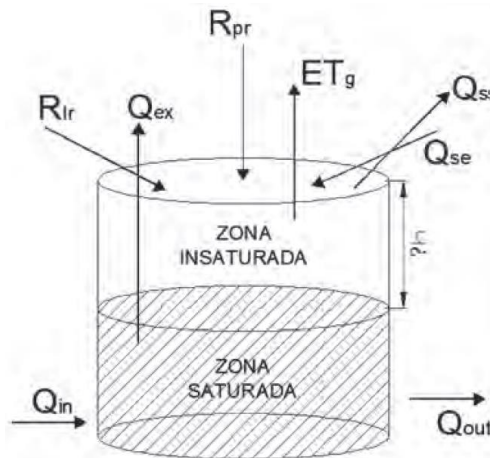
$$[(R_{pr} + R_{cn} + R_{lr} + R_{ta} + Q_{se} + Q_i) - (ET_o + Q_{ex} + Q_{ss} + Q_o)]\Delta t = \Delta s$$

(Ecuación 11. Ecuación de balance de aguas subterráneas)

Donde R_{pr} , R_{cn} , R_{lr} , R_{ta} y Q_{se} se consideran recargas procedentes de la precipitación, infiltraciones de canales, del riego agrícola, de tanques o reservorios, del caudal superficial entrante, respectivamente. Por su parte ET_o , Q_{ex} y Q_{ss} es el agua que deja de ingresar al acuífero debido a la evapotranspiración del agua subterránea, a la extracción de esta agua (bombeo) y al caudal superficial saliente, respectivamente. Q_i y Q_o son los caudales subterráneo-entrantes y salientes, en su orden.

De acuerdo con las características de la cuenca o región en estudio se pueden despreciar o simplificar algunos parámetros como las entradas por riego, los canales o tanques, debido a su falta de registro, insignificancia o inexistencia de las dos variables.

Figura 3. Esquema de los parámetros en el modelo de balance hídrico.



Nota: esquema de la dinámica del agua subterránea. Tomado de Figura 2 (Pérez, Echeverri, & Urrutia, 2016) .

1.3.3.1. Enfoque en la zona no saturada

La recarga (R) se estima considerando los diversos tipos de uso del suelo, dada por el saldo residual en la capa superficial o zona insaturada, correspondiente a la zona radicular del suelo, en la que se contempla la variación de la humedad o el almacenamiento en la zona insaturada ΔS_{zns} .

$$R = (R_{Pr, cn, Ir, ta} + Q_{se}) - (ET_o + Q_{ex} + Q_{ss}) - \Delta S_{zns} \quad \text{(Ecuación 12. Recarga potencial del balance hídrico en la zona no saturada)}$$

La variación de almacenamiento de la zona insaturada se calcula como la diferencia entre el contenido de agua en el suelo con respecto al mes en cuestión y el anterior. Se puede implementar un modelo espacial para el balance, considerando que cada área con un uso de suelo diferente tiene una capacidad máxima de retención de agua, dependiendo de la extensión de la zona radicular dentro de la zona insaturada ($S_{m\acute{a}x}$). El agua residual $R_{s=in-out}$ provoca el aumento o disminución en la humedad. Si la humedad del suelo es mayor que $S_{m\acute{a}x}$, después de agregar R_s , hay un valor de recarga potencial.

1.3.3.2. Enfoque en la zona superficial

Se propone un modelo en el que no se contempla la variación de la humedad en la zona insaturada, sino que la recarga equivale a la variación del almacenamiento subsuperficial Δs , el cual se puede cuantificar como sigue:

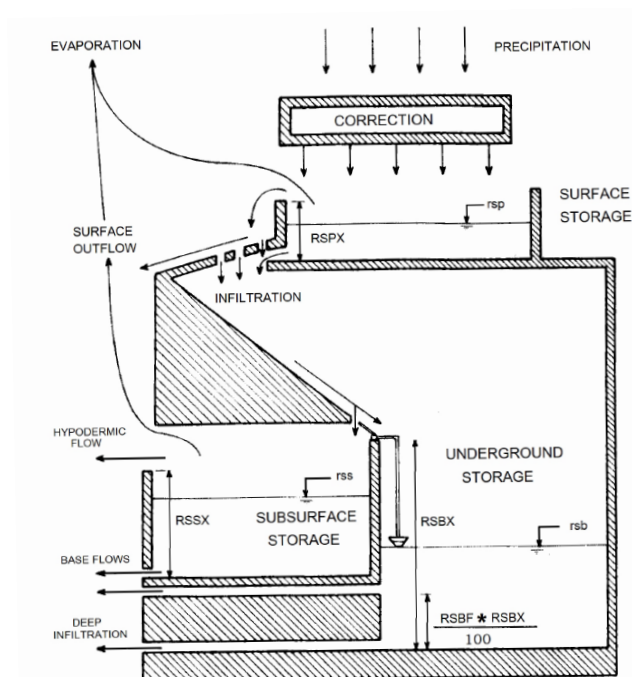
$$R = [(R_{Pr, cn, Ir, ta} + Q_{se}) - (ET_o + Q_{ex} + Q_{ss})] \Delta t \quad \text{(Ecuación 13. Recarga regional en la zona superficial)}$$

1.3.4. Modhac

El Modhac (modelo hidrológico de autocalibración), planteado por Lanna (1997), se usa comúnmente como la mayoría de los modelos de flujo de lluvia; no obstante, también se utiliza para cumplir con características semiáridas. Es un modelo hidrológico agrupado, porque no considera explícitamente la variabilidad espacial del

proceso hidrológico y las características fisiográficas de la cuenca, pero se puede utilizar como modelo semidistribuido en una cuenca compuesta por subcuencas interconectadas. Este modelo simula la fase terrestre del ciclo hidrológico, es decir, el proceso de transformación que conduce al cálculo de los caudales de los ríos. Se puede optar por la calibración heurística de los parámetros para asegurar una mejor sensibilidad y refinamiento. La siguiente figura muestra esquemáticamente los procesos del ciclo hidrológico en el Modhac (figura 4).

Figura 4. Procesos del ciclo hidrológico en el modelo Modhac.



Nota: representación esquemática del ciclo hidrológico en Modhac. Tomado de Figure 1, Virães & Cirilo (2019), quien cita a Lanna (1997).

El proceso de almacenamiento de agua en la cuenca se simula a través de tres reservorios ficticios: superficial, subsuperficial y subterráneo. La precipitación pasa por un filtro correctivo inicial, el cual es necesario por las deficiencias en la obtención de datos a causa de la escasez de precipitación o errores sistemáticos de lectura. Posteriormente, esta precipitación alimenta la evapotranspiración potencial (ETP), que puede ser suplida o no. Si queda agua en este proceso, entonces se alimenta el reservorio de superficie (vegetación y depresiones topográficas), donde se reevalúa la ETP no

satisfecha en el respectivo caso. Esta situación se produce incluso sin lluvia si el depósito no está vacío. Si este depósito se desborda, se produce una escorrentía y, por lo tanto, también una percolación al subsuelo y al tanque subsuperficial. El agua del embalse subsuperficial puede atender la ETP restante, además de ser responsable del escurrimiento base y, en caso de desbordamiento, atiende al escurrimiento hipodérmico. El agua del depósito subterráneo también forma la escorrentía base y, si se presenta desbordamiento, el agua fluye hacia el depósito subterráneo que puede alimentar su escorrentía.

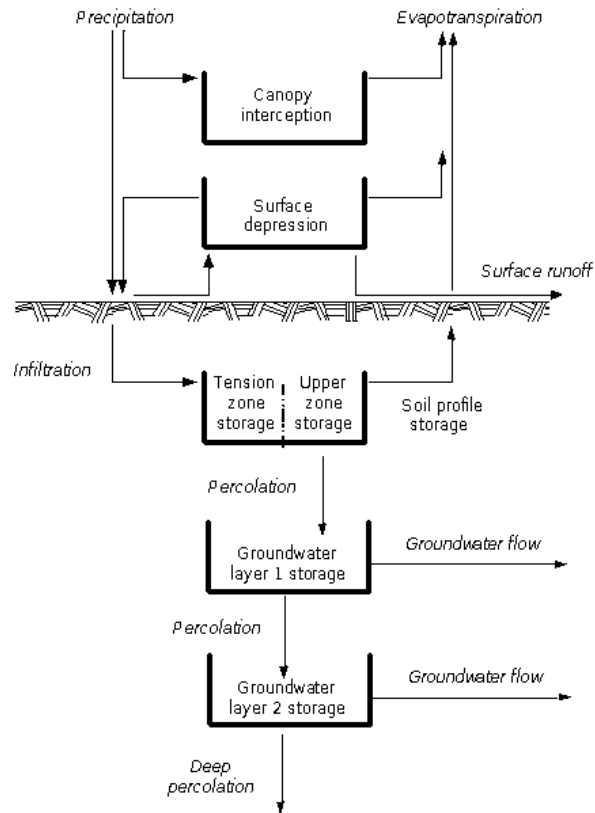
El modelo requiere la calibración de catorce parámetros, de los cuales algunos pueden considerarse constantes o descartarse, debido a las características específicas de la cuenca que se va a modelar, reduciendo así el trabajo de ajuste. El depósito subterráneo simula el almacenamiento de agua en las capas inferiores del suelo, incluyendo el acuífero subterráneo y da lugar a una escorrentía subterránea o basal más retardada que apoya la escorrentía en la sequía.

1.3.5. Soil Moisture Accounting

Este modelo, conocido como SMA, simula el comportamiento en climas húmedo y seco, sigue el planteamiento del modelado de precipitación-escorrentía de Leavesley (1983) y se describe en detalle en Bennett (1998). Este modelo simula el movimiento y almacenamiento del agua en la vegetación, en la superficie del suelo, en el perfil del suelo y en las capas de agua subterránea. Dada la precipitación y la evapotranspiración potencial (ET), el modelo calcula la escorrentía superficial, el flujo de agua subterránea, las pérdidas debidas a la ET y la percolación profunda en toda la cuenca.

El modelo SMA representa la cuenca hidrográfica con una serie de capas de almacenamiento, como se ilustra en la figura 5. Las tasas de entrada, salida y capacidad de las capas controlan el volumen de agua perdida o agregada a cada uno de estos componentes de almacenamiento.

Figura 5. Esquema conceptual del modelo SMA.



Nota: esquema conceptual del algoritmo de contabilidad continua de la humedad del suelo (Soil Moisture Accounting, SMA). Tomado de Figure 14, (US Army Corps of Engineers, 2020).

Los contenidos de almacenamiento actuales se calculan durante la simulación y varían continuamente, tanto durante las tormentas como entre ellas. Las capas de almacenamiento en el modelo SMA son las siguientes:

- *Almacenamiento de vegetación.* La interceptación de la vegetación o dosel arbóreo (también llamado canopía) representa la precipitación que se captura en árboles, arbustos y pastos, y no llega a la superficie del suelo. La lluvia es la única afluencia a esta capa. Cuando ocurre la precipitación primero llena el almacenamiento vegetativo, luego está disponible para llenar otros volúmenes de almacenamiento. El agua en el almacenamiento de interceptación vegetativa se mantiene hasta que se elimina por evaporación.
- *Almacenamiento superficial.* La acumulación de depresión superficial es el volumen de agua retenido en depresiones superficiales poco profundas. Las entradas a este

almacenamiento provienen de la precipitación no capturada por la interceptación de la vegetación y en exceso de la tasa de infiltración. Las salidas de este almacenamiento pueden deberse a la infiltración y a la ET. Cualquier contenido en el acopio de depresión superficial al comienzo del paso de tiempo está disponible para infiltración. Si el agua disponible para la infiltración excede la tasa de infiltración se llena el almacenamiento de interceptación superficial. Una vez que se excede este volumen, este exceso de agua contribuye a la escorrentía superficial.

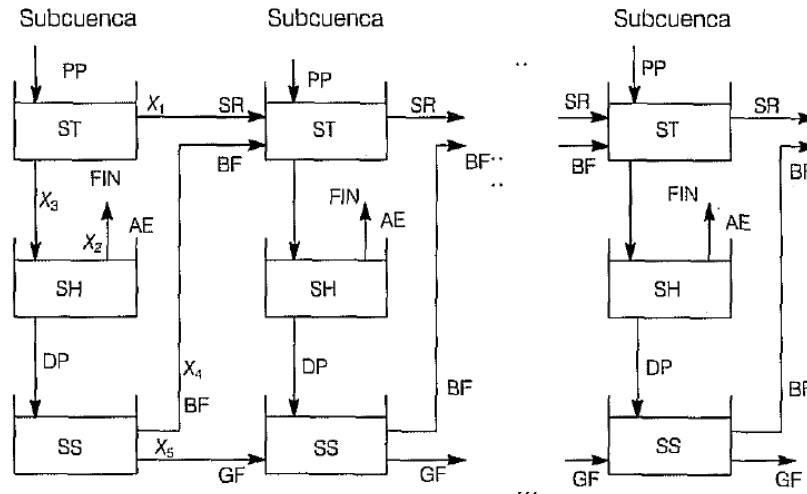
- *Almacenamiento de perfiles de suelo.* El almacenamiento del perfil del suelo representa el agua almacenada en la capa superior del suelo. La entrada es una infiltración desde la superficie. Los flujos de salida incluyen la percolación a una capa de agua subterránea y ET. La zona del perfil del suelo se divide en dos regiones, la zona superior y la zona de tensión. La superior se define como la parte del perfil del suelo que pierde agua por ET o percolación. La zona de tensión es la que pierde agua sólo a ET. La zona superior representa el agua contenida en los poros del suelo y la de tensión representa el agua adherida a las partículas del suelo. La ET ocurre primero en la zona superior y luego en la de tensión.
- *Almacenamiento de agua subterránea.* Las capas de agua subterránea en la SMA representan procesos de interflujo horizontal. El modelo SMA puede incluir una o dos de estas capas. El agua se filtra en el almacenamiento de agua subterránea desde el perfil del suelo. La tasa de percolación es una función de la tasa de percolación máxima especificada por el usuario y del almacenamiento de corriente en las capas entre las que fluye el agua. Las pérdidas de una capa de almacenamiento de agua subterránea se deben al flujo de agua o a la percolación de una capa a otra. La percolación del perfil del suelo entra en la primera capa. El agua almacenada puede, entonces, filtrarse desde la capa 1 hasta la capa de agua subterránea 2 o de ésta última a la percolación profunda. En este último caso, esta agua se considera pérdida del sistema. El flujo del acuífero no se modela en la SMA.

1.3.6. Simulación hidrológica estacional

El modelo de simulación hidrológica estacional Seamod (Salas & Fernández, 1984) transforma estadísticas de precipitación mensual en escurrimientos subterráneos y superficiales, considerando los procesos de evaporación e infiltración de cada cuenca

y aplicando relaciones de balance de masa entre los componentes del sistema. Los procesos hídricos que se consideran en el modelo son: precipitación, escurrimiento superficial, infiltración, evapotranspiración, percolación profunda, flujo subsuperficial o base y flujo de agua subterránea.

Figura 6. Esquema conceptual del modelo Seamod.



Nota: esquema conceptual de relaciones entre los procesos hidrológicos y los almacenamientos en el programa Seamod. PP: precipitación, ST: almacenamiento superficial, SR: flujo superficial, FIN: infiltración, AE: evapotranspiración, SH: almacenamiento subsuperficial, DP: percolación profunda, BF: flujo base, SS: almacenamiento subterráneo, GF: flujo subterráneo y X_i parámetros que distribuyen el agua en los componentes del balance hídrico. Tomado de Ilustración 4 (Muñoz & Ortiz, 2004).

El modelo subdivide cada cuenca aportante en varias subcuencas homogéneas, conectadas en serie. En cada una de ellas define tres niveles de almacenamiento: superficial, que participa directamente en el escurrimiento superficial y desde donde ocurre la infiltración; subsuperficial, desde donde se produce la evapotranspiración, y subterráneo, en el cual se genera el flujo base y subterráneo. El modelo consta, además, de una serie de parámetros que distribuyen el recurso hídrico en los distintos componentes del modelo hidrológico. Dichos parámetros se modifican durante el proceso de calibración.

1.3.7. Balance hidrológico de agua subterránea

Considerando los componentes de entrada y salida de un sistema, el balance hidrológico de agua subterránea se representa por la ecuación para acuíferos no confinados, con lo que se calcula un cambio de almacenamiento Δa , para un periodo de tiempo.

$$\Delta a = (R_v + R_c + R_r + R_a + Q_{se} + Q_{im}) - (Et + Q_b + Q_{ss} + Q_p) \quad \text{(Ecuación 14. Ecuación de balance hidrológico de agua subterránea para acuíferos no confinados)}$$

Donde R_v corresponde a la recarga vertical por lluvias (infiltración); R_c la recarga proveniente de algún canal o río; R_r la recarga por riego; R_a la recarga artificial; Q_{se} la recarga horizontal de alguna otra cuenca o acuífero; Q_{im} la componente de entrada por intrusión marina; Et la evapotranspiración en la zona saturada; Q_b corresponde al flujo base; Q_{ss} la descarga subterránea al mar, lago, río, manantial u otro acuífero, y Q_p es el componente de explotación de pozos. Todos los componentes de la ecuación se estiman utilizando información geohidrológica o meteorológica.

Cabe tener en cuenta que en las características del acuífero se pueden agregar componentes a la ecuación de balance, como la entrada por intrusión marina (R_{im}), o en caso contrario, eliminar las componentes de entrada que no existen o no se consideren relevantes en la estimación.

1.3.8. WTF - Fluctuación del nivel freático

El método de fluctuación del nivel freático o Water Table Fluctuation (WTF) se basa en la hipótesis de que la recarga de un acuífero se atribuye completamente a la elevación de su nivel freático, ΔH , correspondiente a la variación del almacenamiento de agua, ΔS_{gw} . Considerando un intervalo de tiempo Δt , la recarga R se expresa como:

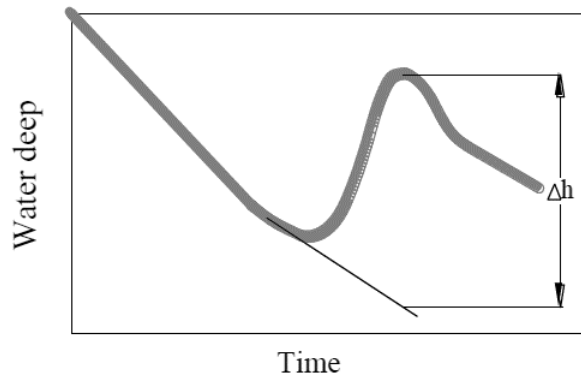
$$\Delta S_{gw} = R = S_y \frac{dH}{dt} = S_y \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad \text{(Ecuación 15. Ecuación de la recarga de un acuífero con WTF)}$$

Donde S_y es el rendimiento específico del acuífero. La ecuación asume que toda el agua que alcanza el nivel freático es inmediatamente almacenada y todos los demás

componentes del balance de agua subterránea (en la zona saturada), aplicados en una cuenca, son nulos durante el periodo de recarga subterránea.

La aplicación de la *Ecuación 15* a cada aumento individual del nivel freático proporciona una estimación de la recarga total, que se denomina así porque no tiene en cuenta el agua que sale del acuífero durante el intervalo de tiempo de aplicación de WTF. Para determinar la recarga ΔH se define como la diferencia entre el pico de la curva de ascenso y el punto más bajo de la curva de recesión antecedente, que se extrapola al momento pico, como se muestra en la figura 7. La incertidumbre del resultado final está asociada a la precisión en la determinación de S_y .

Figura 7. Curva de recesión del agua.



Nota: esquema de la curva de recesión del nivel piezométrico, con la extrapolación para estimar la recarga, donde Δh es la diferencia entre el pico de subida y el punto más bajo de la curva antecedente de recesión. Tomado de Figura 2 (Da Silva et al., 2012).

La respuesta del nivel freático a los eventos de recarga es muy rápida debido a su poca profundidad, a la existencia de vías preferenciales de flujo y al proceso de flujo pistón que se produce en la matriz porosa (*el agua que llega al nivel freático no es la misma que acaba de infiltrarse, es agua que está previamente en los poros y es empujada por el agua que ingresa, por lo que ésta no debe recorrer el trayecto desde la superficie del terreno hasta el nivel freático para que se aprecie un ascenso en éste*).

La determinación de los valores de S_y dependen de ensayos del contenido de humedad del suelo, a partir de la recolección de muestras de suelo inalterado en distintos

puntos y a diferentes profundidades de la cuenca. El parámetro S_y se puede considerar igual a la porosidad efectiva del suelo.

Para aplicar el método WTF se puede considerar que cada elevación individual del nivel del agua subterránea (presente en el hidrograma de cada piezómetro) representaba una porción de la recarga directa. El método consiste en identificar periodos continuos de recesión del nivel freático, de acuerdo con los eventos de precipitación observados en el periodo y los cambios en la pendiente de la curva de recesión. Después de esa identificación, se realiza un ajuste para cada periodo de recesión, usando una función potencial. Para cada curva de recesión de los piezómetros se puede realizar un ajuste diferente, usando una función potencial, obteniendo diversos valores para los parámetros.

1.3.8.1. Estimación del rendimiento específico máximo

Para obtener un valor máximo aproximado de S_y se puede utilizar un procedimiento gráfico, que consiste en volcar en un sistema de ejes coordenados (ascensos de nivel freático contra precipitación) todos los eventos de recarga debidos a una precipitación o a varias muy próximas en el tiempo, con la condición de que produzcan un ascenso continuo del nivel freático. Esas precipitaciones proveen agua para el escurrimiento superficial, el aumento de la humedad almacenada en la zona no saturada y, finalmente, la recarga al acuífero. En varios eventos analizados, la contribución se distribuyó en los tres ambientes mencionados. Sin embargo, en algunos pocos casos, la precipitación se produce con la zona no saturada en condiciones de capacidad de campo, debido a lluvias recientes y, entonces, toda el agua de la precipitación recarga el acuífero. Así, si se traza una recta por el origen que contenga a todos los puntos medidos, la inversa de la pendiente es un valor máximo de S_y .

1.3.9. Balance de masas de cloruro (CMB)

Este método se basa en el supuesto de conservación de la masa, entre la entrada de cloruro atmosférico y el flujo de cloruro en el subsuelo. Se puede utilizar para estimar un flujo de drenaje o humedad en la zona no saturada mediante una técnica de perfilado cuando

se supone un flujo difuso. También para estimar la recarga en la zona saturada. La comparación del flujo de humedad y la recarga proporcionan información sobre el mecanismo de recarga, que junto con las tasas de recarga pueden considerarse cruciales en la evaluación de la vulnerabilidad de los recursos de agua subterránea a la contaminación.

Si se cumplen las condiciones de flujo pistón en un suelo sujeto a pérdidas de agua por evapotranspiración, cuando infiltra agua conteniendo cloruro disuelto, la concentración de cloruro debe incrementarse a través de la zona de raíces. En ausencia de fuentes y sumideros, la masa de cloruro debiera ser aproximadamente constante. Si se utilizan valores medios de flujo de agua y sus concentraciones, y si el balance se establece en un lapso prolongado en un sistema sin excesiva explotación o cambio climático, y considerando que el flujo de agua horizontal es despreciable frente al vertical, puede plantearse la conocida ecuación:

$$\begin{aligned} P \cdot Cl_p + DS &= R \cdot Cl_R \\ P \cdot Cl_p' &= R \cdot Cl_R \end{aligned} \quad \text{(Ecuación 16. Ecuación de balance de masas de cloruro)}$$

Donde P es la precipitación, Cl_p la concentración de cloruro de la precipitación, DS la masa de cloruro de la deposición seca, R la recarga de agua subterránea y Cl_R la concentración de cloruro de la recarga del agua subterránea. Para simplificar el muestreo de la precipitación se puede utilizar un colector en el nivel del suelo, de manera que la muestra incorpore la deposición seca, donde Cl_p' es la concentración de cloruro de la muestra, que incluye la masa de cloruro en el agua de lluvia y la de la deposición seca. El contenido de cloruro de la recarga puede determinarse de agua extraída de la zona vadosa o preferiblemente de la parte superior del acuífero freático.

Las estimaciones más confiables del drenaje específico del sitio o los flujos de humedad pueden obtenerse mediante un enfoque de perfiles de trazadores múltiples. Este enfoque tiene como objetivo deducir y cuantificar, cuando sea posible, los procesos de transporte relevantes que ocurren en la zona insaturada. Por ejemplo, el método CMB puede revelar el grosor de la zona de evapotranspiración y los flujos de humedad, así como informar sobre el proceso de evaporación y resaltar zonas de vías preferidas, validando o invalidando

así el uso de los diversos métodos. Para la zona saturada, el método CMB puede ser especialmente útil en áreas donde los niveles de agua subterránea no fluctúan o donde faltan datos sobre estos niveles. Este método no debe aplicarse en áreas subyacentes por evaporaciones o áreas donde se produce una acumulación o mezcla de agua subterránea salina. Debe aplicarse con gran precaución en áreas cercanas al mar, donde los contenidos de cloruro de lluvia son muy variables. La aplicabilidad del método CMB es complicada en sistemas de roca fracturada, debido a la posible producción de cloruro adicional a través de la meteorización de la matriz de roca y por el posible tiempo necesario para desarrollar un nuevo equilibrio entre las concentraciones de cloruro de agua subterránea en la matriz de roca y las fracturas.

1.3.10. Método percolación de la lluvia (RIB)

El método Rainfall Infiltration Breakthrough Method (RIB, por su sigla en inglés) es un modelo físico para estimar la recarga de agua subterránea, desarrollado sobre la base del método de la salida de las precipitaciones acumuladas (CRD). El enfoque RIB es una herramienta simple pero prometedora para la estimación de la recarga de agua subterránea, aunque el significado físico de algunos parámetros no está claro.

Este método se basa en la recarga de las aguas subterráneas por el flujo de agua a través de la zona no saturada que llega a la capa freática, donde la recarga es la parte de la lluvia que se filtra a través de la zona no saturada hasta la capa freática. El tiempo que tarda la lluvia percolada en llegar a la capa freática se define como el desfase temporal o *time lag*. El desfase puede distinguirse de tres maneras: respuesta rápida, a las pocas horas o días de una precipitación intensa, normalmente producida como flujo preferente hacia la capa freática; respuesta intermedia, durante meses o quizás hasta un par de años; y respuesta lenta, a lo largo de años o más, normalmente como flujo de pistón a través de una matriz porosa con baja conductividad. El agua de recarga que llega a la capa freática no es necesariamente el resultado de un solo evento de lluvia. Las fluctuaciones del nivel del agua pueden ocasionarse por una serie de eventos de lluvia precedentes. El lapso de tiempo (*time lag*) y la duración de los eventos de precipitación relacionados dependen de varios factores, como el

espesor de la zona no saturada, la textura del suelo, el tipo y el tamaño de la vegetación y la geología del acuífero.

El método utiliza la relación entre las fluctuaciones del nivel del agua y la desviación de las precipitaciones con respecto a la precipitación media de un tiempo anterior. La fórmula RIB se define como:

$$RIB(i)_m^n = r \left(\sum_{i=m}^n P_i - \left(2 - \frac{1}{P_{av}(n-m)} \sum_{i=m}^n P_i \right) \sum_{i=m}^n P_t \right) \quad \text{(Ecuación 17. Ecuación de recarga acumulada de un evento con el método RIB)}$$

$m < n < i$

Donde:

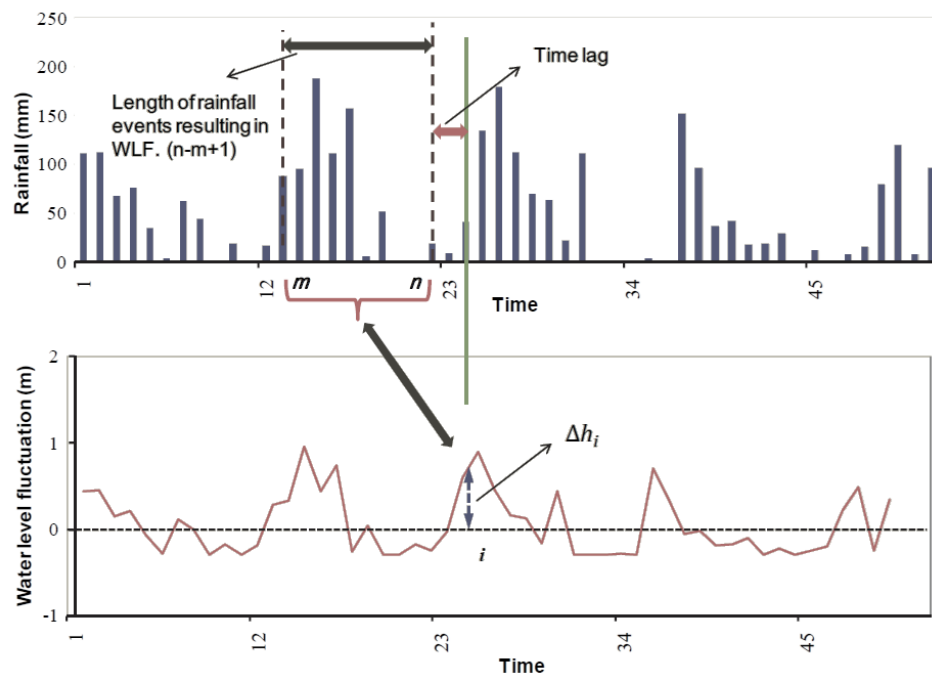
- RIB(i): recarga acumulada de un evento de lluvia de ‘m’ a ‘n’
- I: longitud total de la serie de precipitaciones (i=1,2,3,...,I)
- R: fracción de salida de la precipitación acumulada
- P_i: cantidad de precipitación en la i-ésima escala temporal
- P_{av}: precipitación media de toda la serie temporal
- P_t: valor umbral que representa las condiciones límite (P_t va de 0 a P_{av})

El valor 0 representa un sistema acuífero cerrado, lo que significa que la recarga en la escala temporal i sólo depende de las precipitaciones precedentes de P_m a P_n, mientras que el valor P_{av} representa un sistema abierto, donde la recarga en la escala temporal i depende de la diferencia entre el promedio de las precipitaciones precedentes de P_m a P_n y el promedio de las precipitaciones de toda la serie temporal. Los valores de r y P_t se determinan durante el proceso de simulación. Se supone que la recarga de aguas subterráneas por el método RIB tiene una relación lineal con las fluctuaciones del nivel del agua en condiciones naturales. La relación entre las precipitaciones naturales y las fluctuaciones del nivel del agua puede describirse mediante la *Ecuación 18*. En esta relación, Δh_i es la fluctuación del nivel del freático, que equivale a la diferencia entre el nivel del agua observado en la i escala temporal y el nivel medio del agua de toda la serie temporal. Un valor positivo representa un aumento del nivel del agua, mientras que un valor negativo implica un descenso. S_y es el rendimiento específico del acuífero.

$$\Delta h_i = \frac{1}{S_y} \cdot RIB(i)_m^n \quad (\text{Ecuación 18. Relación entre la recarga de un evento y la fluctuación del nivel freático con el método RIB})$$

Las ecuaciones 17 y 18 indican que la fluctuación del nivel del agua en la i -ésima escala temporal (*diaria/mensual/anual*) se ve afectada por los eventos pluviométricos precedentes de P_m a P_n , con un factor de ponderación $\left(2 - \frac{1}{P_{av}(n-m)} \sum_{i=m}^n P_i\right)$, que es una función de la media móvil de una serie temporal de precipitaciones. No necesariamente es constante y puede ser positivo o negativo en función de que la cantidad de precipitaciones durante el periodo de interés supere o no la media móvil de las precipitaciones. El esquema del modelo RIB se muestra a continuación (figura 7).

Figura 8. Esquema del proceso RIB.



Nota: esquema del proceso RIB para estimar la recarga acumulada y su relación con la variación del nivel freático, producto de un proceso de lluvia afectado por los eventos pluviométricos precedentes, como función de la media móvil de la serie total de precipitaciones. Tomado de Figura 1 (Sun et al., 2013).

Se distinguen tres mecanismos de percolación de la lluvia en diferentes escalas de tiempo, los cuales se enumeran en función de la duración del desfase:

- Fluctuaciones del nivel freático como el resultado de eventos de lluvia precedentes. Se observa a menudo en lugares con tasas de infiltración relativamente rápidas (rango de horas a un día).
- Fluctuaciones del nivel freático como el resultado acumulado de todas las precipitaciones anteriores. Suele representar la combinación de mecanismos de recarga puntual y difusa.
- Fluctuaciones del nivel freático debido a series limitadas de precipitaciones con un cierto desfase temporal. La duración de los desfases varía de varios días a meses (rango de una semana a doce meses).

1.3.11. Modelo numérico de flujo subterráneo

El modelo conceptual es el resultado de integrar un conjunto de variables geológicas, geomorfológicas, hidráulicas, climáticas e hidrológicas para construir en dos o tres dimensiones la representación física de un sistema hidrogeológico de una zona. En el modelo se presenta la delimitación de unidades hidrogeológicas de acuerdo con la capacidad para almacenar y transmitir agua, y se caracterizan de acuerdo con su geometría y características hidráulicas, niveles piezométricos, condiciones de flujo y su interacción con el ciclo hidrológico, y de manera importante, con la determinación de las zonas de recarga y descarga (Ideam; Miniambiente, 2021).

Aplicando la ecuación de continuidad sobre un volumen de control en forma de ortoedro y asumiendo que los ejes de anisotropía son paralelos a los ejes coordenados, se llega a la ecuación de estado del modelo de flujo subterráneo.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) + Q(x, y, z, t) = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Ecuación 19. Ecuación de flujo subterráneo})$$

Donde:

- h : altura piezométrica en el punto (x,y,z) en el tiempo t .
- k_x, k_y y k_z : conductividades hidráulicas.
- S : coeficiente de almacenamiento para el medio poroso.
- (x,y,z,t) : acciones exteriores que le extraen o inyectan agua al macizo rocoso.

En varios modelos, las tasas de recarga potencial estimadas en la zona vadosa se utilizan como insumos en el modelo numérico como la única entrada vertical al acuífero. La ecuación tiene como requisitos para su solución la correcta disposición de condiciones de contorno y condiciones iniciales. A continuación se describen las condiciones de contorno utilizadas en el modelamiento matemático.

1.3.11.1. Condiciones de contorno

Son especificaciones de la variable en desarrollo (en este caso, nivel piezométrico) o la derivada de la variable (flujo) en las fronteras del dominio del modelo. Las condiciones de contorno surgen a partir de la existencia de barreras físicas (fallas o cuerpos de roca impermeables) que inhiben el flujo, como cuerpos de agua lo suficientemente grandes, ya sean ríos de gran magnitud o condiciones hidrológicas como la recarga (Anderson & Woessner, 1991).

Dependiendo el tipo de información que se tiene disponible, existen tres tipos de condiciones de contorno:

- ✓ Dirichlet: frontera con nivel piezométrico conocido.
- ✓ Neuman: frontera con flujo (derivada del nivel piezométrico) conocido.
- ✓ Cauchy-Riemman: se presenta una frontera con flujo conocido que depende de un nivel exterior y de un nivel piezométrico interior.

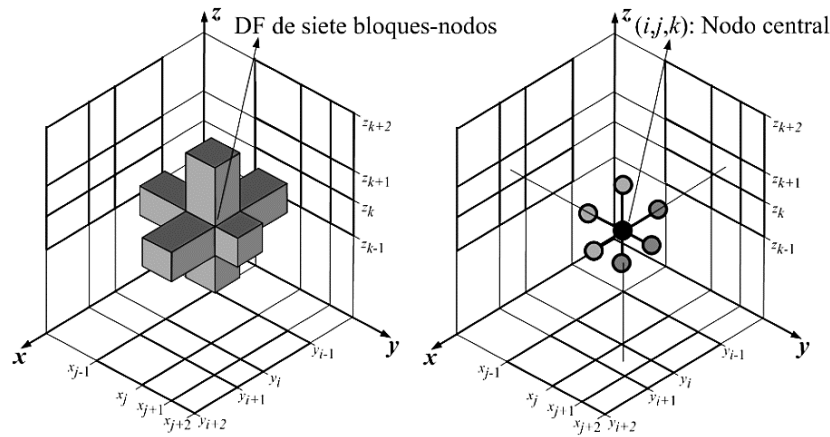
Generalmente, una distribución conocida de los niveles piezométricos a lo largo del área de modelamiento puede tomarse como una condición inicial y asumirse que al inicio de la modelación el sistema hidrogeológico no se encuentra excitado, con lo cual el flujo subterráneo corresponde a un régimen permanente.

1.3.11.2. Solución numérica

Una vez el dominio de trabajo se divide en una malla de bloques u ortoedros irregulares pertenecientes a una malla de diferencias finitas, la solución de la ecuación de continuidad consiste en aplicar dicha ecuación en cada uno de los bloques para formar un sistema de ecuaciones lineales que se resuelven simultáneamente.

En la mayoría de los códigos comerciales la solución de la ecuación de flujo subterráneo por diferencias finitas centradas en nodo utiliza la estructura que se presenta a continuación (figura 9).

Figura 9. Esquema conceptual de la solución de diferencias finitas.



Nota: esquema tridimensional de la configuración de los bloques y los nodos para resolver la ecuación de flujo subterráneo en diferencias finitas. Tomado de Figura 10 (Rendón, 2020).

El balance de masa por todas las caras para el bloque central se expresa con base en la aproximación numérica de las derivadas parciales en la ecuación diferencial de flujo subterráneo en diferencias finitas. Por otra parte, el lado derecho de la ecuación de flujo subterráneo se expresa como diferencia finita temporal hacia adelante.

Sustituyendo las aproximaciones por diferencias finitas de las derivadas espaciales en la ecuación de flujo subterráneo y planteando el balance de masa en los n bloques activos en los cuales se ha representado el acuífero, se llega a un sistema de n ecuaciones lineales que se resuelve para las alturas piezométricas de cada uno de los bloques activos y durante cada uno de los intervalos temporales de la simulación, la cual puede expresarse como $Ah=q_e$. Donde A es una matriz de conductividades hidráulicas equivalentes, simétrica, dispersa por bandas y definida positiva; h el vector de alturas piezométricas y q_e un vector que contiene los volúmenes de agua que entran o salen del acuífero, provenientes tanto de las acciones exteriores como de las condiciones de contorno.

1.3.11.3. Calibración

La calibración del modelo numérico (por ejemplo, rendimiento específico y conductividad hidráulica) se realiza comúnmente a partir de series de datos del nivel freático.

1.4. Identificación de parámetros y variables

Una apropiada evaluación de la disponibilidad hídrica en las regiones en estudio depende de un modelo adecuado que permita cuantificar el recurso, incluyendo el subsuperficial, lo que significa la comprensión del comportamiento hidrodinámico de la cuenca a través de una caracterización confiable de los parámetros hidrogeológicos (Chattopadhyay, Vedanti, & Singh, 2015).

La necesidad de un análisis subsuperficial y la cantidad de variables complican la elección del método más adecuado para cuantificar el recurso. Sin embargo, existen ciertos parámetros y variables comunes en la mayoría de las metodologías, las cuales se han identificado y recopilado en el presente trabajo, y se listan a continuación.

1.4.1. Información climática

- Temperatura: es uno de los factores relevantes del ciclo hidrológico, pues interviene en todas sus etapas. Desde el punto de vista práctico, la temperatura interviene como parámetro en las fórmulas para calcular la evaporación y las necesidades de agua de riego de las plantas. Su empleo está plenamente justificado porque prácticamente en todas partes hay registros de temperatura.
- Radiación: es la fuente de energía del ciclo hidrológico, considerado como el factor más importante, ya que produce variaciones de calor que se traducen en una mayor o menor evaporación. Aunque no es un parámetro con muchos registros debería volverse muy relevante, hasta el punto de sustituir o complementar a la temperatura en el cálculo de otros parámetros hidrológicos.

- Brillo solar: la duración del brillo solar o heliofanía en horas representa el tiempo total durante el cual la luz solar incide directamente sobre alguna localidad, entre el alba y el atardecer. Para cierto periodo de tiempo, el brillo solar está dado por la sumatoria de la unidad de tiempo que lo compone.

1.4.2. Información hidrológica

- Precipitación: es la variable más importante en prácticamente todos los modelos hidrológicos, en especial los de recarga, ya que es la fuente directa de entrada de agua en las reservas subterráneas (Bradbury et al., 2000).
- Evapotranspiración: se refiere a los procesos combinados de transpiración y evaporación directa en la superficie del suelo y de las plantas, algunas de las cuales tienen sistemas de raíces poco profundas para interceptar el agua infiltrada antes que otras plantas. Otros, como los robles, tienen sistemas de raíces profundas que pueden aprovechar la zona saturada para un suministro de agua más constante (Fitts, 2012).
- Escorrentía: es el fenómeno de mayor importancia desde el punto de vista de la ingeniería hidrológica y consiste en la ocurrencia y conducción de agua en la superficie terrestre (Monsalve, 1996).
- Infiltración: es el proceso de entrada de agua en el suelo a través de la superficie terrestre, que puede proceder de la lluvia, el deshielo o de actividades antropogénicas. Es un proceso relevante en el ciclo hidrológico, porque divide los recursos de agua superficial y subterránea. La infiltración depende de la disponibilidad de agua en la superficie del suelo y de sus características, que influyen en la capacidad de retención y en la conductividad hidráulica. El movimiento del agua en el suelo se produce por gravitación y se ve afectado por las fuerzas capilares de las partículas del suelo sobre el agua (Schumann, 1998).

La tasa de infiltración está controlada principalmente por la tasa de movimiento del agua del suelo bajo la superficie y este movimiento continúa después de un evento de infiltración, ya que el agua infiltrada se redistribuye. La infiltración y la percolación desempeñan un papel fundamental en la escorrentía superficial, en la

recarga de las aguas subterráneas, en la evapotranspiración, en la erosión del suelo y en el transporte de sustancias químicas en las aguas superficiales y subterráneas (Gebrekiros, 2015).

- Nivel freático: es el límite entre las zonas no saturada y saturada del subsuelo, es decir, entre la superficie del suelo y la zona donde el agua subterránea satura los espacios entre los sedimentos y las grietas de la roca. Las presiones del agua y la atmosférica son iguales en este límite (National Geographic Society, 2019).
 - Zona no saturada: es la superficie del suelo por encima del nivel freático, donde tanto el oxígeno como el agua llenan los espacios entre los sedimentos. También se denomina zona de aireación, debido a la presencia de oxígeno en el suelo.
 - Zona saturada: se encuentra por debajo del nivel freático, donde el agua llena todos los espacios entre los sedimentos. Esta zona está delimitada en su parte inferior por roca impenetrable.
- Recarga subterránea: consiste en la adición de agua a la zona saturada por alguna de las cuatro fuentes principales: el flujo descendente proveniente de la precipitación a través de la zona no saturada que llega a la capa freática, el flujo lateral o vertical entre acuíferos, la recarga inducida de las masas de agua superficiales cercanas resultante de la extracción de agua subterránea y la recarga artificial, como la que se produce mediante la inyección en pozos de sondeo o los estanques de infiltración creados por el hombre.

1.4.3. Información geográfica y geológica

- Topografía. Información regional de la superficie terrestre con sus formas y detalles, tanto naturales como artificiales.
- Textura del suelo. El tipo de suelo que tiene una zona es un factor importante a la hora de determinar su capacidad de retención o de flujo.

- Cobertura de suelos. El revestimiento vegetal afecta las tasas de infiltración y determina la zona subsuperficial donde ocurre la evapotranspiración. A menos permeabilidad del tipo de cobertura, mayor escorrentía, y a menor infiltración, menor recarga.
- Capacidad máxima de almacenamiento. Representa la cantidad de agua que un suelo con determinada textura y cobertura es capaz de retener.
- Geología. La información geológica se puede dar en torno al reconocimiento de unidades geológicas superficiales desde la perspectiva de la hidrogeología. Es decir, identificar las unidades que tengan capacidad de almacenamiento y flujo de agua subterránea, teniendo en cuenta sus características litológicas y estructurales. Así como la identificación de fallas y plegamientos.

El concepto de unidad hidrogeológica reúne las unidades litológicas que poseen, conceptualmente, propiedades hidráulicas similares (porosidad, conductividad, transmisividad). Un adecuado modelo debe identificar y caracterizar hidráulicamente el sistema, de modo que se obtengan las extensiones de las unidades hidrogeológicas y una geometría del modelo general, para posteriormente asignar celda a celda los valores de conductividad y almacenamiento, con el fin de posibilitar el desarrollo matemático del problema.

2. Evaluación de métodos y modelos

Con base en la exhaustiva revisión bibliográfica se hace un análisis crítico de los métodos y modelos para estimar la disponibilidad del recurso y la clasificación climática de las regiones, encontrando posibles relaciones conceptuales en los aportes de otros autores, que pueden ser relevantes en la investigación.

La metodología de esta investigación se basa en el método deductivo teórico, el cual se apoya en datos generalmente aceptados, para llegar a una conclusión particular. El presente trabajo se fundamenta en métodos y conceptos evaluados en el marco de las regiones en estudio, propuestos por investigadores en el campo de la hidrología, y que conducen a la estimación de la disponibilidad del recurso.

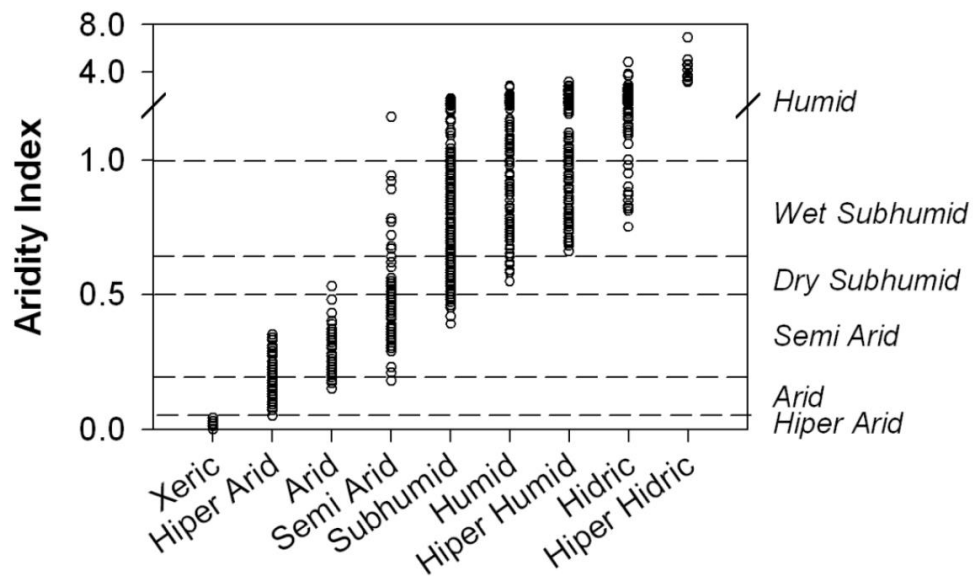
2.1. Evaluación de alternativas para la clasificación de regiones

Como se mencionó en el numeral 1.2.1, existen varios métodos para delimitar zonas áridas. Uno de los criterios más ampliamente usados para la clasificación de las regiones es el índice global de aridez, desarrollado por el Programa de Naciones Unidas para el Medioambiente en 1977, que permite establecer las zonas de riesgo a desertificación.

Como resultado del análisis de la información encontrada en la revisión documental se puede concluir que la clasificación de los climas se realiza comúnmente con los índices que evalúan anualmente los parámetros hidrológicos, pero estos métodos no contemplan el efecto de la estacionalidad, encubriendo en cierto sentido las sequías estacionales. Por otra parte, el uso de los métodos o indicadores que consideran la repartición de los parámetros hidroclimatológicos mensualmente permiten obtener resultados más representativos y cercanos a la realidad (UNESCO, 2010). La Figura 10 muestra una comparación realizada por la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (1984) del índice global de aridez anual y el régimen de aridez mensual, para cerca de 800 estaciones distribuidas en América Latina y el Caribe.

Ambos indicadores muestran coincidencia en climas muy áridos y húmedos, mientras que se observa una discrepancia significativa en los regímenes de transición. De esta manera, el índice anual podría calificar una región como ‘subhúmeda’, mientras que el indicador mensual puede ubicarla como ‘semiárida’. Por lo tanto, es importante contar con una mayor cantidad de datos en el análisis, como la temperatura mínima, la altura y la estacionalidad de la aridez durante todo el año (García G., 2007).

Figura 10. Comparación de índices de humedad.



Nota: comparación del índice global de aridez anual y régimen de aridez mensual para cerca de 800 estaciones en América Latina y el Caribe (tomado de Unesco, 2010).

De acuerdo con la presente investigación, el índice de Martonne (IM) y el régimen de aridez son los indicadores hidrológicos más utilizados para evaluar o clasificar las regiones climatológicas mensualmente. Con respecto al IM, se presenta una dificultad en su aplicación por la escasa posibilidad de comparar estaciones o regiones cuantitativamente similares, además de que realmente refleja una condición de pluviosidad y no de aridez o sequía, toda vez que aumenta su valor de manera directamente proporcional a la magnitud de la precipitación mensual (Troyo, y otros, 2014).

2.2. Lineamientos conceptuales para la evaluación de métodos y modelos en el marco de las regiones áridas y desérticas

Actualmente existen varios modelos o métodos para evaluar la disponibilidad de los recursos hídricos, en los que se incluyen los métodos empíricos, basados en la física mecánica, los métodos con entorno de sistemas de distribución espacial y los métodos con modelos de inteligencia artificial (Izady, et al., 2013; Earon & Olofsson, 2020). Para el caso de las regiones áridas y desérticas se debe contemplar el delicado equilibrio hidrológico, en el que toda la naturaleza del ciclo y, por lo tanto, los parámetros de un modelo pueden verse alterados por secuencias prolongadas de clima húmedo o seco. A su vez, en estas regiones las precipitaciones tienden a ser más variables, tanto en el espacio como en el tiempo, que las zonas más húmedas (Virães y Cirilo, 2019).

Según Huang et al. (2016), la mayoría de los modelos hidrológicos descritos en la bibliografía existente pueden representar la hidrología en regiones húmedas, pero esto no sucede cuando se trata de cuencas hidrográficas en territorios áridos. Al-Qurashi et al. (2008), haciendo referencia a varios autores, atribuyen esta dificultad a la escasez generalizada de datos sobre precipitación, caudal, propiedades del suelo y condiciones iniciales de humedad, así como a la influencia de la variabilidad de la vegetación estacional e interanual, a la complejidad de la morfología del curso de agua, a la dificultad de cuantificar las pérdidas por desbordamiento y a la inexactitud al estimar la evaporación potencial.

Las regiones áridas y semiáridas representan un gran desafío para aplicar modelos hidrológicos debido a la escasez de datos. De acuerdo con McIntyre y Al-Qurashi (2009), la selección de un modelo de flujo de lluvia para su aplicación en una región árida debe considerar las características espaciales de la precipitación, la variabilidad y no linealidad de las pérdidas, y la disponibilidad y calidad de los datos. No existen muchos modelos hidrológicos desarrollados especialmente para regiones áridas o semiáridas, por lo que para superar esta dificultad se utilizan modelos hidrológicos desarrollados para aplicación general, sin especificidad para regiones áridas, encontrando resultados consistentes con la experiencia

de otros modeladores y concluyendo en la necesidad de más investigación científica, especialmente en lo que respecta a la observación de precipitaciones.

En general, son varias las cualidades requeridas en un modelo hidrológico integral, mencionadas por diversos autores e irrecusablemente aplicables para las regiones en estudio. Por esta razón, como resultado del proceso de revisión y análisis documental desarrollado en la primera parte de esta investigación, y buscando establecer los principales lineamientos para el desarrollo de una adecuada evaluación de los métodos hidrológicos que se presentaron en el capítulo 1, se realizó una tabla resumen de las principales características que se deben considerar en los métodos o modelos hidrológicos, organizando y agrupando las recomendaciones y comentarios de diversos investigadores y expertos.

Igualmente, de acuerdo con la revisión bibliográfica desarrollada en el numeral 1.3, se puede afirmar que la recarga de agua subterránea desempeña un papel fundamental al momento de determinar la disponibilidad del recurso en las regiones áridas y desérticas. Dicha recarga se puede cuantificar por encima o por debajo de la zona saturada. En la Tabla 8 se señalan siete parámetros relevantes y recurrentes para realizar una evaluación integral de la disponibilidad hídrica. Con base en esto, se plantean los siguientes lineamientos que permiten avanzar con el objetivo de la presente investigación y desarrollar la evaluación de los diversos métodos y modelos que permitan seleccionar el mejor método de evaluación de disponibilidad del recurso para las regiones áridas y desérticas:

1. Recarga de agua subterránea.
2. Escala de tiempo
3. Espacialidad de parámetros hidrológicos.
4. Características fisiográficas de la región.
5. Variabilidad y no linealidad de las pérdidas.
6. Exceso de infiltración y/o saturación del suelo.
7. Disponibilidad de datos

Tabla 8. Lineamientos y recomendaciones de un modelo hidrológico integral.

Referencia	Topografía	Cobertura vegetal	Tipo de suelo	Condiciones climáticas	Distribución espacial	Características geológicas	Niveles piezométricos	Comentario
(Hirata, Zoby, & Oliveira, 2017).	✓	✓	✓	✓		✓		La recarga de agua subterránea está determinada por una combinación de variables como el tipo y manejo del suelo, la cobertura vegetal, la topografía, las condiciones climáticas y geológicas.
(Ideam; Miniambiente, 2014)				✓	✓	✓		El modelo conceptual es el resultado de la integración de un conjunto de variables geológicas, geomorfológicas, hidráulicas, climáticas e hidrológicas, con las que se pretende construir una representación física del sistema hidrogeológico de una zona en dos o tres dimensiones. En el modelo se presenta la delimitación de unidades hidrogeológicas de acuerdo con la capacidad de almacenar y transmitir agua, y se caracterizan con base en su geometría y características hidráulicas, niveles piezométricos, condiciones de flujo y su interacción con el ciclo hidrológico, y de manera importante, la determinación de las zonas de recarga y descarga.
(Rendón, 2020)		✓	✓		✓	✓		Para la construcción de un marco de modelación consistente es necesario desarrollar un modelo hidrogeológico conceptual que permita entender el sistema, es decir, las características hidráulicas de los materiales, su heterogeneidad y anisotropía; el tipo de flujo subterráneo y las características de porosidad. (...) La importancia de usar un modelo hidrológico de base física para estimar la recarga potencial de largo plazo es que permite considerar la variabilidad espacial de la precipitación, la evapotranspiración e incluir las características de los suelos y las coberturas vegetales, factores fundamentales en los procesos de generación de la escorrentía y su partición en los diferentes componentes.
De Carvalo, et al., 2015; De Vries & Simmers, 2002; Souza et al., 2019.	✓	✓	✓	✓	✓	✓		Es importante destacar que no se debe ignorar la variabilidad espacial en la precipitación. Así mismo, la infiltración representa el proceso hidrológico más importante para la recarga y está determinada por variables como el tipo y manejo del suelo, la topografía del relieve, la cobertura vegetal y las condiciones climáticas y geológicas
Bradbury et al., 2000	✓	✓	✓		✓			Caracterizar espacial y temporalmente la precipitación es importante para entender la disponibilidad hídrica en detalle y la posibilidad del flujo de agua superficial de un lugar a otro, de acuerdo con las condiciones topográficas y la posibilidad de recarga a partir de las condiciones del suelo.
McIntyre y Al-Qurashi (2009)				✓	✓			La selección de un modelo de flujo de lluvia para su aplicación en una región árida o semiárida debe considerar las características espaciales de la precipitación, la variabilidad y no linealidad de las pérdidas, y la disponibilidad y calidad de los datos.
Cruz et al., 2013		✓	✓	✓	✓			La recarga basada en la ecuación general de balance hidrológico aplicada en un sistema de información geográfica debe utilizar datos de precipitación y temperatura, así como tomar en cuenta el tipo y uso de suelo, y la vegetación.
Sun et al., 2013		✓	✓	✓		✓	✓	El agua de recarga que llega a la capa freática no es necesariamente el resultado de un sólo evento de lluvia. Las fluctuaciones del nivel pueden ser causadas por una serie de eventos de lluvia. El lapso y la duración de los eventos de precipitación relacionados dependen de varios factores, como el espesor de la zona no saturada, la textura del suelo, el tipo y el tamaño de la vegetación y la geología del acuífero.
Healy et al., 2007	✓	✓	✓	✓	✓		✓	Factores como las propiedades del suelo, la vegetación, el uso de la tierra, la pendiente, el clima (especialmente la tasa de precipitación y la temperatura) y la profundidad del nivel freático pueden afectar las tasas de infiltración y escorrentía utilizadas en un modelo hidrológico.
Lernenr, DN; Isswar, A; Simmers, I, 1990	✓	✓	✓	✓	✓			La determinación y diferenciación de los eventos individuales de recarga de aguas subterráneas dentro de un sistema acuífero en zonas áridas no es ni directa ni fácil. Esto es consecuencia de la variabilidad temporal de las precipitaciones en los climas áridos y semiáridos y de la variabilidad espacial de la topografía, la vegetación y las características y el uso del suelo.

Nota: cuadro resumen de los parámetros y características y recomendaciones que se deben considerar en el desarrollo de un modelo hidrológico que permita el análisis y la cuantificación integral de la disponibilidad hídrica en una región.

2.3. Evaluación de alternativas metodológicas

Con base en los lineamientos definidos es necesario realizar un análisis y una evaluación detallados de cada uno de los métodos y modelos presentados en el numeral 1.3. *Métodos o modelos hidrológicos conceptuales*. En la tabla 9 se presenta el resumen de dicha evaluación, que incluye un análisis del tipo de modelo, la zona de aplicación (saturada o vadosa), sus resultados, sus desventajas o limitaciones, observaciones que se deben considerar, comentarios de diversos investigadores y, finalmente, un comentario del autor del presente trabajo de investigación como producto del proceso de evaluación.

Como se ha visto, existen diversos modelos o métodos para cuantificar la disponibilidad del recurso, pero elegir el apropiado no resulta tarea fácil. En general, estos métodos o modelos hidrológicos se pueden aplicar en dos zonas, con el fin de cuantificar la disponibilidad del recurso: por encima de la zona saturada y en la zona saturada. Los primeros consisten en métodos de balance hídrico, que utilizan datos del clima y del suelo para estimar la cantidad de agua que pasa por la zona no saturada y se convierte en recarga potencial al llegar a la zona saturada. Por otro lado, los modelos en la zona saturada trabajan generalmente con información de niveles freáticos o con métodos de seguimiento o trazadores. Así mismo, dentro de cada zona (saturada y no saturada) los métodos se pueden clasificar en enfoques de balance hídrico, modelos físicos, modelos hidrogeológicos, métodos de trazadores químicos, modelos numéricos, separación del flujo base e, incluso, mediciones directas utilizando la humedad del suelo a través de sensores y lisímetros (Souza et al., 2019; De Vries & Simmers, 2002; Udawatta et al., 2011).

Tabla 9. Evaluación de los métodos y modelos hidrológicos.

Método	Tipo y zona ET ^[1]	Resultado	Desventajas/limitaciones	Observaciones	Comentarios de investigadores	Conclusión personal	
Bradbury	Balance diario discretizado por celdas en el suelo sobre la zona saturada.	M D*	Mapa de percolación neta como recarga potencial de aguas subterráneas.	No contempla el sistema de flujo de agua subterránea y, por lo tanto, no puede diferenciar las áreas de recarga con respecto a las de descarga.	<ul style="list-style-type: none"> Realiza un balance celda a celda sobre un DEM, con base en las características físicas e hidrometeorológicas de la cuenca. Considera la variabilidad espacial. Desarrollado para cuencas en regiones húmedas. 	<ul style="list-style-type: none"> Es adecuado para modelos a nivel diario, lo que permite tomar decisiones más precisas. No requiere parametrización extensa, por lo que se puede aplicar en un periodo de tiempo relativamente corto y es fácil de usar. 	Aunque el modelo se desarrolló para regiones húmedas se puede aplicar en regiones áridas y desérticas, teniendo en cuenta que contempla las características fisiográficas de la cuenca y la distribución espacial. Es necesario revisar la obtención de los parámetros base de acuerdo con la región en estudio.
			Recarga puntual y potencial de aguas subterráneas, luego de superada la capacidad de almacenamiento en el suelo.	La principal limitación del modelo es que proporciona estimaciones puntuales y requiere mapas espaciales, como covariables de la recarga de agua subterránea.	<ul style="list-style-type: none"> Se desarrolló para regiones estacionales que requieren un balance diario, debido al déficit hídrico causado por la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración potencial. No limita su aplicación en un ambiente tropical húmedo. La estimación del balance hídrico utilizando este modelo es posible con una combinación de datos de suelo, vegetación, precipitación y evapotranspiración. 	<ul style="list-style-type: none"> El modelo es sensible a los parámetros del número de curva y a la capacidad total de almacenamiento en el suelo. El parámetro de capacidad de almacenamiento del suelo (TWS) se puede adoptar utilizando datos de campo del suelo y análisis de laboratorio estándar. Cuantifica y modela la cantidad de agua que potencialmente puede filtrarse y alcanzar el nivel freático de manera efectiva. 	Lo considero un buen método, debido a su sencillez y la inclusión de las características fisiográficas por sectores. Pero me parece necesario considerar la especialización de los parámetros hidroclimatológicos. Igualmente, se requiere información de campo para determinar los valores de capacidad de almacenamiento en el suelo.
Modelo de Balance Hídrico (WBM)	Balance mensual o anual, sectorizado regional, en la zona no saturada o superficial.	M A	Recarga mensual potencial del acuífero separado por tipo de suelo.	La principal limitación del modelo es que proporciona estimaciones puntuales y requiere mapas espaciales como covariables de la recarga de agua subterránea.	<ul style="list-style-type: none"> Permite estimar la recarga para toda el área en estudio y para cada tipo de cobertura vegetal. Se puede considerar que cada área con un uso de suelo diferente tiene una capacidad máxima de retención de agua, dependiendo de la extensión de la zona radicular dentro de la zona insaturada. Es el método más comúnmente usado y aplicado en diversas regiones en el mundo. 	<ul style="list-style-type: none"> El método posee dos características: especialización de recarga y aplicabilidad para escenarios futuros. La variación de almacenamiento de la zona insaturada se puede calcular como la diferencia entre el contenido de agua en el suelo con respecto al mes en cuestión y el anterior. La variable con mayor incertidumbre es la evapotranspiración (ET), cuya definición depende de variables climáticas y coeficientes de cultivo, adoptados a partir de valores citados en la bibliografía existente. 	Respecto al balance hídrico regional, sin tener en cuenta variación del almacenamiento en la zona vadosa, aunque es una aproximación del proceso de recarga en el acuífero que permite identificar la existencia de un volumen regional de recurso hídrico, no se recomienda ya que generaliza los parámetros del tipo de cobertura y textura del suelo y, por lo tanto, no considera su humedad como la variación temporal.
			Recarga mensual potencial del acuífero separado por tipo de suelo.	La principal limitación del modelo es que proporciona estimaciones puntuales y requiere mapas espaciales como covariables de la recarga de agua subterránea.	<ul style="list-style-type: none"> Permite estimar la recarga para toda el área en estudio y para cada tipo de cobertura vegetal. Se puede considerar que cada área con un uso de suelo diferente tiene una capacidad máxima de retención de agua, dependiendo de la extensión de la zona radicular dentro de la zona insaturada. Es el método más comúnmente usado y aplicado en diversas regiones en el mundo. 	<ul style="list-style-type: none"> El método posee dos características: especialización de recarga y aplicabilidad para escenarios futuros. La variación de almacenamiento de la zona insaturada se puede calcular como la diferencia entre el contenido de agua en el suelo con respecto al mes en cuestión y el anterior. La variable con mayor incertidumbre es la evapotranspiración (ET), cuya definición depende de variables climáticas y coeficientes de cultivo, adoptados a partir de valores citados en la bibliografía existente. 	Respecto al balance hídrico regional, sin tener en cuenta variación del almacenamiento en la zona vadosa, aunque es una aproximación del proceso de recarga en el acuífero que permite identificar la existencia de un volumen regional de recurso hídrico, no se recomienda ya que generaliza los parámetros del tipo de cobertura y textura del suelo y, por lo tanto, no considera su humedad como la variación temporal.

Método	Tipo y zona ET ^[1]	Resultado	Desventajas/limitaciones	Observaciones	Comentarios de investigadores	Conclusión personal
Modhac	Modelo regional de balance de parámetros hidrológicos a nivel superficial y subsuperficial, mediante tres reservorios ficticios.	M A Cálculo de los caudales en los ríos.	Requiere el levantamiento de una extensa base de datos hidrológica y espacial sobre la región, analizando datos de series de hidroclimatológicas, reduciendo la calidad de las simulaciones.	<ul style="list-style-type: none"> • Se usa comúnmente como la mayoría de los modelos de flujo de lluvia, pero también fue desarrollado para cumplir con características semiáridas. • Es un modelo que no considera explícitamente la variabilidad espacial del proceso hidrológico y las características fisiográficas de la cuenca, pero se puede utilizar como modelo semi distribuido en una cuenca compuesta por subcuencas interconectadas. • El modelo requiere la calibración de catorce parámetros, de los cuales algunos pueden considerarse constantes o descartarse, debido a las características específicas de la cuenca que se modele, reduciendo así el trabajo de ajuste. 	<ul style="list-style-type: none"> • La calidad de los parámetros del modelo presenta mejores ajustes para las cuencas hidrográficas que tienen series más antiguas y consistentes. En algunos casos, los resultados se ven afectados por la ausencia de estaciones fluviométricas con series largas, consistentes y disponibles. • La deficiencia en los datos de precipitación se encontró responsable de reducir la calidad de la simulación de los periodos más recientes. Por lo tanto, no se pudo deducir con seguridad que los valores de los parámetros calibrados no sean apropiados para la serie de datos. • Mejorar la modelación para las regiones áridas con escasos datos está relacionado con la parametrización con mayor base física. De esta manera, una parte significativa de los parámetros se puede calcular directamente a partir de las características de la cuenca. 	Teniendo en cuenta la cantidad de parámetros requeridos y la falta de variabilidad espacial del proceso hidrológico, no es aconsejable su aplicación para las regiones en estudio, teniendo en cuenta la poca información y la necesidad de determinar varios parámetros a partir de información secundaria, lo que lleva a una gran incertidumbre en los resultados.
Soil Moisture Accounting – SMA	Modelo de simulación continua de flujo y almacenamiento a nivel superficial y subsuperficial (zona vadosa y saturada).	D Escorrentía superficial de la cuenca, flujo de agua subterránea y las pérdidas por ET y percolación profunda en toda la cuenca.	Los parámetros del modelo SMA deben determinarse mediante la calibración con los datos observados, los insumos de precipitación, evapotranspiración, e hidrogramas observados.	<ul style="list-style-type: none"> • Es un modelo continuo que simula el comportamiento tanto en clima húmedo como en seco. • El modelo representa la cuenca hidrográfica con una serie de capas de almacenamiento. • Las tasas de entrada, salida y capacidad de las capas controlan el volumen de agua perdida o agregada a cada uno de estos componentes de almacenamiento. • En el SMA no se modeló el flujo del acuífero. 	<ul style="list-style-type: none"> • El análisis de sensibilidad revela que el almacenamiento del suelo, la tasa de percolación del suelo, la tasa máxima de infiltración, el porcentaje de área impermeable y el almacenamiento del suelo en tensión fueron los parámetros más sensibles, siendo el almacenamiento del suelo el más sensible y la tasa de percolación el menos sensible. • Las eficiencias generales, el error porcentual en volumen, el porcentaje de error pico, el coeficiente de determinación y el índice de concordancia arrojan resultados muy favorables del uso y ajuste del modelo para los periodos de calibración y validación. 	Considero que el método es muy bueno y completo; sin embargo, requiere un proceso complejo y detallado de recopilación de información hidroclimatológica, del suelo y de la estructura geológica para obtener un modelo aceptable por medio de la calibración y la verificación. Siendo así, su aplicación en las regiones áridas y desérticas es bastante complejo, debido a la limitada disponibilidad de información.

Método	Tipo y zona ET ^[1]	Resultado	Desventajas/limitaciones	Observaciones	Comentarios de investigadores	Conclusión personal
Simulación Hidrológica Estacional	Modelo de simulación continua de flujo y almacenamiento a nivel superficial y subsuperficial (zona saturada y vadosa).	Escorrentía superficial y sub-superficial por subcuenca.	Cuenta con más de diez variables, de las cuales varias requieren calibración adecuada con los datos observados, en especial los registros históricos de escorrentía.	<ul style="list-style-type: none"> • Transforma estadísticas de precipitación mensual en escurrimientos subterráneos y superficiales, considerando los procesos de evaporación e infiltración de cada cuenca y aplicando relaciones de balance de masa entre los componentes del sistema. • Subdivide cada cuenca aportante en varias subcuencas homogéneas, conectadas en serie, y en cada una de ellas define tres niveles de almacenamiento, los cuales están vinculados por cinco procesos: escorrentía superficial, infiltración, evapotranspiración, percolación profunda y flujo de agua subterránea. 	<ul style="list-style-type: none"> • Con los parámetros optimizados se demostró que el modelo es adecuado y eficiente al comparar los hidrogramas históricos con los verificados y los resultados de las funciones objetivas basadas en la simulación de afluencia. Por lo tanto, podrá extender registros cortos de afluencia basados en registros mayores de precipitación antes de la construcción de embalses multipropósito. 	El concepto teórico del modelo de simulación continua cuenta con algunas similitudes respecto al modelo SMA implementado por HEC-HMS. Teniendo en cuenta las características del modelo Seamod y las observaciones realizadas al modelo SMA, recomendaría usar este último cuando se desee realizar una simulación continua a largo plazo, teniendo la adecuada información para la correcta calibración del modelo.
Balace Hidrológico de agua subterránea	Balace hidrológico en la cuenca o acuífero a nivel superficial y subsuperficial.	Cambio de almacenamiento subterráneo o recarga general para todo el acuífero en un periodo de tiempo determinado.	Requiere información piezométrica, datos de conductividad y transmisividad hidráulica de los materiales del subsuelo e información del espesor de la capa acuífera en los límites del acuífero.	<ul style="list-style-type: none"> • Utiliza una combinación de métodos potenciales y reales para la estimación de la recarga, incluyendo en la ecuación de balance varios componentes que no se consideran en otros métodos. • La recarga vertical se puede estimar a partir de un modelo de infiltración para la cuenca utilizando la ecuación de balance hidrológico en la zona superficial, con datos de precipitación y temperatura, información del tipo y uso de suelo, así como de la vegetación, aplicado en un sistema de información geográfica (SIG). 	<ul style="list-style-type: none"> • Tomando en cuenta que las características del acuífero se pueden agregar como componentes a la ecuación de balance, como la entrada por intrusión marina (R_{im}), o en caso contrario, eliminar las componentes de entrada que no existen o no se consideran relevantes. • La principal ventaja del método del balance hídrico radica en el uso de datos que están generalmente disponibles (precipitación, escorrentía superficial y niveles de agua). • La mayor limitación de este método es que la precisión de la estimación de la recarga depende de la precisión con la que se midieron o estimaron los componentes de la ecuación. 	Teniendo en cuenta el nivel de información que requiere esta metodología como insumo, en especial la información piezométrica y geológica, así como el resultado de ésta como un valor global para la cuenca o el acuífero comúnmente a nivel anual, considero que es preferible utilizar otras metodologías que contemplen la distribución espacial del proceso hidrológico para determinar de manera integral la disponibilidad del recurso. Ahora bien, es un método sencillo en el caso de querer revisar de forma global el estado general de explotación de un acuífero o analizar el impacto de actividades de recuperación o explotación.

Método	Tipo y zona ET ^[1]	Resultado	Desventajas/limitaciones	Observaciones	Comentarios de investigadores	Conclusión personal
WTF - Fluctuación del nivel freático	Análisis gráfico de los registros piezométricos para la determinación de la recarga.	D Recarga total a partir de la evaluación individual del nivel freático.	<ul style="list-style-type: none"> • Dependen del monitoreo de la distribución del pozo y sólo se pueden aplicar a los puntos donde se ubican los pozos. • Requiere un conocimiento específico de los valores de rendimiento. 	<ul style="list-style-type: none"> • Todos los demás componentes del balance de agua subterránea (en la zona saturada), aplicados en una cuenca, son nulos durante el periodo de recarga subterránea. • No tiene en cuenta el agua que sale del acuífero durante el intervalo de tiempo de aplicación. • Una vez estimada la recarga individual para cada piezómetro, es necesario utilizar un método para su especialización, comúnmente considerando las características de cobertura y tipo del suelo o las características hidrológicas. • Se requiere, al menos, un registro del nivel freático diario y una estimación del almacenamiento específico (Sy) de la zona de fluctuación. 	<ul style="list-style-type: none"> • El método WTF es aplicable sólo a acuíferos libres y requiere conocimiento del rendimiento específico de la formación geológica (Sy) y variaciones en el nivel del agua a lo largo del tiempo. • El rendimiento específico (Sy) está relacionado con la porosidad del suelo, es un parámetro de difícil obtención y suele variar según la profundidad, debido a la heterogeneidad de los suelos. • Los mejores resultados se obtienen en áreas con nivel de agua poco profundo, lo que permite incrementos rápidos del nivel freático con las precipitaciones. • La precisión de las mediciones es de gran importancia porque la lámina de agua precipitada en cada evento puede comprender algunas decenas de milímetros y su efecto sobre el nivel del agua es pequeño. • El método es atractivo porque suele haber información asequible sobre niveles. Sin embargo, pueden cometerse errores al confundir fluctuaciones debidas a la recarga y descarga del acuífero con aquellas producidas por bombeos, fluctuaciones barométricas u otras causas. 	Considero que tanto WTF como RIB son métodos bastante atractivos, ya que sólo requieren series de precipitación y niveles freáticos, incluso para una estimación aproximada del rendimiento específico (Sy). Ahora bien, para mejores resultados, es necesario determinar los valores de Sy, a partir de ensayos del contenido de humedad del suelo. Sin embargo, para una evaluación integral queda limitado al requerir un balance adicional a nivel subsuperficial. Igualmente, para las regiones muy áridas y desérticas no resulta útil la aplicación de estos métodos, debido a que la recarga de la lluvia en la mayoría del tiempo es tan pequeña que resulta muy complejo identificar las variaciones significativas en el nivel freático.
Avance de infiltración de lluvia (RIB)	Análisis gráfico de los registros piezométricos y de precipitación para la determinación de la recarga.	D Recarga en la zona saturada por el flujo del agua lluvia a través de la zona no saturada.	<ul style="list-style-type: none"> • Muy sensible al parámetro de rendimiento específico, por lo que debe conocerse o seleccionarse con precaución. • Es incapaz de estimar la recarga en áreas extremadamente áridas, ya que la recarga de la 	<ul style="list-style-type: none"> • El método se basa en la recarga de las aguas subterráneas por el flujo de agua a través de la zona no saturada que llega a la capa freática, donde la recarga es la parte de la lluvia que se filtra a través de la zona no saturada hasta la capa freática. • El modelo es adecuado para acuíferos poco profundos no confinados con transmisividad relativamente baja. • No es un método intensivo en datos, pero se requiere un buen 	<ul style="list-style-type: none"> • El análisis de correlación entre la precipitación y los datos de WTF observados a escala diaria y mensual, junto con las estimaciones de recarga obtenidas de otros métodos, demuestra que los resultados de RIB que utilizan datos mensuales son más realistas que los de los datos diarios, cuando se utilizan series de tiempo largas. • El análisis de sensibilidad mostró que la tasa de recarga por el modelo RIB es específicamente sensible al parámetro de rendimiento específico, que debe seleccionarse con precaución. 	

Método	Tipo y zona ET ^[1]	Resultado	Desventajas/limitaciones	Observaciones	Comentarios de investigadores	Conclusión personal
Balance de masas de cloruro (CMB)	Balance de masas con enfoque de trazador de cloruro, Cl, en la zona saturada.	D Recarga en la zona saturada.	<p>lluvia es demasiado pequeña para causar un aumento significativo del nivel del agua.</p> <ul style="list-style-type: none"> No es aplicable a acuíferos con conductividad hidráulica extremadamente alta. 	<p>conocimiento de las propiedades hidráulicas del acuífero.</p>	<ul style="list-style-type: none"> El modelo RIB se puede utilizar para estimar la recarga de agua subterránea con series de tiempo suficientemente largas de nivel de agua subterránea y lluvia disponible en regiones similares. El modelo RIB es más adecuado para acuíferos poco profundos no confinados con transmisividad relativamente más baja. 	<p>El método basado en técnicas de trazador resulta atractivo por el hecho de requerir sólo tres parámetros, entre ellos la precipitación. Sin embargo, en las regiones áridas y desérticas no es común tener información de concentración de cloruro. Podría considerarse la instrumentación de la región para el muestreo de Cl, pero su aplicación requiere de algunos años.</p>
			<ul style="list-style-type: none"> Se desconoce la deposición atmosférica a largo plazo. No debe aplicarse en áreas donde se produce una acumulación o mezcla de agua subterránea salina. Incertidumbre en el contenido de cloruro medido de la lluvia y la cantidad de lluvia, dependiendo del tipo de pluviómetro utilizado, la contaminación y los errores al medir concentraciones de cloruro. 	<p>Este método se basa en el supuesto de conservación de la masa entre la entrada de cloruro atmosférico y el flujo de cloruro en el subsuelo.</p> <ul style="list-style-type: none"> Se puede utilizar para estimar un flujo de drenaje o humedad en la zona no saturada mediante una técnica de perfilado cuando se supone un flujo difuso, así como también para estimar la recarga en la zona saturada. El método CMB para la zona saturada puede ser especialmente útil en áreas donde los niveles de agua subterránea no fluctúan o donde faltan datos sobre los niveles de esta agua. 	<ul style="list-style-type: none"> El método CMB presenta muy buenos resultados, mostrando la importancia de incorporar el muestreo y el análisis de Cl perteneciente a la lluvia y las aguas subterráneas en las redes gubernamentales de monitoreo de aguas subterráneas para permitir la estimación de la recarga. La entrada atmosférica medida de cloruro (con registros a corto plazo) es representativa durante un periodo prolongado y, por lo tanto, es un área de preocupación, ya que la precipitación y la deposición de cloruro durante el pasado pueden ser diferentes a las de hoy. A pesar de sus limitaciones y deficiencias, el método CMB es muy recomendable también para sistemas de rocas fracturadas, ya que es relativamente simple en su aplicación y es quizás el método menos costoso. 	

Método	Tipo y zona ET ^[1]	Resultado	Desventajas/limitaciones	Observaciones	Comentarios de investigadores	Conclusión personal
Modelo de flujo subterráneo	Método numérico para la estimación del flujo subterráneo en la zona vadosa y saturada.	A M D Determina la distribución de los niveles de agua en el espacio y en el tiempo.	<ul style="list-style-type: none"> • El modelo requiere información detallada de la litología y la estructura geológica de la región. • Se limita a la estimación del flujo subterráneo. 	<ul style="list-style-type: none"> • En estas ecuaciones diferenciales las coordenadas espaciales y el tiempo son las variables independientes, y la altura piezométrica la variable dependiente. Para derivar la ecuación diferencial del flujo subterráneo se utilizan la ley de Conservación de la Masa o principio de continuidad y la ley de Darcy. • Se asume que el flujo es saturado, que la densidad del agua es prácticamente constante y que los ejes de anisotropía coinciden con los ejes principales. 	<ul style="list-style-type: none"> • El modelo es particularmente sensible a los cambios en conductividad hidráulica horizontal, mientras que ante cambios en parámetros como la conductancia no presenta alta sensibilidad. • En general, los resultados muestran coherencia y avalan la consistencia de las conclusiones. • La calibración del modelo numérico evidenció la influencia de los parámetros hidrogeológicos más distintos y reforzó la importancia de recopilar más información espacial para caracterizar el área de estudio con mayor detalle, reduciendo así las incertidumbres en el modelado. • Los modelos computacionales pueden utilizarse no solo para controlar las estimaciones de recarga, sino también para profundizar en la comprensión de los procesos que ocurren en el área de estudio, o incluso permitir una evaluación del impacto de diferentes escenarios climáticos a nivel del acuífero. 	Es un excelente método si se tiene como objetivo el estudio detallado de los acuíferos, su interacción y flujos, con fines de aprovechamiento o evaluación de los impactos por su explotación, para lo cual existen diversos métodos y herramientas computacionales (<i>SWAT, PRMS, Modflow, SPA</i>), que permiten la solución de las ecuaciones mediante métodos numéricos. Sin embargo, su aplicación resulta compleja por la necesidad de información detallada de la litología y la estructura geológica. Así mismo, debe complementarse con un balance superficial o el análisis de los parámetros que se consideren como entrada en las regiones subsuperficiales.

Nota: cuadro resumen de la evaluación de los métodos y modelos hidrológicos para la determinación integral de la disponibilidad hídrica, en el marco de las regiones áridas y desérticas, con base en los lineamientos establecidos en el numeral 2.2.

^[1] En el cuadro se indica la escala temporal (ET) a la cual operan los métodos y modelos hidrológicos estudiados, que puede ser a nivel diario (D), mensual (M), anual (A) y multianual.

2.3.1. Valoración de los métodos y modelos

Con el objetivo de proponer una metodología para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas, el siguiente paso consiste en hacer una valoración cualitativa de los métodos y modelos hidrológicos evaluados, considerando los lineamientos de espacialidad de los parámetros hidrológicos, las características de las regiones en estudio, las propiedades fisiográficas de la región, la variabilidad y no linealidad de las pérdidas, el exceso de infiltración o saturación del suelo y la recarga de agua subterránea.

La valoración definida se basa en el peso asignado a cada parámetro analizado y se encuentra en un rango entre 0 y 1, donde 1 es un modelo ampliamente aceptado para el propósito y la región de estudio de la presente investigación, que permite un acercamiento a un método hidrológico integral y contempla los lineamientos previamente definidos.

- Escala de tiempo (ET). Asigna un valor de 1 si el modelo trabaja a escala mensual o anual, como escala de tiempo apropiada para un modelo integral en la región de estudio. En caso contrario, se asigna un valor de 0.
- Variabilidad espacial (VE). Valora si el método o modelo considera la variabilidad espacial de los parámetros hidroclimatológicos y del suelo. Los valores asignados son los siguientes: 2 si se considera variabilidad espacial discreta, 1 si se considera variabilidad espacial mediante subcuencas o subregiones y 0 si no se contempla.
- Aplicación en regiones áridas y desérticas (RA). Asigna un valor de 1 si el método se ha desarrollado o implementado en regiones áridas o desérticas. En caso contrario, se asigna un valor de 0.
- Recarga subterránea (RS). Asigna un valor de 1 si en el método el objetivo es la estimación de la recarga, como parámetro representativo de la disponibilidad del recurso. En caso contrario, se asigna un valor de 0.
- Cantidad de parámetros base (PB). Cuantifica la cantidad de parámetros y variables que requiere el método o modelo.
- Características fisiográficas (CF). Asigna un valor de 1 si el método considera las características fisiográficas, haciendo referencia a las características del ciclo hidrológico, a la forma y relieve de la superficie y a las características del suelo. En caso contrario, se asigna un valor de 0.
- Pérdidas y saturación del suelo (SS). Asigna un valor de 1 si el método considera el exceso de saturación del suelo como recarga potencial. En caso contrario, se asigna un valor de 0.

Finalmente, para la valoración total, se estima un peso igual para cada uno de los parámetros, excepto la escala de tiempo (ET) y la cantidad de parámetros (CP). A continuación, se presenta la ecuación utilizada para la valorización total.

$$\frac{1}{9} \left(2ET + \frac{VE}{2} + RA + RS + \frac{2}{PB} + CF + SS \right) \quad (\text{Ecuación 20. Valoración total de los métodos y modelos hidrológicos})$$

Tabla 10. Valoración total de los métodos y modelos hidrológicos.

Método	Valoración							Valor Estimado
	ET	VE	RA	RS	PB	CF	AS	
Bradbury	1	2	0	1	5	1	1	0.71
Balseq	1	1	0	1	5	1	1	0.66
WBM	1	0	1	1	5	1	1	0.71
Modhac	1	0	1	0	8	1	1	0.58
SMA	0	1	1	1	8	1	1	0.53
Seamud	0	1	0	1	8	1	1	0.42
Balance agua subterránea	1	0	1	1	9	0	0	0.47
WTF	0	1	1	1	3	0	0	0.35
CMB	0	1	1	1	3	0	0	0.35
RIB	0	1	1	1	4	0	0	0.33
Flujo subterráneo	1	2	1	1	5	0	0	0.60

Nota: evaluación cualitativa de los métodos o modelos para la estimación de la disponibilidad hídrica, con base en la información obtenida y los lineamientos definidos.

^[1] Con base en los lineamientos conceptuales definidos en el proceso de investigación, los métodos o modelos hidrológicos se evaluaron con seis parámetros: variabilidad espacial discreta [VE], uso en regiones áridas o desérticas (RA), estimación de la recarga como propósito (RS), cantidad de parámetros base (PB), características fisiográficas (CF) y pérdidas y saturación del suelo (SS).

^[2] La valoración del modelo se basa en el peso asignado a cada parámetro analizado y se encuentra en un rango entre 0 y 1, donde 1 es un modelo ampliamente aceptado para el propósito y la región de estudio de la presente investigación.

3. Análisis de parámetros y variables

Con base en la revisión y estructuración del estado del arte enmarcados en el presente trabajo investigativo (capítulo 1), se procede a revisar y analizar en detalle los parámetros y variables hidroclimatológicos, geomorfológicos y geológicos utilizados en los métodos y modelos revisados.

Cabe aclarar que algunas variables son de fácil obtención en bases de datos gubernamentales y en entidades nacionales, mientras que otras se obtienen mediante algunas relaciones funcionales entre parámetros físicos. Por esta razón, en este capítulo se presentan fuentes alternativas de información, así como recomendaciones de instrumentación de las cuencas para mejorar la evaluación integral del recurso en las regiones en estudio.

3.1. Fuentes y metodologías

3.1.1. Climatología

Los datos climatológicos confiables como temperatura, brillo solar, radiación y velocidad del viento provienen de la medición, es decir, de las estaciones meteorológicas o climatológicas de la región en estudio. Una vez obtenida esta información es necesario realizar un proceso de revisión y análisis estadístico, con el propósito reducir la incertidumbre sobre los datos, dada la complejidad del sistema climático y el hecho de que no todas las variables se pueden observar en rango y resolución espacial y temporal arbitrarios.

En el caso de las regiones donde los registros instrumentados son insuficientes puede utilizarse información satelital, como los datos disponibles en las bases de datos ERA5, CHIRPS o NOAA.

3.1.2. Hidrología

3.1.2.1. Precipitación

Los datos de precipitación más confiables provienen de la medición, es decir, de las estaciones meteorológicas o climatológicas de la región en estudio. Al igual que con los registros climatológicos, una vez obtenida la información pluviométrica es necesario

realizar un proceso de revisión, evaluación y análisis estadístico con el propósito retirar la incertidumbre sobre las series de datos, para garantizar la homogeneidad y calidad de la información.

Por otra parte, en las regiones donde los registros instrumentados son insuficientes puede hacerse uso de datos de información satelital contenidos en las bases de datos CHIRPS (*Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data*) o ERA5 (*reanálisis del European Centre for Medium-range Weather Forecast, ECMWF*). La información de estas bases de datos se ha probado comparando con datos medidos en estaciones en tierra en diversas regiones de Suramérica, obteniendo resultados satisfactorios (Rivera, Hinrichs, & Marianetti, 2019) y (Urrea & Ochoa, 2016). Adicionalmente, se recomienda comparar los valores de dichas bases de datos con los valores medidos en tierra para la región de la zona de estudio.

3.1.2.2. Evapotranspiración

Las tasas de evapotranspiración se rigen por varios factores, los más importantes de los cuales son la temperatura, la radiación, la humedad del aire, la disponibilidad de agua en la superficie y en el subsuelo poco profundo, que a su vez la pueden limitar. Por ejemplo, en un desierto caluroso con aire cálido y seco, la falta de agua limita la evapotranspiración o un bosque húmedo empapado donde no hay falta de agua sobre o debajo de la superficie. En este caso, la evapotranspiración fluctúa principalmente debido a variaciones en la temperatura y en la humedad del aire, con tasas más elevadas en los días más cálidos y secos (Fitts, 2012).

La tasa de evapotranspiración no se puede medir directamente, a menudo se calcula desarrollando estimaciones de otros flujos y luego deduciéndola por balance hídrico. Para algunos entornos de cultivos agrícolas, la evaporación se estima mediante el estudio cuidadoso de una pequeña parcela de suelo, midiendo la precipitación y los cambios en el contenido de agua en los suelos. Este tipo de estudio a veces se realiza utilizando grandes tanques de suelo llamados lisímetros, que contienen suelos y vegetación típicos y están enterrados.

La ETP es sólo una función de factores meteorológicos como la temperatura, la humedad y el viento. En un clima muy lluvioso, con suelo empapado, la evapotranspiración real (ETR) es esencialmente igual a la del ETP; sin embargo, en un clima seco la ETR es mucho menor que el ETP. Uno de los métodos más conocidos para estimar la evapotranspiración potencial (ETP) es el de Thornthwaite (1948), quien planteó dicho concepto teórico como la cantidad de evapotranspiración que ocurriría desde la superficie de la tierra si hubiera un suministro continuo e ilimitado de humedad del suelo. La *Ecuación 20* presenta el cálculo de la evapotranspiración potencial mediante dicho método, donde T es la temperatura, I el índice calórico anual y a un exponente dado en función del índice calórico anual.

$$ETP = 1.6 \left(10 \frac{T}{I} \right)^a \quad I = 12 \left(\frac{T_{anual}}{5} \right)^{1.514} \quad (\text{Ecuación 21. Evapotranspiración potencial de Thornwaite})$$

$$a = (675 \times 10^{-9})I^3 - (771 \times 10^{-7})I^2 + (179 \times 10^{-4})I + 0.492$$

Así mismo, existen otros métodos empíricos para determinar la evapotranspiración como el de Penman-Monteith, Budyko, Turc, Priestley-Taylor, Cenicafe, Baier-Robertson, Jensen-Haise, Hargreaves, Makkink, Blaney-Criddle, Rohwer, entre otros.

3.1.2.3. Escorrentía

Si bien esta variable se estima a partir de parámetros secundarios, como la precipitación y las características del suelo, también se puede contar con registros históricos en algunos puntos de la red de drenaje que permitan la calibración y optimización del modelo lluvia-escorrentía empleado.

El método más comúnmente utilizado para determinar la escorrentía superficial es el número de curva (Curve Number- CN), desarrollado en la década de los sesenta por el Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos, para clasificar el potencial de escorrentía en cuatro combinaciones diferentes de suelo y cobertura terrestre. El método relaciona la escorrentía (Q) con la precipitación total (P) y la capacidad de

almacenamiento ($S_{m\acute{a}x}$), donde se mide la precipitación y $S_{m\acute{a}x}$ se calcula como una función del número de curva, que van de 0 a 100 y son una función de la textura, la cobertura y las condiciones anteriores de humedad del suelo. Cuanto menor sea el número de la curva menor será el potencial de escorrentía o mayor la infiltración.

3.1.2.4. Infiltración

Es un proceso muy complejo que puede variar temporal y espacialmente. La selección de las técnicas de medición y de análisis de datos debe tener en cuenta estos efectos, y sus dimensiones espaciales pueden clasificar las técnicas de medición de la infiltración (Gebrekiros, 2015). Algunas técnicas que se utilizan para medir la infiltración son las siguientes:

- **Medición por áreas:** se realiza mediante el análisis de los datos de precipitación-escorrimento de una cuenca. Para una tormenta con un solo pico de escorrentía, el procedimiento se asemeja al del cálculo de un índice ϕ . El hietograma se integra para calcular el volumen total de las precipitaciones. Del mismo modo, el hidrograma de escorrentía se integra para calcular el volumen de escorrentía. El volumen de infiltración se obtiene restando el volumen de escorrentía del volumen de precipitación. La tasa de infiltración media se obtiene dividiendo el volumen de infiltración por la duración de la lluvia.
- **Medición puntual:** se realiza normalmente aplicando agua en un lugar específico a una zona finita y midiendo la captación del suelo. Existen cuatro tipos de infiltrómetros: anillo o cilindro de agua estancada, aspersión, tensión y tipo surco. Debe elegirse un infiltrómetro que reproduzca el sistema que se está investigando.

Ahora bien, es más conveniente estimar la infiltración a partir de otros parámetros y características fisiográficas que de una medición. Entre los métodos más utilizados para estimar la tasa de infiltración están el de Horton, el índice ϕ , el método de Philip y las ecuaciones de Green-Ampt.

- Método de Horton: para una tormenta constante dada, las tasas de infiltración tienden a disminuir con el tiempo. La tasa de infiltración inicial es la que prevalece al principio de la tormenta y es máxima. Estas tasas disminuyen gradualmente con el tiempo y alcanzan un valor constante. Horton llegó a la conclusión de que la infiltración comienza con una cierta tasa f_o y disminuye exponencialmente hasta alcanzar una constante f_c . Propuso la ecuación de infiltración en la que la intensidad de la lluvia i es mayor que f_p en todo momento.
- Índice ϕ : es el método más sencillo y se calcula hallando la infiltración como una diferencia entre la precipitación bruta y la escorrentía superficial observada. Este método supone que las pérdidas se distribuyen uniformemente a lo largo del régimen de lluvias.
- Método de Green-Ampt: es un modelo aproximado que utiliza la ley de Darcy y se desarrolla con la suposición de que el agua se estanca en la superficie del suelo. Se considera una columna vertical de suelo de sección transversal horizontal unitaria y se define un volumen de control alrededor del suelo húmedo entre la superficie y la profundidad L . Si el suelo tiene inicialmente un contenido de humedad Θ_i en toda su profundidad, este contenido aumenta de Θ_i a ' n ' (*porosidad*) al pasar el frente de humectación. Dicho aumento del agua almacenada en el volumen de control puede estimarse como resultado de la infiltración para esa sección transversal unitaria y se relaciona con el cambio del nivel freático y la conductividad hidráulica efectiva.

3.1.2.5. Nivel freático

Los datos de nivel freático se obtienen a partir de los registros piezométricos provenientes del inventario de los puntos de agua gestionados comúnmente por las corporaciones regionales y el Servicio Geológico Colombiano. Esta información es importante, ya que además de los registros de nivel también permiten conocer información acerca de la demanda, la calidad y los usos de las aguas subterráneas.

El nivel estático o piezométrico está relacionado con la profundidad a la que se encuentra el agua de un acuífero. Conociendo estos niveles se pueden generar mapas o representaciones de la superficie piezométrica, que es la representación geométrica del nivel de un acuífero en diferentes puntos a una determinada profundidad y se representa mediante líneas de igual altura, llamadas isopiezas, similar a la representación de una superficie topográfica, mediante curvas de nivel (Custodio & Llamas, 1998).

Las mediciones del nivel piezométrico pueden realizarse, en principio, en todo tipo de puntos de agua, que permitan el acceso directo al acuífero estudiado con ayuda de instrumentos adecuados. La información piezométrica representa la situación en un momento determinado y puede variar de una época a otra, permitiendo el análisis cuantitativo y la interpretación cualitativa (Mejía & Ramírez, 2016).

3.1.2.6. Recarga subterránea

En términos generales, la recarga de las aguas subterráneas puede definirse como una adición de agua a la zona saturada. Existen cuatro formas de hacerlo: 1) El flujo descendente de agua a través de la zona no saturada que llega a la capa freática; 2) El flujo lateral o vertical entre acuíferos; 3) La recarga inducida de las masas de agua superficiales cercanas resultante de la extracción de agua subterránea, y 4) La recarga artificial, como la que se produce mediante la inyección en pozos o estanques de infiltración artificiales, presas, etc. La recarga puede expresarse de diversas formas, por ejemplo, como porcentaje de la precipitación anual o en mm/año. A continuación se presentan diversos modos de recarga según el origen del agua, el mecanismo de flujo a través de la zona no saturada, las áreas sobre las que actúa y el marco temporal en el que se produce (Xu & Beekman, 2019).

La recarga puede estimarse por encima de la zona saturada como recarga potencial o por debajo como recarga real (Souza et al., 2019). Según Rushton (1988), la recarga potencial se refiere al agua subterránea del balance neto de precipitación sobre la evapotranspiración, que posteriormente desaparece a través de un sistema de descarga local o por evaporación de la zona saturada, pero puede convertirse en una recarga 'permanente' al bajar el nivel freático después de la extracción.

3.1.2.6.1. Origen del agua

- Recarga directa, autógena/difusa: infiltración directa de la precipitación y posterior percolación a través de la zona no saturada hasta una masa de agua subterránea, es decir, agua añadida al depósito de agua subterránea en exceso de los déficits de humedad del suelo y la evapotranspiración.
- Recarga indirecta, alógena/no difusa: percolación hacia el nivel freático a través de depresiones y zonas de falla.
- Recarga localizada/concentrada: acumulación de precipitaciones en las masas de agua superficiales y, posteriormente, infiltración concentrada y percolación a través de la zona no saturada hasta una masa de agua subterránea.

3.1.2.6.2. Mecanismo de flujo a través de la zona no saturada

- Flujo de pistón/translación: la precipitación que se almacena en la zona no saturada se desplaza hacia abajo por el siguiente evento de infiltración/percolación sin alterar la distribución de la humedad.
- Flujo preferencial: flujo a través de vías preferidas/macroporos, que son sitios (canales de raíces abandonados, madrigueras, fisuras) o zonas (lechos de arroyos) en el área no saturada, con una capacidad de infiltración o percolación relativamente alta.

3.1.2.6.3. Área sobre la que actúa

- Recarga de área: recarga en un sitio.
- Recarga puntual: recarga en un lugar, sin extensión de área.
- Recarga lineal: recarga de una fuente lineal, como una característica de drenaje o un río.

3.1.2.6.4. Periodo de tiempo en el que se produce (tanto para la recarga episódica como para la perenne)

- Recarga estacional, anual e interanual: ocurre en un periodo de días, meses o años, como se observa a menudo en las regiones tropicales y subhúmedas.

- Recarga episódica: ocurre una vez en varios años.
- Recarga paleo: se da durante un periodo más largo, a menudo de decenas hasta miles de años, en el pasado (teniendo en cuenta el cambio climático) dentro de un marco temporal de un periodo geológico.

En el marco de las regiones áridas puede coexistir la recarga según las escalas temporales mencionadas. La determinación y diferenciación de los eventos individuales de recarga de aguas subterráneas dentro de un sistema acuífero en zonas áridas no son directas ni fáciles. Esto es consecuencia de la variabilidad temporal de las precipitaciones en los climas áridos y semiáridos y de la variabilidad espacial de la topografía, la vegetación y las características y el uso del suelo (Lerner et al., 1990). Además, las cantidades de recarga son normalmente pequeñas en comparación con la resolución de los métodos de investigación. Cuanto mayor es la aridez del clima, menor y potencialmente más variable es el flujo de recarga (Xu & Beekman, 2019).

3.1.3. Geografía y geología

3.1.3.1. Topografía

La topografía del área de estudio en el ámbito regional se obtiene e incluye en los diversos métodos o modelos hidrológicos a partir de información cartográfica, con base en imágenes satelitales que permitan desarrollar un modelo de elevación digital (DEM).

3.1.3.2. Textura y cobertura del suelo

El tamaño de las partículas del suelo, expresado en términos de textura, tiene influencia directa en la recarga, de modo que los suelos gruesos permiten una alta infiltración, favoreciendo la recarga; mientras que los suelos de partículas más finas tienen una alta capacidad de almacenamiento, disminuyendo la recarga potencial.

Las coberturas vegetales afectan las tasas de infiltración y determinan la zona subsuperficial en la que ocurre la evapotranspiración. A menos permeabilidad del tipo de cobertura, mayor escorrentía, y a menor infiltración, menor recarga. Por ejemplo, las zonas urbanas son menos permeables, lo cual las hace menos favorables para la recarga

de aguas subterráneas, comparadas con las zonas de bosques o matorrales. Es un hecho que la cobertura de los bosques tiene sistemas de raíces más profundos, por lo que tienen mayor capacidad de almacenamiento de agua, que una vez alcanza su tope se convierte en recarga.

Se recomienda la siguiente metodología para obtener la información de la textura y cobertura del suelo:

1. Buscar y depurar información a partir de estudios regionales del suelo.
2. Realizar un proceso de ponderación para obtener un resumen de granulometría para los diferentes perfiles.
3. Generar como resultado mapas de asociaciones de suelo y tablas que contengan información de la granulometría.

Como alternativa se pueden consultar los *Mapas de suelos del territorio colombiano*, los cuales suministran información importante mediante la descripción e interpretación de su génesis, características físicas, químicas, mineralógicas, morfológicas, taxonomía y distribución, como base para determinar las potencialidades y limitaciones de su uso (Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC, 2021). Igualmente, para tener una mejor aproximación a las características de la cobertura se puede utilizar el *Mapa de clasificación de las tierras por su vocación de uso*, que determina el uso más apropiado que soporta cada uno de los suelos.

3.1.3.3. Capacidad máxima de almacenamiento

La capacidad máxima de almacenamiento de humedad en el suelo representa la cantidad de agua que una combinación particular de suelo/cobertura terrestre es capaz de retener. Esta cantidad debe satisfacerse antes de que se realice la recarga. Las texturas del suelo tienen diferentes propiedades de retención y almacenamiento. Los suelos arenosos suelen estar bien drenados y tienen una capacidad limitada para retener agua, mientras que los suelos ricos en arcilla están mal drenados y retienen bien el agua (Bradbury et. al, 2000).

Su determinación se basa en las estimaciones de agua disponible interpoladas por Thomthwaite y Mather (1957), que consideran varios tipos de textura del suelo. Por otro lado, la profundidad de las raíces indica la distancia subterránea en la que las plantas retienen el agua de forma activa. Se supone que cualquier agua que se filtre por debajo de esta profundidad se recarga y continúa hasta el nivel freático. Esta profundidad varía en función del tipo de cobertura terrestre y la textura del suelo. Las plantas y los árboles tienden a tener raíces más largas en suelos más arenosos, en comparación con los suelos ricos en arcilla. La capacidad máxima de retención es el producto del agua disponible por la profundidad de la zona de raíces asociada.

3.1.3.4. Geología

La identificación de unidades geológicas a escala regional se realiza con información secundaria, suministrada por entidades públicas como el Servicio Geológico Colombiano y la Agencia Nacional de Hidrocarburos, así como por empresas privadas mineras y de hidrocarburos, receptivas a entregar información de primera mano para la construcción del modelo. En general, entre mayor sea la información, mayor es el detalle posible y admisible para un modelo geológico regional.

La cartografía de unidades geológicas superficiales es el insumo base y mínimo para el conocimiento de la cuenca. Puede obtenerse del *Atlas geológico de Colombia* (AGC) (tercera edición liberada en 2020), adscrito a la Dirección de Geociencias Básicas del Servicio Geológico Colombiano (SGC).

La tercera edición del AGC se actualizó a partir de los mapas geológicos a escala 1:100000, publicados por el SGC, así como con los datos de los artículos científicos publicados en revistas indexadas desde noviembre de 2014 hasta diciembre de 2019 y con los cuatro volúmenes de la obra *The Geology of Colombia*. El AGC contiene las unidades cronoestratigráficas, fallas y pliegues ajustadas con la imagen de relieve de Colombia. Las unidades se agruparon de acuerdo con la edad y la litología de los materiales. Para la edad se utilizó como referencia la Carta Cronoestratigráfica Internacional 2020 y para la división litológica se diferenciaron las rocas y los depósitos.

3.2. Fuentes alternativas de información

3.2.1. CHIRPS

Desde 1999 los científicos del USGS y CHC, con el apoyo de fondos de USAID, NASA y NOAA, han desarrollado técnicas para producir mapas de precipitaciones, especialmente en áreas en las que los datos de superficie son escasos. CHIRPS (*Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station Data*) fue creado en colaboración con científicos del Centro de Ciencia y Observación de Recursos Terrestres (EROS) del USGS para entregar datos completos, confiables y actualizados para una serie de objetivos de alerta temprana, como análisis de tendencias y monitoreo de sequías estacionales. En general, es un conjunto de datos de lluvia cuasi global de más de 35 años, abarcando 50 °S – 50 °N y todas las longitudes que van desde 1981 hasta la actualidad. CHIRPS incorpora la climatología interna, CHPclim, imágenes satelitales de resolución de 0,05° y datos de estaciones *in situ* para crear series de tiempo de lluvia en cuadrículas.

3.2.2. NOAA

La Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, *National Oceanic and Atmospheric Administration*) es una agencia que enriquece la vida a través de la ciencia, cuyo alcance va desde la superficie del sol hasta las profundidades del océano, mientras trabajan para mantener al público informado sobre el entorno cambiante que los rodea. Entre los productos y servicios de la NOAA están los pronósticos meteorológicos diarios, advertencias de tormentas severas y monitoreo del clima hasta manejo de pesquerías, restauración costera y apoyo al comercio marino. Los científicos de NOAA utilizan investigación de vanguardia e instrumentación de alta tecnología para proporcionar información confiable a los ciudadanos, planificadores, administradores de emergencias y otros.

Los registros de datos climáticos (RDC) de la NOAA son sostenibles y científicamente sólidos, brindan información confiable sobre cómo, dónde y en qué medida están cambiando el suelo, los océanos, la atmósfera y las capas de hielo. Estos conjuntos de datos son mediciones de series de tiempo minuciosamente examinadas con la longevidad, consistencia y continuidad para evaluar y medir la variabilidad y el cambio climático. Los

RDC de la NOAA se examinan utilizando los estándares establecidos por el Consejo Nacional de Investigación (*National Research Council*, NRC) y se han desarrollado aplicando métodos modernos de análisis de datos históricos globales de satélites. Este proceso puede aclarar las tendencias climáticas subyacentes en los datos y permite identificar el valor económico y científico de estos registros, que se pueden utilizar para gestionar los recursos naturales y la agricultura, medir los impactos ambientales en la salud humana y la preparación de la comunidad, e informar el desarrollo de políticas y la toma de decisiones para otros sectores y grupos de interés.

3.2.3. ERA5

Esta base de datos es un reanálisis meteorológico desde 1979 con actualización continua, desarrollado a través del *Copernicus Climate Change Service* (C3S), proyecto dirigido conjuntamente por la Agencia Espacial Europea (ESA) y la Unión Europea, e implementado por el Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (*European Centre for Medium-range Weather Forecast*, ECMWF), que pretende proporcionar de forma abierta y gratuita información fidedigna del clima, logrando una capacidad de observación terrestre completa, continua y autónoma. ERA5 es el reanálisis de quinta generación para el clima y el tiempo global durante las últimas décadas. Actualmente, los datos están disponibles desde 1950, divididos en entradas de *Climate Data Store* (CDS) para 1950-1978 (extensión posterior preliminar) y desde 1979 en adelante.

El reanálisis combina datos de modelos con observaciones de todo el mundo utilizando las leyes de la física. Este principio, llamado asimilación de datos, se basa en el método que utilizan los centros de predicción numérica del tiempo, en el que cada ciertas horas se combina un pronóstico anterior con observaciones recientemente disponibles de una manera óptima para producir una nueva mejor estimación del estado de la atmósfera, denominado análisis, a partir del cual se emite un pronóstico mejorado y actualizado.

ERA5 proporciona estimaciones por hora para una gran cantidad de variables atmosféricas, oceánicas y de la superficie terrestre. Una estimación de la incertidumbre

es muestreada por un conjunto subyacente de diez miembros a intervalos de tres horas. La media y la dispersión del conjunto se han calculado previamente por conveniencia. Estas estimaciones de incertidumbre están estrechamente relacionadas con el contenido de información del sistema de observación disponible, que ha evolucionado considerablemente con el tiempo. También indican áreas sensibles dependientes del flujo. Para facilitar muchas aplicaciones climáticas, se han calculado previamente los promedios mensuales, aunque no se dispone de éstos para la media y la dispersión del conjunto.

Los datos se encuentran guardados en cuadrículas de latitud regular de $0,25^\circ$ para el reanálisis y $0,5^\circ$ para la estimación de la incertidumbre. Hay cuatro subconjuntos principales: productos por hora y por mes, tanto en niveles de presión (campos de aire superior) como en niveles individuales (cantidades atmosféricas, de olas oceánicas y de superficie terrestre).

3.2.4. Regionalización

Los modelos hidrológicos para simular series de parámetros, comúnmente a partir de datos de precipitaciones reales, requieren por lo general la calibración de dichos parámetros con series pluviométricas y fluviométricas de duración y calidad adecuadas. Pero no siempre es posible tener series con datos disponibles en estas condiciones, por lo que es impreciso establecer los parámetros de calibración de estos modelos para simular la disponibilidad de agua en cuencas o subcuencas sin suficientes datos de registro. Así, regionalizar los parámetros del modelo hidrológico obtenido en una cuenca para simular la disponibilidad de agua de otra cuenca similar, en la que no hay series hidrológicas disponibles, es una estrategia que puede traer resultados sobresalientes para planificar los recursos hídricos.

El término regionalización se utiliza para denotar la transferencia de información de una cuenca hidrográfica a otra. La mayoría de los métodos de regionalización de parámetros se basan en tres conjuntos de criterios: similitud física de la cuenca, proximidad espacial y enfoques basados en regresión. Viães y Cirilo (2019) resaltan la labor de Beck et al. (2016), al presentar un análisis detallado de las experiencias de regionalización de catorce parámetros que se deben calibrar para 187 cuencas en diversas regiones del mundo, con áreas de 10 a

10.000 km², concluyendo como satisfactorios los resultados para cuencas que se encuentran a menos de 5.000 km de las que se utilizaron para la calibración de los parámetros.

De acuerdo con diversos autores, los resultados más destacados de regionalización hacen referencia a la transferencia de conjuntos de parámetros con una medida particular de similitud físico-climática y la proximidad entre cuencas. Cabe resaltar que, a pesar de contar con condiciones similares u homogéneas, la escala de la cuenca estudiada se convierte a menudo en un factor limitante para la transferencia de información, esto implica que los parámetros de una subcuenca pequeña pueden no tener un comportamiento hidrológico similar a los parámetros de cuencas más grandes (Virães & Cirilo, 2019).

4. Método propuesto para regiones áridas y desérticas

Con base en los resultados obtenidos en la etapa de análisis, en el planteamiento de los lineamientos conceptuales y en la evaluación realizada a los métodos y modelos hidrológicos estudiados, se establece para esta etapa del proceso de investigación el análisis de los resultados de la evaluación y el desarrollo de una metodología para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas.

4.1. Resultado de la evaluación metodológica

4.1.1. Clasificación regional

Teniendo en cuenta el análisis realizado y el objetivo del presente trabajo de investigación, se encuentra que los índices anuales pueden generar incertidumbre en la caracterización adecuada de la región, mientras que si se toman mensualmente se tiene una clasificación más acertada y, además, permite conocer las condiciones estacionales de precedencia de humedad en el suelo, como característica del suelo e insumo para el análisis hidrológico. Así las cosas, se considera que el régimen de aridez mensual es el método más adecuado para la clasificación regional. Entonces, el objetivo conceptual de la presente investigación se basa en la metodología teórica acordada para la estimación de la disponibilidad de agua en las regiones áridas, asociado al cálculo del índice de aridez y la respectiva clasificación de la región.

4.1.2. Método hidrológico

En general, el estudio de un sistema hidrológico integral es difícil y complejo, generalmente se dispone de datos limitados y la estimación de la recarga es uno de los componentes más difícil de estimar en la evaluación de los recursos. Cualquier método que se utilice está normalmente sujeto a errores e incertidumbres (Cruz et al., 2013). Los modelos complejos, con muchos parámetros de entrada, pueden producir resultados más precisos, pero las incertidumbres durante la caracterización del sistema y el proceso de recopilación de datos de entrada pueden dar lugar a valores de propiedades hidráulicas poco fiables (Pla et al., 2016).

En la tabla 9 se resumen el análisis y la evaluación de los modelos y métodos hidrológicos estudiados, concluyendo que los de Bradbury y Balseq son los más apropiados para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas, teniendo en cuenta sus características y concordancia con los lineamientos establecidos en el numeral 3.2. Así mismo, en los resultados de la valoración realizada (tabla 10), los métodos mejor evaluados son el método Bradbury, el modelo de balance hidrológico (WBM), el método Balseq y los modelos numéricos de flujo subterráneo.

Como se indicó en la evaluación, los modelos que consideran las características de la zona saturada, como los modelos numéricos de flujo subterráneo y el modelo Soil Moisture Accounting (SMA) del Cuerpo de Ingenieros del Ejército de los Estados Unidos son en general muy buenos y completos. Estos modelos simulan el comportamiento tanto en clima húmedo como seco, por lo que son aplicable a regiones áridas y desérticas, y consideran el movimiento y almacenamiento del agua en la vegetación, en la superficie del suelo, en el perfil del suelo y en las capas de agua subterránea. Sin embargo, requieren un proceso complejo y detallado de recopilación de información hidroclimatológica, del suelo y de la estructura geológica para obtener un modelo aceptable. Además, se debe contar con suficiente información en calidad y cantidad para realizar una correcta calibración y verificación de los parámetros que contemplan, siendo su aplicación en las regiones en estudio bastante complejo, debido a la limitación en la información. Como expresa Rendón (2019), la información de subsuelo solicitada a entidades y corporaciones regionales presentan vacíos importantes de calidad y cantidad, agudizada por los errores e incertidumbre en la medición y registro, limitando la posibilidad de calibración y verificación de parámetros en un modelo hidrológico complejo.

En el caso del modelo de balance hídrico (WBM), en la evaluación se concluyó que es más conveniente utilizar metodologías que contemplen la distribución espacial del proceso hidrológico para determinar de manera integral la disponibilidad del recurso, teniendo en cuenta que el modelo WBM realiza un balance hídrico regional, generalizando los parámetros cobertura y textura del suelo, sin considerar la variabilidad espacial. Por lo tanto, producto del proceso de evaluación y análisis los modelos Balseq

y Bradbury resultan ser los seleccionados para iniciar el planteamiento y desarrollo de una metodología para la evaluación integral de la disponibilidad hídrica en regiones áridas y desérticas.

4.2. Desarrollo detallado del método propuesto

Una vez surtidas las etapas previas del proceso investigativo, se procede al planteamiento de un método de evaluación de la disponibilidad hídrica para las regiones en estudio, que permita cuantificar la recarga potencial del recurso subsuperficial por medio del balance hidrológico por encima de la zona saturada, contemplando la variabilidad espacial por medio de un sistema de información geográfica. Es un método sencillo que utiliza la información mínima disponible y contempla las características fisiográficas y la distribución espacial del proceso hidrológico, generando como resultado un mapa de la recarga potencial neta del recurso subsuperficial. Para su planteamiento se consideran varias características propuestas en los métodos de Bradbury et al., (2010) y Balseq (Souza et al., 2019 y Chachadi et al, 2004), citados en el proceso de estructuración del estado del arte y que posteriormente se analizaron, evaluaron y valoraron. El método propuesto no contempla el análisis de flujo subsuperficial; no obstante, la recarga potencial sirve como insumo para diferentes métodos o modelos numéricos de flujo en los acuíferos que sirvan para una gestión específica del recurso.

En la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se presenta un esquema del balance hidrológico propuesto, especializado o segmentado en celdas de igual tamaño, con el fin de considerar la variabilidad espacial de las características fisiográficas. Se propone el uso de álgebra de mapas para la estimación de los parámetros utilizados en el balance. La metodología propuesta, estima la cantidad de agua proveniente de la precipitación, que llega a la zona no saturada, modificando la humedad del suelo, y que posteriormente se convierte en recarga potencial al pasar al almacenamiento subterráneo o zona saturada. La (Ecuación 22 describe el método de balance sobre la zona saturada en cada una de las celdas del modelo espacial, partiendo de la ecuación fundamental del balance hidrológico (*Ecuación 6*).

$$(P + Q_e - Q_s - ET_o - \Delta S_{zns} = R)_{celda} \quad (\text{Ecuación 22. Recarga subsuperficial de acuerdo con el balance espacial sobre la zona saturada})$$

Donde

R: recarga potencial.

P: precipitación total sobre la celda.

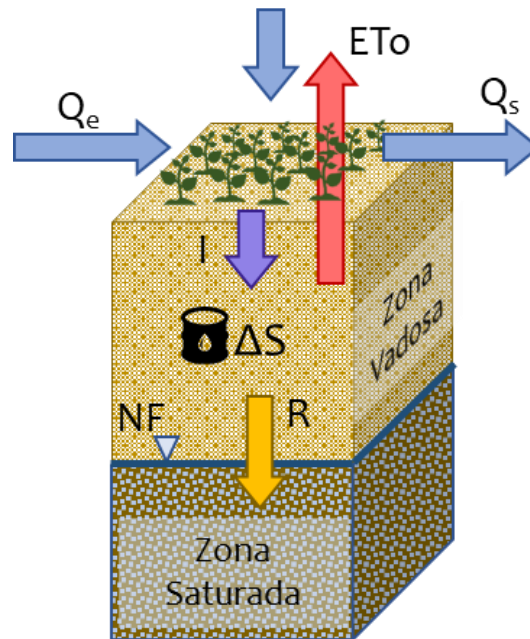
Q_e : escorrentía superficial de entrada proveniente de otras celdas

Q_s : escorrentía superficial de salida, generada y dirigida a otras celdas.

ET_o : evapotranspiración real en la celda.

ΔS_{zns} : cambio en la humedad del suelo de la celda.

Figura 11. Esquema del balance hidrológico propuesto.



Nota: esquema del método propuesto de balance hidrológico espacial en cada celda, sobre la zona saturada para la estimación de la recarga potencial del recurso subsuperficial.

El modelo parte de información topográfica, hidroclimatológica de precipitación (P) y temperatura (T), así como las características de cobertura y tipo del suelo. El balance de

masas se realiza para cada celda, soportado en herramientas geográficas y teniendo en cuenta la distribución espacial y temporal de los parámetros. En principio, se propone un modelo de análisis mensual, pero podría desarrollarse a diario optimizando el proceso de acumulación de la esorrentía. Se estableció un concepto de reservorio de agua del suelo para representar el flujo a través del suelo hasta la zona saturada, es decir, se consideró al suelo como una reserva de agua.

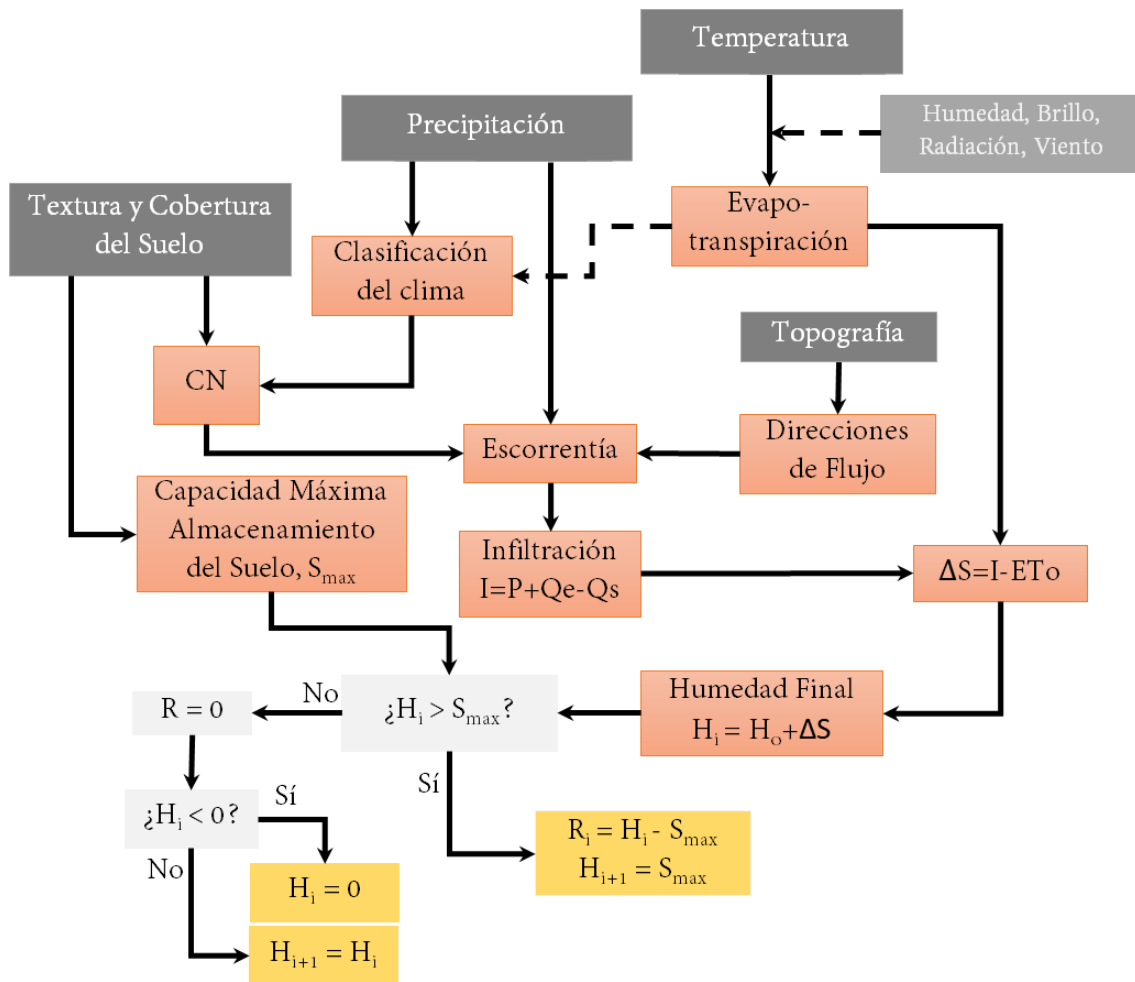
A continuación, se presenta el diagrama de flujo del proceso detallado para el desarrollo del balance en cada celda y para cada periodo de tiempo. Primero, la precipitación total (P) se aplica uniformemente a lo largo de la superficie, es decir, sobre cada celda, y se utiliza el enfoque SCS para calcular una esorrentía inicial, que se distribuye y acumula a la celda de pendiente descendente utilizando la capa de dirección del flujo generada a partir de la información topográfica con el modelo de terreno (DEM). La esorrentía inicial (Q_0) se trata como entrada o "*precipitación adicional*" y se agrega a la precipitación original por medio de procesos soportados en álgebra de mapas para producir una entrada neta para cada celda de la capa (*precipitación original más esorrentía entrante*, $P + Q_0$). Como resultado, la precipitación se separa en un componente de esorrentía (Q) e infiltración (I) para cada celda de la cuadrícula. La entrada de agua por infiltración llega al suelo y la evapotranspiración (ET_o) actúa captando de allí el agua necesaria. La recarga subterránea (R) sólo se produce si el almacenamiento del suelo, representado por la capacidad de campo o capacidad máxima de almacenamiento ($S_{máx}$), está completamente lleno después de que ocurre la ET_o.

El proceso se debe aplicar para cada periodo de tiempo en el cual se desarrolle el análisis hidrológico, considerando la variación en la humedad del suelo, así como la afectación de los valores CN de número de curva, de acuerdo con las condiciones antecedentes de humedad. En la *figura 13* se presenta un diagrama ilustrativo de los pasos contemplados en la metodología propuesta para la evaluación integral; así mismo, se presentan las ecuaciones y operaciones que se deben aplicar mediante álgebra de mapas para cada una de las celdas en las cuales se ha discretizado el terreno. El tamaño de las celdas debe ser consecuente y corresponder con el tamaño de información topográfica del área de

estudio, que se incorpora al proceso por medio de un modelo de elevación digital (DEM) y se procesa con ayuda de herramientas geográficas, con el fin de obtener un mapa de direcciones de flujo.

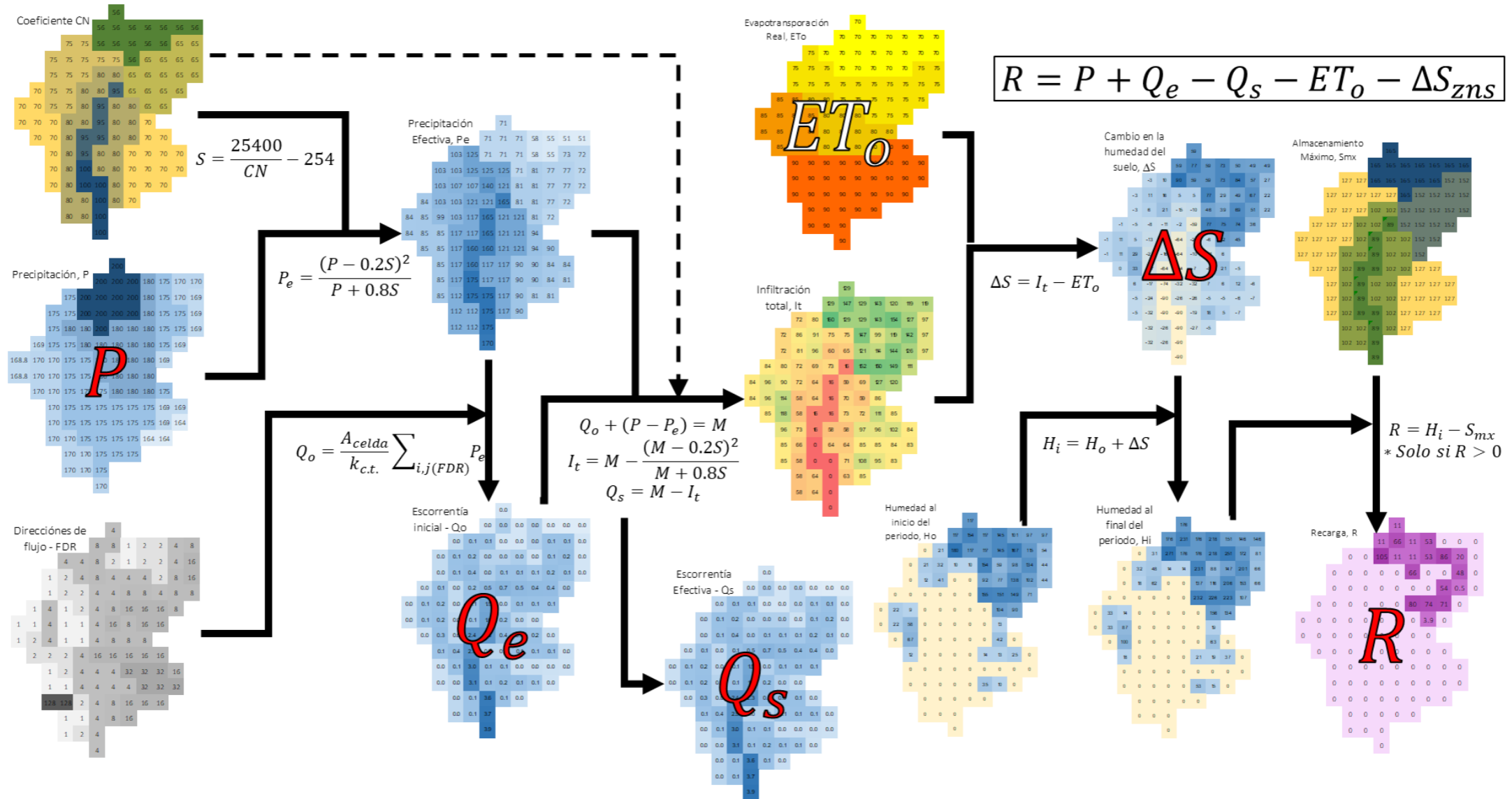
La metodología propone, en concordancia con el modelo Bradbury y otros autores, que la recarga es la entrada de agua dentro de la zona saturada en el momento en el que comienza a hacer parte de las reservas subterráneas, producto del movimiento descendente del agua. Igualmente, y a diferencia de otros modelos, considera que la escorrentía puede infiltrarse a medida que avanza de acuerdo con las direcciones de flujo. El periodo de tiempo para el desarrollo del balance hídrico depende de la disponibilidad continua de datos. Se recomienda un límite máximo del 15% de los datos faltantes para cada estación utilizada en el modelo.

Figura 12. Diagrama de flujo de la metodología propuesta.



Nota: diagrama de flujo de la metodología para la estimación de la disponibilidad hídrica del recurso en regiones áridas y desérticas, mediante el balance hidrológico por encima de la zona saturada y discretizado por celdas. El método parte de las variables de temperatura (T) y precipitación (P), así como de las características topográficas y la cobertura y textura del suelo.

Figura 13. Diagrama ilustrativo de los pasos para aplicar la metodología para la evaluación integral del recurso en regiones áridas y desérticas.



La estimación de la infiltración depende de los números de curvas (CN) en función de la textura, la cobertura y las condiciones de humedad del suelo anteriores, cuanto menor sea el número de la curva, menor será el potencial de escorrentía. Para asignar un número de curva a una celda de la cuadrícula se debe asignar primero el tipo de suelo de la celda a uno de los cuatro grupos hidrológicos de suelo en función de su capacidad de infiltración. La humedad antecedente afecta el potencial de escorrentía, cuanto más húmeda sea la condición, mayor será el potencial de escorrentía, por lo que existen tres condiciones precedentes de humedad (condiciones I, II, III). Los números de curva en la condición II se refieren a una humedad promedio, la I es para condiciones muy secas y la III para condiciones muy húmedas. Se debe seleccionar cuidadosamente dicha condición para cada periodo de tiempo del análisis hidrológico, en especial por los fuertes cambios que se presentan en las regiones en estudio.

Conclusiones y recomendaciones

✓ Siendo las regiones áridas y desérticas las zonas objeto de la investigación, al realizar las abstracciones del caso derivadas del análisis de variables y la disponibilidad de información, el método propuesto evalúa la disponibilidad de agua sin considerar la zona saturada.

✓ Las regiones áridas y desérticas tienen marcadas limitaciones en la oferta natural de agua, con largos periodos de sequía, convirtiendo las aguas superficiales en una fuente poco fiable del recurso para su uso y aprovechamiento.

✓ Adicionalmente, estas regiones presentan dificultad y escasez generalizada de información.

✓ En el marco de la evaluación integral de la disponibilidad del recurso hídrico en estas regiones, se hace relevante y necesario considerar el análisis y cuantificación del almacenamiento subterráneo.

✓ Los métodos hidrológicos desarrollados específicamente para regiones áridas y desérticas son escasos. Los estudios realizados en estas regiones parten de modelos diseñados en principio para otro tipo de regiones y ajustados según la disponibilidad de información.

✓ Las principales características requeridas en un modelo hidrológico integral para las regiones en estudio son: el cambio en el almacenamiento subterráneo, la escala de tiempo, la variabilidad espacial, las características fisiográficas y la cantidad de variables involucradas en la modelación.

✓ En las regiones áridas y desérticas, los modelos utilizan escalas de tiempo muy grandes, debido a la escasez de información, con lo cual la variabilidad espacial y temporal de la precipitación se convierte en un parámetro muy relevante para la cuantificación de la disponibilidad del recurso.

✓ En la valoración de los métodos hidrológicos evaluados, la mejor valoración la obtuvieron los métodos de Bradbury, WBM y Balseq, que son métodos de balance hidrológico por encima de la zona saturada y parten de la precipitación para estimar la recarga potencial.

✓ La metodología propuesta para cuantificar la disponibilidad del recurso en las regiones áridas y desérticas consiste en un balance hidrológico discretizado por celdas, con las mínimas variables posibles a una escala de tiempo mensual o anual.

- ✓ Para considerar la espacialidad de los parámetros la metodología propuesta utiliza álgebra de mapas, para la estimación de las variables requeridas en el balance hidrológico por celda.
- ✓ La metodología propuesta estima la cantidad de agua proveniente de la precipitación, que llega a la zona no saturada (modificando la humedad del suelo) y que posteriormente se convierte en recarga potencial al pasar a la zona saturada.
- ✓ Al evaluar la disponibilidad de información en las regiones en estudio, en la metodología propuesta para la cuantificación del recurso, se consideran únicamente las variables de precipitación, temperatura, características del terreno y del suelo.
- ✓ Los datos de precipitación y temperatura se pueden obtener a partir de la medición de estaciones meteorológicas o climatológicas. Para las zonas con registros instrumentados insuficientes, se recomienda utilizar datos de información satelital como la base de datos CHIRPS para la precipitación y ERAS5 o la NOAA para los datos de temperatura.
- ✓ Para la metodología propuesta, se puede estimar la evapotranspiración a partir de los datos de temperatura y precipitación.
- ✓ Para considerar las características del suelo, en la metodología propuesta se plantea el uso del método del número de curva (CN), para estimar la precipitación efectiva que posteriormente se convertirá en escorrentía y en infiltración.
- ✓ Como fuentes de información se proponen los mapas de Suelos del Territorio Colombiano y de Clasificación de las Tierras por su vocación de uso, que permitan tener una buena aproximación a las características de la cobertura o tipo de suelo y estimar el número de curva (CN) para cada celda, así como la capacidad máxima de almacenamiento en el suelo o zona no saturada.
- ✓ Para el registro de las variables hidrológicas y del suelo se propone ampliar la instrumentación en las regiones áridas y desérticas, que además permite avanzar en las metodologías de estimación del recurso hídrico y consecuentemente en su gestión.
- ✓ En las regiones áridas y desérticas de países desarrollados, que disponen de mayor instrumentación e información, se puede aplicar métodos más detallados y con escalas de tiempo más pequeñas. En la evaluación se destacan el método Soil Moisture Accounting (SMA) y los modelos numéricos de flujo subterráneo.
- ✓ Se recomienda aplicar la metodología propuesta en el presente proyecto de investigación en un caso de estudio específico.

Bibliografía

- Agencia de la ONU para los Refugiados, ACNUR - Comité español. (febrero de 2019). *Comité Español de ACNUR*. Recuperado el 2 de septiembre de 2020, de <https://eacnur.org>
- Alarcón H., J. C. (2016). Impacto del Cambio Climático en Recurso Hídrico del territorio Colombiano. *Naturaleza & Sociedad*.
- Al-Qurashi, A., McIntyre, N., Wheeler, H. S., & Unkrich, C. (2008). Application of the KINEROS2 rainfall-runoff model to an arid catchment in Oman. *Journal of Hydrology*, v. 355, n. 1-4, 91-105.
- Anderson, M., & Woessner, W. (1991). *Applied Groundwater Modeling*. Academic Press.
- Andrades R., M. (2017). *Trabajo práctico de climatología: aplicación de índices y clasificaciones climáticas*. La Rioja: Universidad de la Rioja, Servicio de Publicaciones.
- Beck, H. E., Van Dijk, A. I., De Roo, A., Miralles, D. G., McVicar, T. R., Schellekens, J., & Bruinjnzeel, L. (2016). A. Global-scale regionalization of hydrologic model parameters. *Water Resources Research*, v. 52, n. 5, 3599-3622. doi:10.1002/2015WR018247
- Bradbury, K. R., Dripps, W., Hankley, C., Anderson, M. P., & Potter, K. (2000). *Refinement of two methods for estimation of groundwater recharge rates*. Madison, Wisconsin: University of Wisconsin Digital Collections.
- Carrasco, F. M., Garrote, L., & Iglesias Ana, M. L. (11 de julio de 2012). Diagnosing Causes of Water Scarcity in Complex Water Resources Systems and Identifying Risk

- Management Actions. *Water Resour Management*, 27.
doi:<https://doi.org/10.1007/s11269-012-0081-6>
- Carvalho, D., Wendland, & Chavez, G. (2015). Estimate of groundwater recharge based on water balance in the unsaturated soil zone. *R. Bras. Ci. Solo.* 39, 1335-1343.
doi:10.1590/01000683rbc20140740
- Chachadi, A., Chaudri, B., Naronha, L., & Lobo-Ferreira, J. (2004). Estimation of surface runoff and groundwater recharge in Goa mining area using daily sequential water balance model - BALSEQ. *Hydrol J*, 1-15.
- Chattopadhyay, P., Vedanti, N., & Singh, V. (2015). A conceptual numerical model to simulate aquifer parameters. *Water Resour Manag* 29(3), 771-784.
doi:10.1007/s11269-014-0841-6
- Cruz, F., Ramírez, H., G., V., Nava, S., Troyo, D., & Fraga, P. (2013). Estimation of the hydrological balance and recharge of the aquifer of la Paz, BCS, Mexico. *Universidad y ciencia* 29 (1), 87-100.
- Custodio, E., & Llamas, M. (1998). *Hidrología Subterránea*. Barcelona: Omega.
- Da Silva, L. A., Da Silva, A. M., Coelho, G., De Mello, C. R., & Pereira, D. (2012). Groudwater recharge estimate at Alto Río Grande - MG Watershed. *Eng. Agríc., Jaboticabal*, v.32, n.6, 1097-1108.
- De Vries, J., & Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of process and challenges. *Hydrogeol J.*, 10:5-17. doi:10.1007/s10040-001-0171-7
- Defensoría del Pueblo. (2015). *La Minería Sin Control, Un enfoque desde la vulneración de los Derechos Humanos*. Bogotá.
- Departamento Administrativo Nacional de Estadística, DANE. (2018). *Censo Nacional de Población y Vivienda*. Obtenido de Servicios Públicos:

<https://dane.maps.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=2749922ca5f8469db9990986c02b1b93>

Earon, R., & Olofsson, B. (2020). Integrating storage and spatial variability into shallow groundwater balances: moving towards water security in hard rock coastal areas. *Hydrology Research*. doi:10.2166/nh.2020.054

Emamgholizadeh, S., Moslemi, K., & Karami, G. (2014). Prediction the groundwater level of bastam plain (Iran) by artificial neural network (ANN) and adaptive neuro-fuzzy inference system (ANFIS). *Water Resour Manag* 28(15), 5433-5446. doi:10.1007/s11269-014-0810-0

Expertos nacionales e internacionales bajo el marco conceptual IPBES. (2019). *Sentencia T 4445 de agosto de 2016, documento de investigación científica y sociológica respecto a los impactos de la actividad minera*.

Fitts, C. R. (2012). *Groundwater Science* (Segunda ed.). Elsevier.

Gad, W.A. (1 de August de 2017). Water Scarcity in Egypt: Causes and Consequiences. *The IIOAB Journal*, 8(4), 40-47.

García G., M. (octubre de 2007). Régimen e índice de aridez en Colombia. *Participación de Colombia en el Proyecto Regional del Mapa de Zonas Áridas*. Cali.

Gebrekiros, M. (Aug de 2015). *Aksum University Lecture Notes*. Obtenido de Introductory Hydrology and Hydrometry: <https://mgebrekiros.github.io/page2/>

Güiza, L. (octubre de 2013). La Pequeña Minería en Colombia: Una Actividad No Tan Pequeña. *Dyna*, 80, (181), 109-117.

Healy, R., Winter, T., LaBaugh, J., & Franke, O. (2007). *Water budgets: Foundations for effective waterresources and environmental management: U.S. Geological Survey Circular 1308*. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey Circular - USGS.

- Hirata, R., Zoby, J., & Oliveira, F. (2017). Groundwater: strategic or emergency reserve. En C. Bicudo, T. J.G., & S. MCB (Edits.). Cham: Springer.
- Huang, P., Li, Z., Chen, J., Li, Q., & Yao, C. (2016). Event-based hydrological modeling for detecting dominant hydrological process and suitable model strategy for semi-arid catchments. *Journal of Hydrology*, v. 542, 292-303. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.001>.
- iAgua. (21 de julio de 2017). *Connecting Waterpeople*. Obtenido de Agua y cambio climático en Colombia: el paradigma entre el exceso y la escasez: <https://www.iagua.es/blogs/jhoanna-cifuentes-gomez/agua-y-cambio-climatico-colombia-paradigma-exceso-y-escasez>
- Ideam; Miniambiente. (2014). *Modelación Hidrogeológica - Ideam*. Obtenido de <http://www.ideam.gov.co/web/agua/modelacion-hidrogeologica>.
- Ideam; Miniambiente. (abril de 2021). *Modelación Hidrogeológica - Ideam*. Obtenido de <http://www.ideam.gov.co/web/agua/modelacion-hidrogeologica>
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM. (2015). *Estudio Nacional del Agua 2014*. Bogotá, D.C.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM. (2019). *Estudio Nacional del Agua 2018*. Bogotá, D.C.
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC. (agosto de 2021). *Geoportal, Datos Abiertos*. Obtenido de Subdirección de Agrología: <https://geoportal.igac.gov.co/contenido/datos-abiertos-agrologia>
- IPCC. (2007). *Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Ginebra, Suiza: IPCC.

- IPCC. (2014). Cambio climático 2014: Informe de síntesis. *Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo*, 157. Ginebra, Suiza.
- IPCC. (2018). Resumen para responsables de políticas. En: Calentamiento global de 1,5 °C., *Informe especial del IPCC sobre los impactos del calentamiento global de 1,5 °C con respecto a los niveles preindustriales y las trayectorias correspondientes que deberían seguir las emisiones mundiales de gases de efecto invernadero, en el contexto...* [Masson-Delmotte V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor y T. Waterfield (eds.)].
- Izady, A., Davary, K., A., A., Moghaddam, N., Ziaei, A. N., & Hasheminia, S. (2013). Application of NN-ARX Model to predict groundwater levels in the Neishaboor Plain, Iran. *Water Resour Manage* (27), 4773-4794. doi:10.1007/s11269-013-0432-y
- Izady, A., Davary, K., Alizaden, A., A., M. N., Ziaei, A. N., & Hasheminia, S. M. (2013). Application of NN-ARX Model to Predict Groundwater Levels in the Neishaboor Plain, Iran. *Water Resour Manage*, 23, 4773-4794.
- Jiménez Cisneros, B., Oki, T., Arnell, N., Benito, G., Cogley, J., Döll, P., & Mwakalila, S. (2014). Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Freshwater resources*, 229-269.
- Kim, S. (2000). The long-term inflow analysis of multipurpose reservoirs by the SEAMOD. *KSCE Journal of Civil Engineering*, v4, 91-101.
- Kundzewicz, Z. W., Mata, L. J., Arnell, N. W., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, B., . . . Shiklomanov, I. A. (2007). Freshwater resources and their management. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working

Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, 173-210.

Lerner, DN; Isswar, A; Simmers, I. (1990). A guide to understanding and estimating natural recharge. En I. I. Hydrogeology, *Groundwater Recharge* (pág. 345). Balkema, Rotterdam: Taylor and Francis.

Li, M., Wu, P., Sexton, D., & Ma, Z. (2021). Potential shifts in climate zones under a future global warming scenario using soil moisture classification. *Climate Dynamics*, Article in press.

Loukas, A., Sidiropoulos, P., Mylopoulos, N., Vasiliades, L., & Zagoriti, K. (2015). Assessment of the effect of climate variability and change and human intervention in the lakeKarla aquifer. *EurWater Manag* (49), 19-31.

Lucas, M., Guarabara, R., & Wendland, E. (2012). Estimativa de recarga subterrânea em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (3), 311-323.

McIntyre, N., & Al-Qurashi, A. (2009). Performance of ten rainfall-runoff models applied to an arid catchment in Oman. *Environmental Modelling & Software*, v. 24, n. 6, 726-738. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2008.11.001>.

Mejía, R. M., & Ramírez, G. E. (2016). *Análisis de las variaciones de niveles piezométricos del complejo acuífero cuaternario, registrados dentro de pozos profundos, por la CAR, entre 1998 y 2007, en la sabana de Bogotá*. Bogotá: Trabajo grado de especialización en Recursos Hídricos. Universidad Católica de Colombia.

Melo, D., & Wendland, E. (2017). Shallow aquifer response to climate change scenarios in a small catchment in the Guarani Aquifer outcrop zone. *An Acad Bras Cienc*, 391-406.

- Mohammadi, Z., Salimi, M., & Faghieh, A. (2014). Assessment of groundwater recharge in a semi-arid groundwater system using water balance equation, southern Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 1-8.
- Monsalve, G. (1996). *Hidrología en la ingeniería*. Bogotá: Editorial Escuela Colombiana de Ingeniería y E. Alfaomega.
- Muñoz, J. P., & Ortiz, C. A. (2004). Funcionamiento hidrogeológico del acuífero del núcleo del salar de Atacama, Chile. *Ingeniería hidráulica en México, Vol. XIX, n. 3*, 69-81.
- National Geographic Society. (Julio de 2019). *National Geographic Encyclopedia*. Obtenido de Resource Library, Encyclopedic entry. Water Table: <https://www.nationalgeographic.org/encyclopedia/>
- Negroponte, N. (1995). *Ser Digital*. Barcelona: Ediciones B, S.A.
- Newman Pont, V., & Ángel Arango, M. P. (2017). *Sobre la corrupción en Colombia: marco conceptual, diagnóstico y propuestas de política*. Bogotá: Fedesarrollo.
- Ospina, N., Jesús, E., Domínguez, R., Carlos, A., Vega, R., Emel, E., . . . Rodríguez, M. L. (2017). Analysis of the water balance under regional scenarios of climate change for arid zones of Colombia. *Atmosfera 30 (1)*, 63-76. doi:10.20937/ATM.2017.30.01.06
- Pabón C., J. D., & Alarcón H., J. C. (2016). The effects of climate change on arid and semi-arid areas of Colombia. *InterCarto InterGIS 1(22)*, 56-62. doi:10.24057/2414-9179-2016-1-22-56-62
- Pardos, M., del Río, M., Pretzsch, H., Jactel, H., Bielak, K., Bravo, F., . . . Calama, R. (2021). The greater resilience of mixed forests to drought mainly depends on their composition: Analysis along a climate gradient across Europe. *Forest Ecology and Management (v481)*, 118687. doi:<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2020.118687>

- Pérez O., M., & Betancur V., A. (2016). Impactos ocasionados por el desarrollo de la actividad minera al entorno natural y situación actual de Colombia. *Sociendad y Ambiente (10)*, 95-112.
- Pérez, C. F., Echeverri, S., & Urrutia, C. (2016). Aproximación de la recarga de agua subterránea en el norte del departamento del Cauca, Colombia. *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias, Vol. 25, No.2*, 51-57.
- Perović, V., Kadović, R., Đurđević, V., Pavlović, D., Pavlović, M., Čakmak, D., . . . Pavlović, P. (2021). Major drivers of land degradation risk in Western Serbia: Current trends and future scenarios. *Ecological Indicators (123)*, 107377.
- Pla, C., Valdes-Abellan, J., Tenza-Abril, A. J., & Benavente, D. (2016). Predicting Daily Water Table Fluctuations in Karstic Aquifers from GIS-Based Modelling, Climatic Settings and Extraction Wells. *Water Resour Manage (30)*, 2531-2545. doi:10.1007/s11269-016-1302-1
- Porkka, M., Gerten, D., Schapoff, S., Siebert, S., & Kummu, M. (2016). Causes and trends of water scarcity in food production. *Environmental research letters, 11(1)*, 015001.
- Právǎliea, R., Patriche, C., & Bandoc, G. (2017). Quantification of land degradation sensitivity areas in Southern and CentralSoutheastern Europe. *Catena 158*, 309-320.
- Rendón, A. S. (2020). *Implementación de un modelo hidrogeológico regional para el estudio de la interacción entre las operaciones de extracción de Coalbed Methane (CBM) y el sistema de aguas subterráneo en la zona sur de la cuenca Cesar Ranchería*. Medellín, Colombia: Universidad Nacional de Colombia, Tesis de maestría.
- Rivera, J. A., Hinrichs, S., & Marianetti, G. (2019). “Using CHIRPS Dataset to Assess Wet and Dry Conditions along the Semiarid Central-Western Argentina.

- Rushton, K. (1998). Numerical and conceptual models for recharge estimation in arid and semi-arid zones. En I. Simmers (Ed.), *Estimation of natural groundwater recharge*. (págs. 223-238). Dordrecht: Reidel.
- Scanlon, B., Healy, R., & Cook, P. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol Journal*, 18-39. doi:10.1007/s11269-017-1865-5
- Schumann, A. H. (1998). Infiltration: Introduction. En R. W. Herschy, & R. W. Fairbridge (Edits.), *Hydrology and Lakes. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Dordrecht. doi:https://doi.org/10.1007/1-4020-4513-1_129
- ScienceDaily. (2020). Obtenido de Your source for the latest research news: <https://www.sciencedaily.com/>
- Sivakumar, M., Das, H., & Brunini, O. (2005). Impacts of Present and Future Climate Variability and Change on Agriculture and Forestry in the Arid and Semi-Arid Tropics. *Climate Change*, 70(1), 31-72.
- Souza, E., Pontes, L. M., Fernández, F., Schaefer, R., & Santos, E. E. (2019). Spatial and temporal potential groundwater recharge: the case of the Doce River Basin, Brazil. *Rev Bras Cienc Solo*, 43, e0180010.
- Srinivasan, V., Lambin, E., Gorelick, S., & Thompson, B. R. (October de 2012). The nature and causes of the global water crisis: Syndromes from a meta-analysis of coupled human-water studies. *Water Resources Research*, Vol.48, issue 10, 48. doi:10.1029/2011WR011087.
- The Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO. (1984). Agroclimatic Data from Latin America and the Caribbean. *Environment and Natural Resources*.
- Troyo, E., Mercado, G., Cruz, A., Nieto, A., Valdez, R., García, J., & Murillo, B. (2014). Analysis of drought and desertification by means of aridity indices and the estimation

- of water gap in Baja California Sur, Northwest Mexico. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, Vol. 2014, Issue 85*, 66-81.
- UNESCO. (2010). *Atlas of arid and semi arid zones of Latin America and the Caribbean*. (Verbist, K.; Santibañez, F.; Gabriels, D.; Soto, G.): UNESCO.
- United Nations - UN. (25 de September de 2015). *Transforming our world: the 2030 Agenda for Sustainable Development (A/RES/70/1)*. General Assembly. Obtenido de https://www.un.org/ga/search/view_doc.asp?symbol=A/RES/70/1&Lang=E
- Universidad De Chile. (2006). Etapas para el desarrollo de un modelo hidrogeológico. *Facultad de ciencias físicas y matemáticas. Departamento e Ingeniería Civil*, 1-62.
- Urrea, V., & Ochoa, A. (2016). Validación de la base de datos de precipitación CHIRPS para Colombia a escala diaria, mensual y anual en el período 1981-2014. *Congreso Latinoamericano de hidráulica*.
- US Army Corps of Engineers. (2020). *Hydrologic Modeling System HEC-HMS. Technical Reference Manual*. Washington, DC: Hydrologic Engineering Center, HEC.
- Varni, M. (2013). Aplicación de varias metodologías para estimar la recarga al acuífero pampeano, Argentina . *Tecnología y Ciencias del Agua, vol. IV, núm. 3*, 67-85.
- Vashisht, A. (2015). Adaption of seepage spring development technique to manage the water scarcity in Himalayan region – a practical approach. *Water Util J 11*, 93-98.
- Viceministerio de Agua y Saneamiento Básico. (2018). *Plan Director de Agua y Saneamiento Básico, Visión Estratégica 2018-2030*. Bogotá D.C., Colombia: Dirección de Desarrollo Sectorial.
- Virães, M. V., & Cirilo, J. A. (2019). Regionalization of hydrological model parameters for the semi-arid region of the northeast Brazil. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 24, e49*. doi:<https://doi.org/10.1590/2318-0331.241920180114>

- Waikhom, R. S., & Manoj, K. J. (2015). Continuous Hydrological Modeling using Soil Moisture Accounting Algorithm in Vamsadhara River Basin, India. *Journal of Water Resource and Hydraulic Engineering*, v4, 398-408.
- Wang, F., & Zhang, J. (2020). Arid/humid patterns over Asia in response to national-committed emission reductions under the Paris agreement. *Progress in Earth and Planetary Science* (v7, i1), art.11.
- Xu, X., Guanhua, H. Z., & Pereira, L. (2010). Assessing the groundwater dynamics and impacts of water saving in the Hetao Irrigation District, Yellow River basin. *Agricultural Water Management* 98, 301-313.
- Xu, Y., & Beekman, H. E. (2019). Review: Groundwater recharge estimation in arid and semi-arid southern Africa. *Hydrogeology Journal* (27), 929-943. doi:<https://doi.org/10.1007/s10040-018-1898-8>
- Xu, Y., Sun, X., Jovanovic, N., Kapangaziwiri, E., Brendonck, L., & Bagan, R. (2013). Application of the rainfall infiltration breakthrough (RIB) model for groundwater recharge estimation in west coastal South Africa. *Water SA*, Vol. 39 No. 2.
- Yazdandoost, F. (2015). Desalination from an Integrated Water Resources Management Perspective. En *Recent Progress in Desalination, Environmental and Marine Outfall Systems* (págs. 205-215). Springer International Publishing Switzerland 2015. doi:[10.1007/978-3-319-19123-2_14](https://doi.org/10.1007/978-3-319-19123-2_14)