UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE CHIHUAHUA

FACULTAD DE ZOOTECNIA Y ECOLOGÍA

SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

VARIABLES RELACIONADAS CON LA DINÁMICA DEL NIVEL DE AGUA EN EL SUBSUELO DE UNA MICROCUENCA DEL DESIERTO CHIHUAHUENSE

POR:

I.E. MARÍA TRINIDAD REALYVÁZQUEZ VALENCIA

TESIS PRESENTADA COMO REQUISITO PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS CON ÁREA MAYOR EN RECURSOS NATURALES

CHIHUAHUA, CHIH., MÉXICO **DICIEMBRE, 2021**

Variables relacionadas con la dinámica del nivel de agua en el subsuelo de una microcuenca del Desierto Chihuahuense. Tesis presentada por María Trinidad Realyvázquez Valencia como requisito parcial para obtener el grado de Maestría en Ciencias, ha sido aprobada y aceptada por:

Ph.D. Carlos Ortega Ochoa
Director de la Facultad de Zootecnia y Ecología

D.Ph. Agustín Corral Luna
Secretario de Investigación y Posgrado

Ph.D. Iván Adrián García Galicia
Coordinador Académico

Ph.D. Federico Villarreal Guerrero
Presidente

14 de Diciembre del 2021
Fecha

Comité:
Co-Director Ph.D. Carlos G. Ochoa
D. Ph. Alfredo Pinedo Alvarez.
Dr. Eduardo Santellano Estrada.
Dr. Martín Martínez Salvador.

© Derechos Reservados
AUTOR: MARÍA TRINIDAD REALYVÁZQUEZ VALENCIA DIRECCIÓN: PERIFÉRICO FRANCISCO R. ALMADA KM.1, CHIHUAHUA, CHIH., MÉXICO C.P. 31453
DICIEMBRE 2021

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi hija María Elisa y a mi esposo Ángel por su amor, por su apoyo y soportar mi ausencia a lo largo de este posgrado, sin ustedes esto no se hubiera cumplido. Mis logros son para ustedes y gracias a ustedes.

A mis papás Salvador y Silvia, a mis hermanas Mariel y Melina y mi sobrino Santi por siempre creer en mí, por escucharme y ser mi soporte en cualquier situación.

A mi asesor el Ph. D. Federico Villarreal Guerrero por la orientación y ayuda, pero sobre todo por su paciencia en momentos difíciles. Todo esto me permitió aprender mucho más que lo estudiado durante la maestría. Las palabras no son suficientes para expresar lo mucho que lo admiro y respeto.

A mi amigo y colaborador en esta tesis el D. Ph. Jesús Prieto Amparan, por siempre resolver mis dudas y por su disposición para ayudar. Sin tus conocimientos y amistad la ejecución de esta tesis no hubiera sido posible.

A mi asesor externo Ph. D. Carlos G. Ochoa por abrirme las puertas en su Universidad y por su constante apoyo. Sus indicaciones y orientaciones fueron indispensables en el desarrollo de esta tesis.

Al Dr. Eduardo Santellano Estrada, al D. Ph. Alfredo Pinedo Alvarez y al Dr. Martin Martínez Salvador por su disposición de ayudar y por compartir sus conocimientos. Su colaboración fue una parte muy importante en este proyecto y en mi proceso en este posgrado.

DEDICATORIA

Dedico la siguiente tesis a mi papá, quien creyó en mi hasta el último momento, quien fue mi mayor ejemplo de trabajo y dedicación. Siempre está presente en mi días y en mi corazón.

A mi mamá Silvia quien me guía y cuida siempre con mucho amor. Es una bendición ser su hija.

A mi hija María Elisa quien es mi luz, mi motor y mi más grande orgullo.

A mi esposo Ángel quien soporta mis ratos de estrés e histeria y aun así me ama y apoya incondicionalmente.

A mis hermanas Mariel y Melina que junto con mi sobrino Santi son una parte muy importante en mi vida, la cual, sería muy aburrida sin ellos.

CURRICULUM VITAE

La autora nació el 14 de octubre de 1994 en la localidad de El Terrero, municipio de Namiquipa, Chihuahua, México.

Agosto-Diciembre de 2015	Estancia Académica en la Universidad de Quintana Roo; en Chetumal, Quintana Roo, México. Realizada en la modalidad de movilidad estudiantil de la Universidad Autónoma de Chihuahua.
Febrero- Agosto de 2016	Participación en el Proyecto “Gestión Integrada del Territorio para la Conservación de la Biodiversidad en Áreas de Protección y Producción en la Sierra Tarahumara, Chihuahua, México”.
2012-2016	Estudiante del Programa Educativo de Ingeniero en Ecología de la Facultad de Zootecnia y Ecología de la Universidad Autónoma de Chihuahua.
2017-2019	Estudiante de Posgrado en el Programa Educativo de Maestría en Ciencias de la Facultad de Zootecnia y Ecología de la Universidad Autónoma de Chihuahua.
Junio-Septiembre de 2019	Estancia Académica en Oregon State University, Oregón, Estados Unidos.

RESUMEN

VARIABLES RELACIONADAS CON LA DINÁMICA DEL NIVEL DE AGUA EN EL SUBSUELO DE UNA MICROCUENCA DEL DESIERTO CHIHUAHUENSE

POR:

I. E. MARÍA TRINIDAD REALYVÁZQUEZ VALENCIA

Maestría en Ciencias en Producción Animal y Recursos Naturales

Secretaría de Investigación y Posgrado

Facultad de Zootecnia y Ecología

Universidad Autónoma de Chihuahua

Presidente: Ph. D. Federico Villarreal Guerrero

Las prácticas de conservación de suelo y agua pueden contribuir a restaurar agostaderos degradados a través del incremento en la retención de humedad en el suelo, lo cual mejora la condición de la vegetación, y aumenta la producción primaria neta del ecosistema. Esto también puede contribuir a un aumento en el escurrimiento subsuperficial y a la recarga de agua en el subsuelo. El objetivo de este estudio fue analizar la dinámica del nivel de agua en el subsuelo en una microcuenca desértica del norte de México como respuesta a la precipitación, a la humedad del suelo y a factores relacionados con la condición de la vegetación (*i.e.*, NDVI), así como a factores relacionados con la disponibilidad de agua en la zona radicular de las plantas. La microcuenca fue sujeto de obras de conservación de suelo y agua como revegetación con chamizo (*Atriplex canescens*), cercos de piedra y zanjas en controrno, tinajas ciegas y gaviones, durante el periodo 2012-2015. A 20 cm de profundidad, la humedad respondió relativamente rápido a eventos de precipitación específicos,

particularmente durante la temporada de lluvias. La humedad del suelo a 0.8 m de profundidad mostró una respuesta seguido de eventos de precipitación consecutivos, debido a que esto generó una humedad resildual. El nivel de agua del subsuelo (~ 20 m) mostró una recuperación entre el término del verano y el inicio del invierno. Esta respuesta estacional fue consistente durante el periodo evaluado (2016-2019). El agua proveniente de precipitación en la microcuenca de estudio contribuye notoriamente al incremento de la humedad del suelo, a una mejora en la condición de la vegetación y a la recuperación del nivel de agua del subsuelo.

ABSTRACT

VARIABLES RELATED TO THE SHALLOW WATER RECHARGE DYNAMICS IN A MICRO-WATERSHED OF THE CHIHUAHUAN DESERT

BY:

I. E. MARÍA TRINIDAD REALYVÁZQUEZ VALENCIA

Soil and water conservation practices can contribute to restore degraded rangelands by increasing soil moisture-residence time, which improves the status of vegetation and increases the primary net productivity of the ecosystem. That can also contribute to subsurface flow and groundwater recharge. The objective of this study was to analyze shallow groundwater level dynamics in a rangeland watershed of the Chihuahuan Desert, in northern Mexico, in response to precipitation, soil moisture and t vegetation (*i.e*., NDVI), as well as to factors related to available water content in the root zone (*i.e*., NDII). Different soil and water conservation practices including revegetation with four-wing saltbush (*Atriplex canescens*) and installing contour walls, contour furrows, mini basins, and gabions were conducted in the watershed between 2012 and 2015. Greater soil moisture content response and variability were observed at depths of 0.2 m cm than 0.5 and 0.8 m. At 0.2 m, soil moisture responded relatively rapid to specific precipitation events, particularly during the summer monsoon season. Soil moisture content at the 0.8 m depth was only observed following consecutive rainfall events due to the antecedent moisture generated. A seasonal replenishment of the shallow (~ 20 m) aquifer peaking in late summer or early fall was observed during the period 2016-2019. Seasonal precipitation during the

summer and fall contributed to increased soil moisture levels, greater vegetation cover, and the rise of the water table.

CONTENIDO

Página

AGRADECIMIENTOS……. iii

DEDICATORIA……. iv

CURRICULUM VITAE……. v

RESUMEN……. vi

ABSTRACT……..... viii

INTRODUCCIÓN……. 1

REVISIÓN DE LITERATURA……... 3

Problemática Relacionada con las Aguas Subterráneas..……. 3

Cobertura Vegetal y Aguas Subterráneas…..…….. 4

Series Históricas de Cobertura Vegetal…… 5

Monitoreo de la cobertura vegetal con sensores remotos….. 6

Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI)……. 7

Índice infrarrojo de diferencia normalizada (NDII)..……. 8

Cosecha de Agua……. 9

Factores Involucrados en la Recarga de Agua en el Suelo……..... 11

Precipitación…… 11

Escurrimiento…… 11

Infiltración……... 12

Transpiración…… 13

MATERIALES Y MÉTODOS……..... 16

Área de Estudio..……..... 16

Instrumentación Empleada……. 16

Para medir precipitación..... 16

Para medir humedad del suelo..... 18

Para medir temperatura del suelo..... 19

Para el registro del nivel de agua en el subsuelo..... 19

Indicadores de cobertura vegetal y de disponibilidad de agua en la zona radicular..... 20

Análisis de los Datos..... 21

RESULTADOS Y DISCUSIÓN..... 24

Respuesta de la Humedad del Suelo a la Precipitación..... 24

Dinámica del Nivel de Agua en el Subsuelo y su Asociación con Indicadores de Cobertura Vegetal y de Disponibilidad de Agua en la Zona Radicular..... 35

Respuesta de la Recarga de Agua a la Precipitación..... 40

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... 45

LITERATURA CITADA..... 46

LISTA DE CUADROS

Cuadro		Página
1	Eventos de lluvia registrados en dos pluviómetros instalados en el área de estudio durante los años 2018 y 2019…….	25

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Ubicación de la microcuenca de estudio, del pozo y de instrumentación…….……..	17
2	Respuesta de la humedad del suelo a 0.2, 0.5 y 0.8 m y de la temperatura del suelo a 0.3 m de profundidad a un evento de precipitación…….	26
3	Respuesta de la humedad de suelo a 0.2, 0.5 y 0.8 m de profundidad a un evento de precipitación. Fecha: 30 de septiembre de 2019……..	29
4	Respuesta de la humedad de suelo a 0.2, 0.5 y 0.8 m de profundidad a un evento de precipitación. Fecha: 01 de octubre de 2019…….……	31
5	Respuesta de la humedad del suelo a 0.2, 0.5 y 0.8 m de profundidad a un evento de precipitación. Fecha: 02 de octubre de 2019……..…….	32
6	Matriz de correlación de Pearson entre el nivel de agua subterránea (NAS) Normalized difference vegetation index (NDVI) y el Normalized difference infrared index (NDII)……..	36
7	Dinámicas temporales del nivel de agua en el subsuelo (línea azul), NDII (línea naranja) y NDVI (línea gris) durante el periodo abril 2016-diciembre 2019…….....	37
8	Precipitación mensual acumulada y dinámica mensual de la profundidad de agua en el subsuelo durante el periodo junio de 2017 a diciembre de 2019…….	41
9	Diagrama de dispersión de la precipitación mensual acumulada y la profundidad de agua en el subsuelo durante el periodo junio de 2017 a diciembre de 2019 en “El Roble”. Ecuación de regresión: $y = -5E\text{-}08x^3 + 4E\text{-}05x^2 - 0.005x - 19.45$ ($R^2_{ajustado}=0.7218$)……..……	43

INTRODUCCIÓN

El agua subterránea es una de las principales fuentes de suministro de agua, principalmente en ecosistemas áridos y semiáridos, donde este recurso es más escaso. Aunado a ello, el agua tiene gran demanda para usos antropogénicos, lo que resulta en un gran consumo y extracción en cada vez mayor grado de agua superficial y subterránea (Fu y Burgher, 2015).

El manejo insostenible de las aguas subterráneas se está convirtiendo en un grave problema a nivel mundial, especialmente para los países en vías de desarrollo (Konikow y Kendy, 2005). En varias regiones del mundo, las aguas subterráneas se han extraído a tasas muy superiores a las de su recarga. Esto ocasiona efectos secundarios ambientales perjudiciales como lo son disminuciones de cauces principales de agua, el secado de pozos, la reducción del cauce en arroyos y nivel en lagos, pérdida de la calidad del agua, aumento de costos de bombeo, disminución de rendimientos de los pozos y perdida de la integridad de los ecosistemas (USGS, 2021).

Mientras la extracción de agua continúe, el mantenimiento de los ecosistemas áridos y semiáridos requiere de una mayor comprensión sobre las relaciones entre la vegetación, la humedad del suelo y la disponibilidad de agua susbterránea (Cunningham *et al.,* 2009). La anterior es una de las razones por las que la evaluación de las aguas subterráneas y su respuesta a factores del ecosistema es una necesidad (Adham *et al.,* 2016).

Los desiertos y semidesiertos son ecosistemas de gran importancia; ya que al igual que en otros ecosistemas más húmedos, éstos brindan diversos servicios ecosistémicos como son: infiltración y recarga de agua, secuestro de

carbono, regulación del clima, entre otros. Está documentado que estos ecosistemas contienen una gran biodiversidad (Johnston, 1977). Por ello, es de fundamental importancia contar con información sobre los factores relacionados con la recarga de agua en estos ecosistemas para la toma de decisiones efectiva que contribuyan a su conservación.

México posee dos ecosistemas desérticos principales, el Desierto Chihuahuense y el Sonorense, los cuales ocupan cerca del 35.83 % de la superficie territorial del país (Fierro y Giner, 2012). Estos ecosistemas son el hábitat de muchas especies nativas y endémicas (Rzedowski, 1991; Villarreal-Quintanilla y Encina-Domínguez, 2005). En el estado de Chihuahua, el desierto tiene una gran importancia ecológica y económica.

Los cambios de uso de suelo provocados por actividades antropogénicas como el sobrepastoreo o el crecimiento de la superficie dedicada a la agricultura afectan negativamente los ecosistemas del norte de México. Estos cambios dan lugar a la fragmentación del paisaje (Trombulak y Frissell, 2000; Nellemann *et al.,* 2001; Arriaga *et al*., 2004), lo cual contribuye a la disminución de la calidad de los servicios ecosistémicos. Estos servicios incluyen la infiltración y percolación del agua, así como la posterior recarga del acuífero.

Por lo anterior, el objetivo del presente estudio fue evaluar la dinámica de la recarga de agua en el subsuelo de una microcuenca del Desierto Chihuahuense como respuesta a la precipitación, a la humedad del suelo, así como a indicadores de cobertura vegetal.

REVISIÓN DE LITERATURA

Problemática Relacionada con las Aguas Subterráneas

Las necesidades anuales de agua en el mundo sobrepasan los 4,500 km^3. El recurso hídrico renovable del planeta es de aproximadamente 39,000 km^3 anuales. Sin embargo, el nivel de disponibilidad de agua en el mundo se distribuye de manera desigual y; por lo tanto, no se cuenta necesariamente de agua suficiente en zonas pobladas. En consecuencia, la escasez de agua puede ser alarmante en algunas zonas, dependiendo del equilibrio hídrico regional, controlado en gran medida por el clima, altitud, composición del suelo, composición de la vegetación y especialmente por las precipitaciones (Patra *et al*., 2016).

A fin de tener un sistema de distribución razonablemente equitativo, las aguas subterráneas se utilizan junto con las aguas superficiales. Mientras que las aguas superficiales se encuentran fácilmente disponibles, las aguas subterráneas requieren de un enfoque planificado para su exploración, explotación y gestión para un suministro sostenido (Patra *et al*., 2016).

El agua tiene una gran importancia para la biodiversidad y la protección de los recursos hídricos y es un requisito previo para la sostenibilidad del medio ambiente. La protección del agua también es crucial para la vida humana y, por lo tanto, es un objetivo mundial primordial (Nałęcz y Ploch, 2007).

Sin embargo, es probable que la demanda de agua aumente en el futuro, y que existan cada vez más presiones, en especial sobre los recursos de aguas subterráneas. Estas presiones serán causadas, entre otros factores, por el agotamiento de los suministros de aguas subterráneas, los conflictos entre los

usuarios de aguas subterráneas y los usuarios de aguas superficiales y la posible contaminación de las aguas subterráneas. Estos factores causan preocupaciones que irán adquiriendo cada vez mayor importancia, a medida que se vaya desarrollando la explotación del agua subterránea (Nayak *et al*., 2006).

Las consecuencias del agotamiento de las aguas subterráneas pueden dar lugar a un racionamiento local del agua, a reducciones excesivas del rendimiento, a que los pozos se sequen; o bien, a que se produzcan cambios erráticos en la calidad de las aguas subterráneas. Estos cambios en las pautas del flujo de las aguas subterráneas pueden dar lugar a la entrada de agua de peor calidad, inclusive, contaminada (Nayak *et al*., 2006).

Cobertura Vegetal y Aguas Subterráneas

El agua subterránea proporciona una fuente vital de agua y crea un hábitat crítico para una amplia gama de especies. Los ecosistemas dependientes de las aguas subterráneas comprenden un subconjunto complejo y a menudo biodiverso de los ecosistemas del mundo. Se trata de hábitats que deben tener acceso a las aguas subterráneas para mantener tanto su estructura como su función ecológica. Estos hábitas son componentes críticos para la conservación de la biodiversidad. Los ecosistemas sustentan una gran variedad de plantas y animales en relación con la superficie que ocupan y también ofrecen múltiples servicios ambientales, como agua limpia, vida silvestre, valores culturales y secuestro de carbono (Ribeiro *et al*., 2019).

Las necesidades de agua de las comunidades humanas están en conflicto directo con las necesidades de agua de los sistemas naturales, y esta situación toma mayor relevancia día con día. Las actividades humanas tienen el potencial

de alterar los flujos, los niveles y la calidad de las aguas subterráneas. Esto a su vez puede disminuir la biodiversidad sustentada por las aguas subterráneas, la cual ha evolucionado durante milenios (Ribeiro *et al*., 2019).

Series Históricas de Cobertura Vegetal

El monitoreo de la cobertura vegetal es una de las principales aplicaciones de los datos derivados de sensores remotos y es esencial para el desarrollo, así como para la gestión de los recursos naturales y el desarrollo de modelos ambientales, los cuales contribuyen para una mejor comprensión de la degradación del habitat. Con base en la disponibilidad de una serie histórica de datos a largo plazo, que se remonta a 1972 (fecha de lanzamiento del sensor Landsat) y la resolución espacial, que permite capturar grandes superficies de terreno, las imágenes de la serie de satélites Landsat son una importante fuente de datos para los estudios de los cambios en la cobertura de suelo.

Recientemente, se han generado productos de cobertura terrestre global con resolución de 30 m, los cuales emplean datos de capacitación que fueron interpretados visualmente a partir de imágenes del Landsat TM junto con un método de clasificación supervisado. Sin embargo, la selección manual de los datos de capacitación es laboriosa y consume mucho tiempo, especialmente cuando se cartografían grandes áreas (Röder *et al*., 2008; Stellmes *et al*., 2010).

Debido al gran volumen de datos que el sensor Landsat provee, se requiere una gran capacidad de almacenamiento de datos, un gran poder de procesamiento computacional y la capacidad de generar algoritmos para generar mapas cobertura de suelo a 30 m de resolución sobre grandes áreas. Esos requisitos ya no son un obstáculo, ya que la plataforma Google Earth Engine

(GEE, https://earthengine.google.com) ha surgido (Gorelick *et al.,* 2017). La plataforma GEE está basada en la nube y está compuesta por cantidades masivas de datos satelitales, siendo un servicio de computación de alto rendimiento, haciendo que las imágenes satelitales puedan ser procesadas de forma relativamente rápida y flexible. El monitoreo de la cubierta vegetal basado en datos del sensor Landsat en la nube ha sido una forma para el monitoreo de la cobertura vegetal (Stockli *et al*., 2004).

Las series temporales de datos del sensor Landsat proporcionan información fenológica para la clasificación de la cubierta vegetal y sus ventajas se han ilustrado en estudios recientes (Dong *et al*., 2016; Zhou *et al*., 2016). Varios de esos estudios analizaron datos espectrales de series de tiempo de píxeles individuales y han utilizado las firmas espectrales para identificar y generar mapas de cobertura vegetal, entre otros productos (Kou *et al*., 2015; Dong *et al*., 2016).

Monitoreo de la cobertura vegetal con sensores remotos. Los cambios en la cubierta vegetal afectan de manera importante el ciclo del carbono a nivel global porque éstos modifican el intercambio de gases de efecto invernadero entre la superficie terrestre y la atmósfera. Por ejemplo, la deforestación libera dióxido de carbono en la atmósfera y modifica el albedo de la superficie terrestre, la evapotranspiración y la cubierta de nubes, lo que a su vez afecta al cambio y la variabilidad del clima. En cambio, la aforestación y reforestación secuestran carbono de la atmósfera (sumidero). Pruebas recientes muestran que los cambios inducidos por el hombre en la cobertura de suelo/uso de suelo de la tierra durante los últimos 150 años han liberado una enorme cantidad de carbono

en la atmósfera. La dinámica de la cubierta vegetal, especialmente a grandes escalas, ha sido monitoreada usando datos de sensores remotos (Loveland y Belward, 1997; Moore, 1998).

Las técnicas de observación de la Tierra, basadas en sensores remotos, tienen la premisa de que la continua y sistemática adquisición de información sobre el estado de los objetos y los fenómenos de la superficie puede hacer avanzar nuestra comprensión del sistema ambiental (Bauer *et al*., 2006; King y Birk, 2004). En el centro de estas técnicas se encuentran los satélites, los cuales siguen una órbita específica mientras capturan datos (imágenes satelitales).

Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI). Con el uso de los datos derivados de sensores remotos es posible generar índices espectrales, los cuales pueden ser de utilidad para el monitoreo de la vegetación. Los índices espectrales se utilizan ampliamente en estudios sobre los cambios de cobertura de suelo/uso de suelo. Estos, pueden reducir el número de datos para su procesamiento y análisis, así como proporcionar información combinada (proveniente de diferentes bandas) que esté más fuertemente relacionada con los cambios en la vegetación, los cuales se reflejan en la imagen de satélite (Coppin *et al*., 2004). El NDVI es un índice de vegetación muy utilizado porque puede reducir los efectos atmosféricos y de iluminación, utilizando la diferencia y la proporción de la banda roja y del infrarrojo cercano (Rouse *et al*., 1974). Los valores del NDVI están fuertemente correlacionados con la vegetación verde y los cambios en este índice indican cambios en actividades biológicas (Chen *et al*., 2005; Verbesselt *et al*., 2010).

Uno de los sensores con mayor longevidad de datos satelitales es el Landsat, el cual parece ser de los mejores sensores para captar la complejidad de la vegetación a escala local en comparación con otros sensores como por ejemplo MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Los datos de Landsat se han utilizado ampliamente para cartografiar los cambios de la vegetación a escala local y regional. Las escenas Landsat del mismo mes o de la misma estación del año se utilizan para reunir datos de series temporales para el análisis de las tendencias de la vegetación (Röder *et al*., 2008; Stellmes *et al*., 2010).

Índice Infrarrojo de diferencia normalizada (NDII). El índice infrarrojo diferencial normalizada (NDII), desarrollado por Hardisky *et al.* (1983), se correlaciona con el contenido de agua de la vegetación y el espesor del agua del dosel (Serrano *et al.,* 2000; Jackson *et al.,* 2004; Hunt y Yilmaz, 2007). El NDII puede utilizarse eficazmente para detectar el estrés hídrico de las plantas según la propiedad de la reflectancia infrarroja de onda corta, que se relaciona negativamente con el contenido de agua de la hoja debido a la gran absorción por parte de este organo de la planta (Steele-Dunne *et al.,* 2012; Friesen *et al.,* 2012; Van Emmerik *et al.,* 2015).

El NDII se desarrolló para vigilar el contenido de agua de la hoja (Hardisky *et al.,* 1983), por lo que cabría esperar una relación directa entre el NDII y el déficit de humedad de la zona de la raíz. El déficit, una vez más, es una función directa de la cantidad de humedad almacenada en la zona de las raíces.

Por lo tanto, el NDII podría convertirse en un poderoso indicador para vigilar el contenido de humedad de la zona de las raíces, proporcionando una

estimación integrada e independiente de la profundidad y de la cantidad de agua accesible a las raíces, disponible para la vegetación. En otras palabras, el NDII nos permitiría ver la vegetación como una especie de manómetro natural, proporcionándonos información sobre cuánta agua está disponible en el subsuelo para el uso de la vegetación. Sería un indicador integrado de la humedad del suelo en la zona radicular, disponible directamente en la escala de interés.

Cosecha de Agua

La cosecha de agua de lluvia se define como la recolección y concentración de la escorrentía con fines productivos, como la producción de cultivos, forrajes, pastos, árboles, ganado y suministro de agua doméstica en regiones áridas y semiáridas (Ngigi,2003).

La demanda de agua ha aumentado a la vez que los recursos hídricos se han vuelto más escasos, por lo que la evaluación y el modelado de las aguas superficiales relacionadas con las técnicas de cosecha de agua en cuencas se ha convertido en una necesidad (Adham *et al.,* 2016).

Las técnicas para cosechar agua son métodos para inducir, recolectar, almacenar y conservar la escorrentía superficial local para cultivos ó arborles (Gupta *et al*., 1997). En los sistemas de producción de cultivos, la recolección de agua de lluvia se compone de un área que produce escorrentía, normalmente llamada área de captación, y un área de utilización de escorrentía generalmente llamada área de cultivo. Las principales categorías o componentes para la captación de agua se definen según la distancia entre zona de captación y el área de cultivo de la siguiente manera: cuenca de captación externa (macro) cosecha,

recolección de agua de lluvia *in-situ* y agua de lluvia de captación interna (micro) (Hatibu y Mahoo, 2000).

El impacto de cosecha de agua en el balance hídrico de una cuenca es que el agua se almacena y retrasa con la transferencia de la escorrentía superficial hacia el agua subterránea, la evaporación y la transpiración. Esto también puede entenderse como la transferencia de agua "azul" (ríos y acuíferos) a agua "verde" (agua del suelo y uso de agua de la planta). A medida que se 'captura' más agua a través del uso del suelo irrigado, el agua azul se convierte en agua verde (Falkenmark, 2003). El aumento potencial en el agua subterránea disponible puede fomentar una mayor extracción de agua subterránea para el riego de cultivos u otros usos que resulte en impactos socioeconómicos, mientras que el impacto en el balance hídrico puede ser cero o negativo. Por lo tanto, en general, la cosecha de agua cambiará el balance hídrico dentro de una cuenca. Desde la perspectiva de una cuenca, esto significa que es importante cuantificar el impacto hidrológico de las estructuras de cosecha de agua y las compensaciones posteriores relacionadas para un nivel dado de desarrollo de cuencas (Glendenning *et al.*, 2012).

En los ecosistemas, los procesos relacionados con el agua son estructuras complejas y en evolución, cuyas características y propiedades dinámicas dependen de muchos vínculos interrelacionados entre el clima, el suelo y la vegetación. Por un lado, el clima y el suelo controlan la dinámica de la vegetación; por otro lado, la vegetación ejerce un control importante sobre todo el balance hídrico y es responsable de muchas reacciones a la atmósfera y suelo (Rodríguez-Iturbe *et al.*, 2001).

Factores Involucrados en la Recarga de Agua en el Suelo

Precipitación. La información sobre la precipitación es crítica para comprender el equilibrio hidrológico y para comprender las interacciones complejas entre los componentes a pequeña y gran escala dentro del ciclo hidrológico (Adler *et al.*, 2003). Se considera que medir y predecir la precipitación es de gran importancia en muchas aplicaciones, incluida la agricultura, la gestión forestal y la hidrología (Rho y Kim, 2019). Los eventos de lluvia difieren en su intensidad y frecuencia, por ejemplo, lluvia intensa o lluvia constante (Makselon *et al.*, 2018). Las precipitaciones y sus parámetros asociados son de naturaleza no homogénea y tienden a variar a nivel local, regional, climático y temporal (año a año) (Kilaru *et al.*, 2016). La partición de las precipitaciones en la interfaz suelo-atmósfera es importante tanto para la hidrología de la superficie como del subsuelo, e influye en muchos eventos de gran interés hidrológico, como la generación de escorrentía, la recarga de los acuíferos y el transporte de contaminantes en las aguas superficiales y en la zona vadosa (Morbidelli *et al.,* 2018). Existen diferentes formas de medir la precipitación, en el caso de intensidad en el mercado se encuentran pluviómetros de balancín, que miden la intensidad de la lluvia por tiempo.

Escurrimiento. Una cuenca incluye varios componentes hidrológicos que se distribuyen en su interior de manera heterogénea, uno de ellos es el escurrimiento. Para cualquier cuenca, el volumen de escorrentía y el flujo máximo dependen directamente de las características de la cuenca, como son las propiedades geomorfológicas (topología, vegetación, tipo de suelo, entre otros) de la cuenca y también factores climáticos (precipitación, temperatura, entre

otros) (Zhang y Govindaraju, 2000). La escorrentía de las cuencas hidrográficas es importante debido a su impacto en el medio ambiente, la agricultura y en en el potencial de inundación (Chandler y Walter, 1998; Zhang *et al.,* 2013). El escurrimiento también depende de la intensidad de las lluvias que, por lo general, varían según la estación. Como resultado, es posible que el impacto de la escorrentía de la cuenca no sea el mismo durante todo el año (Adham *et al.*, 2014).

Para evaluar el impacto ambiental o el potencial de inundaciones, es necesario conocer la contribución de la escorrentía de la cuenca al río o arroyos debido a las lluvias. Al mismo tiempo, la información de la escorrentía superficial se puede utilizar para modelar los recursos de agua subterránea incorporando información de infiltración debido a la lluvia (Morbidelli *et al.*, 2012).

Infiltración. La infiltración del agua en el suelo juega un papel de primer orden en la relación lluvia-escurrimiento y, por lo tanto, es de fundamental importancia describirla utilizando diversos parámetros que puedan ser usados como elementos de entrada a los modelos hidrológicos (Osuna y Padilla, 1998).

El proceso de infiltración está controlado por muchos factores, que incluyen la profundidad y la geomorfología del suelo, las propiedades hidráulicas del suelo y las propiedades de lluvia o climáticas. La evolución espacio-temporal de las tasas de infiltración en condiciones naturales no se puede deducir actualmente mediante mediciones directas solas en ninguna escala de interés en hidrología aplicada, por lo tanto, el uso de modelos de infiltración que se basan en cantidades medibles es de importancia fundamental (Morbidelli *et al.,* 2018).

Transpiración. La transpiración es el transporte de agua desde los estomas de las plantas hacia la atmósfera. En los estomas el agua se encuentra en estado líquido y para se de la liberación de ésta hacia la atmósfera, debe ocurrir el proceso de evaporación. Las condiciones climáticas influencían en gran medida la tasa de transpiración. El aire circundante interactúa con la planta y afecta la la velocidad de transpiración y con ello, el gasto de agua por las plantas. Por absorción, las plantas ingresan el agua, en estado líquido, del suelo a las raíces. De ahí, el agua es transportada por el xilema en dirección al follaje. De todo el líquido transportado por el interior de las plantas, solo el 5 % es empleado para su crecimiento y desarrollo (USDA, 2005; Allen *et al.,* 2006).

Cerca del 70 % del peso de las plantas herbáceas se constituye de agua. Entre las diversas funciones del agua en la planta se encuentra el de ser un insumo fundamental para la fotosíntesis. Para que la fotosintesis se pueda llevar a cabo por la planta, ésta debe capturar CO_2 atmosférico. El CO_2 ingresa por los estomas y viaja a través de las células del mesófilo hasta llegar a los cloroplastos de la planta (Sosebee *et al.,* 1977).

La pérdida de vapor de agua desde los estomas hacia la atmósfera (transpiración) es simultáneo al intercambio de CO_2; solo que la dirección de estos flujos es opuesta (Larcher, 2003). El gasto de agua por transpiración de las plantas y la producción de biomasa son variables altamente correlacionadas porque los estomas, que es donde se libera el agua, son la vía de entrada del CO_2 (Medrano *et al.*, 2007). Durante la época de estiaje, se puede producir un cierre de estomas debido a bajas humedades relativas del aire. Esto provoca una

disminución en la tasa de transpiración y del gasto de agua, asó como de la fotosíntesis y en consecuencia de la producción.

La transpiración al tratarse en esencia de un proceso de evaporación es afectada por factores ambientales como la magnitud de la radiación solar, la temperatura, del aire y su contenido de vapor de agua, así como de la velocidad del viento. La morfología de las hojas afecta la transpiración y por ende el gasto de agua varía de acuerdo dependiendo de las etapas fenológicas de las plantas (Allen *et al.,* 2006) y a la ruta fotosintética que posean las plantas (i.e., C_3, C_4, CAM). Las plantas con fotosíntesis CAM cuentan con la más alta eficiencía en el uso del agua, seguido de las C_4 y de las C_3 (Medrano *et al.,* 2007; Molden, 2007).

Otra de las variables estrechamente ligadas a la transpiración es el contenido de agua en el suelo. El suelo es la fuente de agua para las plantas. El contenido de humedad en el suelo afecta tanto la transpiración de las plantas como la evaporación del suelo (Sanchez, 2001). A la combinación de los dos fenómenos anteriores se le llama evapotranspiración. El concepto de evapotranspiración se usa ampliamente porque es complejo estimar la partición de la evapotranspiración en agua evaporada por evaporación y por transpiración. La evaporación del agua desde el suelo es afectada mayormente por la incidencia de la radiación solar. Al ir aumentando de follaje la planta, la evaporación disminuye mientras la evaporación aumenta (Allen *et al*., 2006).

La transpiración es es el proceso que contriibuye en mayor medida al balance térmico de las plantas y su follaje. Algunas especies pueden perder parte o la totalidad del follaje con lo que controlan tanto el gasto de agua como su temperatura y su tasa de fotosíntesis. En otras plantas son los tallos los que

realizan directamente la fotosíntesis debido a la falta de hojas. Por otro lado, el grosor de la hoja es el que aumenta en algunas especies de plantas con el propósito de disminuir la pérdida de agua. Adicional al aumento del grosor de la hoja, algunas plantas aumentan el grosor de la capa de cera con el mismo fin.

Se hipotetiza que con el aumento en las concentraciones de CO_2 atmosférico, factor relacionado con el cambio climático, se incrementará la productividad del agua. Lo anterior porque se infiere que se producirá un aumento en la captura del CO_2, que representa un aumento en la tasa de fotosíntesis (Droogers y Aerts, 2005).

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de Estudio

El estudio se realizó en una microcuenca ubicada al norte del estado de Chihuahua, en el municipio de Ahumada (Figura 1). Sus coordenadas centrales son 370494.2, 3347638.2. El ecosistema es desértico, con un rango de temperaturas medias que van desde los 12° C hasta los 18° C. La precipitación media anual varía de 100 a 400 mm. El rango de altitud va de los 1486 a los 1766 m. La microcuenca es parte de la Región Hidrológica 34, Cuencas Cerradas del Norte (INEGI, 2019) y se encuentra en el acuífero Flores Magón-Villa Ahumada (0821) (CONAGUA, 2015).

Dentro de la microcuenca se encuentra el pozo en estudio, el cual es operado por la Unidad de Manejo Ambiental (UMA) “El Roble” SEDUE-EX3489/CHIH-07. El pozo fue construido sobre litología de tipo aluvial, con roca sedimentaria. Estas rocas se originan a partir de la acumulación de material mineral, producto de la precipitación; o bien, a través la compactación de restos vegetales y/o animales que se integran en rocas duras. Los sedimentos son depositados capa sobre capa en la superficie de la litósfera bajo temperaturas y presiones bajas. Estos sedimentos pueden estar integrados por pedazos de roca de diferentes tamaños originadas previamente, por minerales resistentes, por restos de organismos o por productos de reacciones químicas o de evaporación (SGM, 2020).

Instrumentación Empleada

Para medir precipitación. Se emplearon tres pluviómetros para el registro de la precipitación (Modelo 3554WD1, Spectrum Technologies, Inc., Aurora, IL,

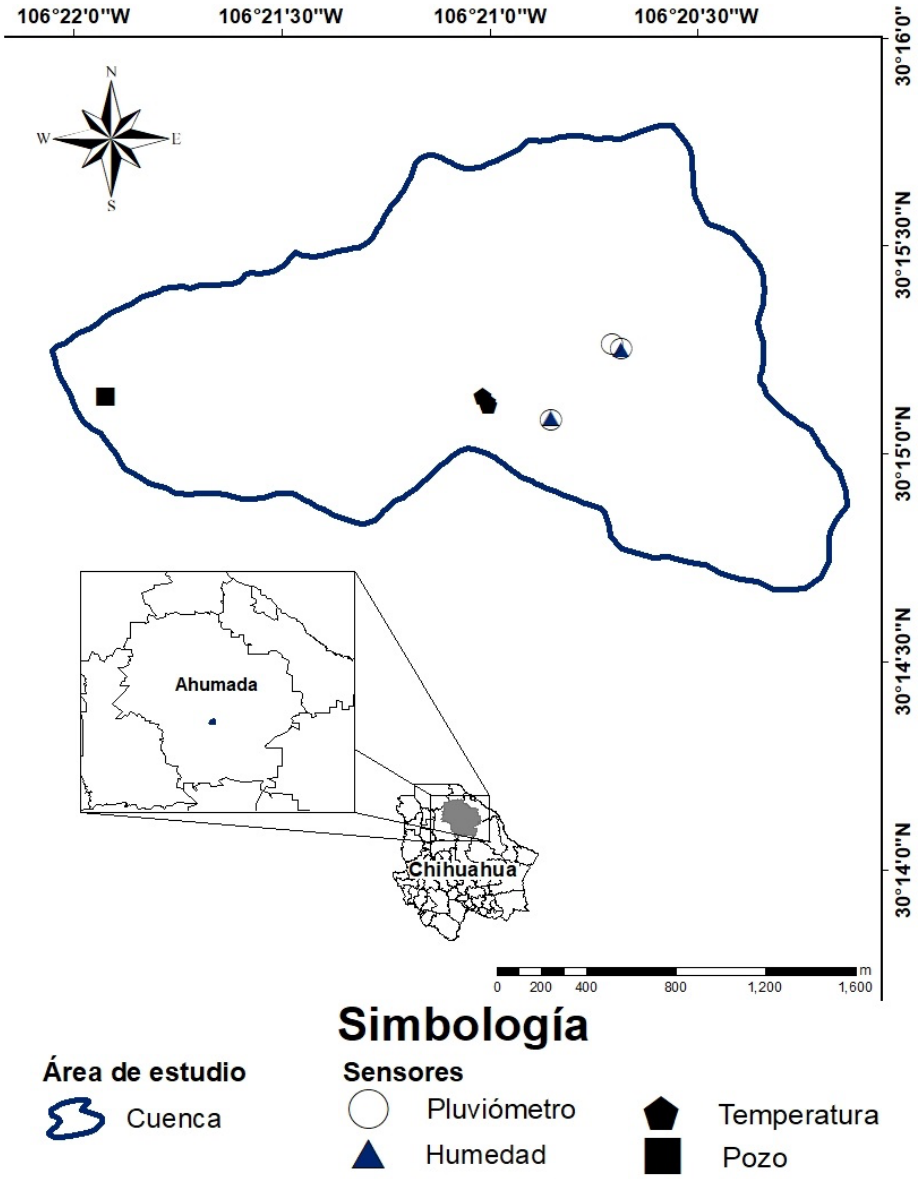

Figura 1. Ubicación de la microcuenca de estudio, del pozo y de la instrumentación empleada.

USA; RG3, Onset Computer Corporation, Bourne, MA, USA). De estos dispositivos, uno se instaló junto al pozo, y uno a cada costado del cauce principal de la microcuenca, en un sitio céntrico, junto el mismo sitio donde se instalaron los sensores de humedad (Figura 1). El propósito de esto fue registrar el comportamiento de los eventos de lluvia y su efecto sobre la dinámica de la humedad del suelo y sobre el nivel de agua en el subsuelo.

Los datos de precipitación recolectados con el pluviómetro 3554WD1 fueron guardados cada hora en el logger del pluviómetro. Para la configuración del dispositivo y la recolección de los datos, el pluviómetro se conectó a una computadora portátil, la cual tenía instalado el software SpecWare 9 Pro (Spectrum Technologies, Inc., Aurora, IL, USA). En cuanto a los dos pluviómetros RG3, estos dispositivos solo registraron datos de precipitación cuando se detectaba un evento de lluvia. Para su configuración y recolección de los datos, se realizó una conección a una computadora portátil, la cual tenía instalado el softwarer HOBOware Pro (Onset Computer Corcoporation, Bourne, MA, USA). Además, datos de precipitación fueron consultados de una estación meteorológica ubicada en La Novillada, en el municipio de Ahumada, Chihuahua. Dicha estación se encuentra a 8 km de distancia de las coordenadas centrales de la microcueca de estudio en la dirección suroeste.

Para medir humedad del suelo. Para el registro de la humedad del suelo, se instalaron tres sensores de humedad (5TM, Decagon Devices, Pullman, WA, USA, ±0.03 m3/m3). Los sensores se instalaron en un gradiente de pendiente, a tres diferentes profundidades (0.2, 0.5, y 0.8 m) y fueron conectados a dos estaciones de modelo similar (Em5b y EM50, Decagon Devices, Pullman, WA,

USA). En esta estación se registraron los datos de humedad volumétrica del suelo a intervalos de dos horas. Para la configuración del sistema de monitoreo de la humedad del suelo (logger+sensores), la estación se conectó a una computadora portátil, la cual tenía instalado el software ECH$_2$O Utility (Decagon Devices, Pullman, WA, USA).

Para medir temperatura del suelo. Sensores de temperatura (StowAway®XTI, Onset Computer Corporation, Bourne, MA, USA; -40, +75ºC; ±2ºC) fueron colocados a 30 cm de profundidad en el suelo en un gradiente altitudinal en la microcuenca. En total, se instalaron 3 sensores sobre uno de los arroyos principales a 15 metros separados uno de otro. Las mediciones se colectaron cada tres horas y los registros se guardaron en el logger del sensor. La configuración de los sensores y la colecta de datos se llevó a cabo desde una computadora portátil, la cual se conectó a cada sensor de forma individual. Para ello, la computadora contaba con la instalación del software Boxcar ver. 4.3 (StowAway®XTI, Onset Computer Corporation, Bourne, MA, USA).

Para el registro del nivel de agua en el subsuelo. Para la recolección de los datos de la profundidad del espejo de agua en el pozo, en el año 2016 se instalaron dos sensores de presión atmosférica, compensados por temperatura (Water-level Logger, U20L-02, HOBO®, Onset Computer Corporation, Bourne, MA, USA). El primero de los sensores se colocó dentro del pozo, a una profundidad de 23.35 m, sumergido en el agua. El segundo sensor se colocó fuera del pozo, a 2 m de distancia hacia el sur del pozo y a 1.0 m de elevación con respecto al nivel del suelo. Los datos fueron almacenados en la memoria interna de cada sensor a intervalos de dos horas. La recolección de los datos se

realizó empleando una interface Optic USB Base Station (Base-U-4, HOBO®, Onset Computer Corporation, Bourne, MA, USA), la cual se conectó a una computadora portatil que tenía instalado el software HOBOware-Pro (HOBO®, Onset Computer Corporation, Bourne, MA, USA).

El Water-level Logger registra la presión y la temperatura ambiente durante su despliegue. Los valores de presión barómetrica del sensor instalado dentro del pozo y los de presión atmosférica del sensor fuera del pozo (tomados como referencia o de compensación), sirven para estimar la profundidad del espejo de agua en el pozo. Los cálculos toman en cuenta la densidad del agua, la cual se asumió igual a 1025 kg/m^3 (agua dulce). Además, se requiere del valor de la profundidad a la que se encuentra el sensor sumergido, la cual fue de 23.35 m para nuestro estudio. La estimación de profundidad se lleva a cabo con el software HOBOware-Pro de forma automática. La resolución de la profundidad estimada es de 0.14 cm, con una precisión de ±0.40 cm.

Los datos de profundidad del espejo de agua en el pozo fueron tomados cada 2 h y la serie histórica total de esta variable corresponde a 3.5 años (abril de 2016 a diciembre de 2019).

Indicadores de cobertura vegetal y de disponibilidad de agua en la zona radicular. En este estudio, se estimaron el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI, por sus siglas en inglés) y el Índice de Infrarrojo de Diferencia Normalizada (NDII, por sus siglas en inglés). El primero es un indicador del estado de salud que guarda la vegetación (Chen *et al*., 2005; Verbesselt *et al*., 2010), mientras que se ha comprobado que el segundo índice

es un indicador de la disponibilidad de humedad en la zona radicular de las plantas (Friesen *et al.,* 2012; Van Emmerik *et al.,* 2015).

Con ello, se investigó el efecto en la variabilidad de los índices anteriormente mencionados sobre el nivel del agua subterránea. Para su estimación, se emplearon imágenes de satélite del Landsat 8, con una resolución espacial de 30 x 30 m y una resolución temporal de aproximadamente 2 semanas (https://earthexplorer.usgs.gov/, USGS, USA). El periodo al que correspondieron las imagenes fue de 2016 a 2019 (3.5 años). La colección de imágenes Landsat fue importada a la plataforma Google Earth Engine (GEE, http://earthengine.google.com/, Mountain View, CA, USA) donde se generaron lós índices a partir de la reflectancia superficial. Ver Chander *et al*. (2009) para detalles sobre el cálculo de los índices.

Los datos fueron extraídos y procesados usando el editor de JavaScript de la plataforma GEE, el cual permite el procesamiento de los datos provenientes de todas las imágenes en conjunto. El NDVI y el NDII se obtuvieron en la plataforma GEE aplicando las ecuaciones 1 y 2.

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R} \quad 3$$

$$NDII = \frac{NIR - SWIR1}{NIR + SWIR\ 1} \quad 4$$

donde: *R*, *NIR*, y *SWIR1* son los valores de reflectancia de las bandas espectrales en las regiones del rojo (600-700 nm), infrarrojo cercano (700-1300 nm), e infrarrojo de onda corta (1550-1750 nm), respectivamente.

Análisis de los Datos

Para identificar los eventos de lluvia más grandes registrados durante cada temporada de lluvias se utilizó el Software RIST (Rainfall Intensity Summarization Tool) (USDA, 2013).

Mediante el software Microsoft Excel (2016) se identificó el tiempo en que inició y el momento en que los sensores de humedad reaccionaron al evento de lluvia y el momento cuando se registró el máximo de humedad. Los sensores se encontraban a 0.2 m, 0.5 m y 0.8 m de profundidad. Asimismo, se calculó la cantidad de agua precipitada, la intensidad y tiempo de duración del evento de precipitación, se graficó el comportamiento del evento de lluvia y se identificó el momento de inicio de la respuesta de los sensores de temperatura del suelo.

Con la información resultante de los procedimientos anteriores se analizó el efecto de la precipitación sobre el perfil de humedad en el suelo. Los registros provenientes de los sensores de temperatura, estos sirvieron de base para inferir si los eventos de lluvia generaron escurrimiento en el cause o arroyo principal de la microcuenca.

Se utilizó la correlación de Pearson para analizar la asociación de la vegetación (NDVI) y la disponibilidaad de humedad en la zona radicular de la vegetación (NDII) con el nivel del agua subterránea. La correlación de Pearson. La correlación de Pearson es una medida de la asociación lineal entre dos variables X y Y, dando un valor entre +1 y -1, donde un valor cercano a +1 indica una fuerte asociación lineal directa, un valor cercano a 0 indica ausencia de asociación o independencia lineal y un valor cercano a -1 indica una asociación lineal indirecta. El coeficiente de correlación de Pearson se obtiene utilizando la

Ecuación 3. EL procedimiento se llevó a cabo con el software SAS, ver. 9.4®(SAS Institute Inc., Cary, NC, E. U. A.).

$$r = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_i - \bar{y})^2}} \qquad 3$$

donde: *X* y *Y* = son dos variables aleatorias, cada una tiene n valores $X_1, X_2, \ldots, X_n$ y $Y_1, Y_2, \ldots, Y_n$ respectivamente y $\bar{X}$ y $\bar{Y}$ son la media de las variables.

Finalmente, para analizar el efecto de la precipitación sobre la profundidad de agua en el pozo, se calculó la precipitación mensual acumulada de cada año evaluado (2017-2019). Con ello, se contruyó un diagrama de dispersión de la precipitación mensual acumulada y la profundidad de agua en el subsuelo y se ajustó una ecuación lineal para modelar sobre el comportamiento de la profundidad del pozo en función de la precipitación.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Respuesta de la Humedad del Suelo a la Precipitación

En el Cuadro 1 se muestran los datos de fecha y precipitación total de todos los eventos de lluvia registrados por el pluviómetro instalado en el área de estudio durante los años 2018 y 2019. En la base de datos de dicho Cuadro, se detectó el evento de lluvia más grande registrado en el año 2018. Para este evento, la Figura 2 muestra la respuesta de la humedad del suelo a las profundidades de 0.2, 0.5 y 0.8 m. Asimismo, esta Figura muestra la respuesta de la temperatura del suelo registrada por tres sensores instalados a 0.3 m de profundidad, a lo largo del cauce del arroyo principal, en dos sitios distanciados 15 m uno del otro. Este evento se presentó el día 23 de octubre del 2018, tuvo una duración de 6 h con 50 min y una precipitación total de 49.7 mm. La intensidad del evento fue de 0.12 mm min^{-1} (7.3 mm h^{-1}) y el momento con la mayor intensidad de precipitación se registró 2 h y 13 min después del inicio del evento a las 20:00 h.

En cuanto a los registros de humedad del suelo, se observa que el sensor instalado a 20 cm de profundidad inició el registro de un incremento de humedad a la hora con 48 min después del inicio del evento. Por su parte, el sensor instalado a 0.5 m de profundidad registra un aumento solo hasta transcurridas 3 h con 3 min. Mientras tanto, el sensor ubicado a 0.8 m de profundidad no registró ningún incremento en el contenido de humedad. Al parecer, se requieren eventos de lluvia de mayor intensidad o duración para que el agua logre penetrar a esas profundidades. Estudios anteriores reportan que la humedad antecedente en el suelo juega un papel importante en la dinámica del perfil de humedad del suelo

Cuadro 1. Eventos de lluvia registrados en dos pluviómetros instalados en el área de estudio durante los años 2018 y 2019.

2018		2019		
Fecha	Pp	Fecha	Pp	
	Est. Sur		Est. Sur	Est. Norte
05 septiembre	20.5	12 abril	-	17.8
06 septiembre	8.2	10 mayo	-	2.2
07 septiembre	16.9	04 junio	-	3.2
09 septiembre	21.2	10 junio	-	6.4
12 septiembre	0.7	17 julio	15.8	18.0
17 septiembre	15.7	22 julio	2.6	3.4
19 septiembre	15.5	28 julio	7.6	-
20 septiembre	9.8	29 julio	1.8	6.4
21 septiembre	0.2	30 julio	19.8	19.0
26 septiembre	0.4	04 agosto	9.8	11.8
02 octubre	1.2	08 agosto	5.0	5.8
03 octubre	0.7	09 agosto	11.6	10.2
10 octubre	4.7	10 agosto	4.8	4.2
23 octubre	49.7	11 agosto	3.0	3.0
26 octubre	1.1	14 agosto	4.4	4.0
		22 agosto	33.2	25.8
		09 septiembre	15.4	-
		12 septiembre	6.6	-
		15 septiembre	3.4	-
		16 septiembre	4.0	-
		22 septiembre	15.6	-
		24 septiembre	41.2	-
		30 septiembre	41.4	39.0
		01 octubre	8.8	8.0
		02 octubre	19.2	27.0
		14 octubre (6:00 h)	3.2	2.8
		14 octubre (16:00 h)	3.4	3.4
		08 noviembre	-	1.2
		10 noviembre	-	1.4
		19 noviembre	-	6.0

Pp=Precipitación (mm), Est.=Estación, - indica ausencia de datos en la estación para ese evento.

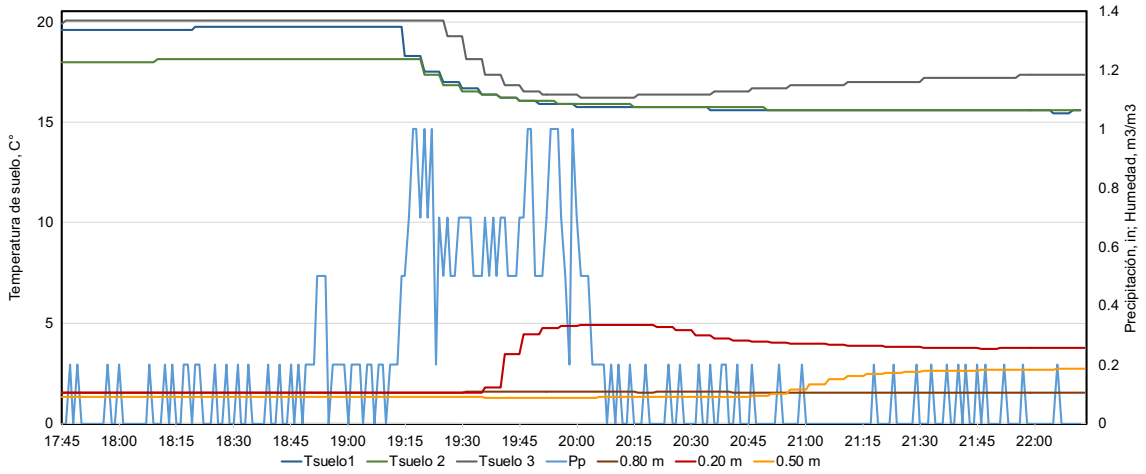

Figura 2. Respuesta de la humedad del suelo a 0.2, 0.5 y 0.8 m de profundidad y de la temperatura del suelo a 0.3 m de profundidad (registrada por tres sensores a lo largo del cauce del arroyo principal, distanciados 15 m uno del otro) a un evento de precipitación. Fecha: 23 de octubre de 2018. Tsuelo=temperatura del suelo.

(Lozano-Parra *et al.,* 2015) y del escurrimiento (Rascón-Ramos *et al.,* 2021). Como se observa en el Cuadro 1, los eventos registrados antes del 23 de octubre de 2018 representaron eventos de lluvia de poca intensidad, los cuales pudieran no haber contribuido con suficiencia a mantener un nivel de humedad residual apropiado en el suelo para promover una infiltración a profundidades mayores a 0.8 m. Un estado húmedo del suelo, previo a un evento de precipitación, es un factor incluso más importante que la intensidad de la precipitación misma para obtener una repuesta hidrológica del suelo (Lozano-Parra *et al.,* 2015). Eventos de lluvia, aunque sea pequeños, pueden provocar respuestas hidrológicas del suelo dependiendo de la humedad antecedente (Cantón *et al.,* 2004).

En lo que se refiere a la respuesta de la temperatura del suelo, el sensor instalado en el sitio de más arriba del cauce principal fue el que primero comenzó a registrar una baja en sus valores de temperatura. Esto ocurrió 1 h y 28 min después de iniciado el evento de lluvia, justo en el momento en que comenzó la parte más intensa del evento de lluvia. El sensor instalado 15 m cauce abajo, comenzó a registrar un descenso en la temperatura del suelo 5 min después que le primero. El tercer sensor, instalado 15 m cauce abajo del segundo sensor, registró un descenso en la temperatura 10 min después que el primer sensor. Este descenso de temperatura, en general en los tres sensores permite inferir que el arroyo principal de la microcuenca de estudio experimentó escurrimiento, producto de la cantidad de lluvia que se precipitó. Estudios anteriores han reportado la factibilidad de emplear sensores de temperatura, enterrados a profundidades someras, para el rastreo de escurrimientos (Prudic *et al.,* 2003). Estudios similares han postulado que la dinámica de la temperatura del suelo es

información útil en la estimación de los cambios de la humedad disponible en el suelo (Steele-Dunne *et al.,* 2010).

Para dilucidar el efecto de la humedad inicial o residual sobre la dinámica del perfil de humedad del suelo, se analizaron tres diferentes eventos de lluvia, seguidos uno del otro, los cuales se presentaron durante los días 30 de septiembre, 01 de octubre, y 02 de octubre del 2019. En el Cuadro 1 se puede observar la información sobre estos eventos. Este análisis permitió dilucidar sobre el comportamiento de la humedad del suelo cuando este cuenta con una humedad residual, producto de eventos de lluvia previos.

La Figura 3 muestra la respuesta de los sensores a 0.2, 0.5 y 0.8 m de profundidad de la Estación Sur (Cuadro 1), durante el evento que se presentó el día 30 de septiembre. La precipitación total del evento fue de 41.4 mm con una duración de 5:01 h, inició a las 20:44 h y terminó a la 01:45 del día siguiente. La intensidad fue 0.14 mm min^{-1} (8.3 mm h^{-1}) y el momento de la lluvia más intensa se presentó a las 20:51 h. En cuanto a los sensores, el que se ubicó a 0.2 m de profundidad registró un incremento en el contenido de humedad a las 21:00 h, mientras que el momento de la mayor cantidad de humedad registrada fue a las 03:00 h, con una duración de este registro de 06:00 h. Simultaneamente, el sensor de 0.5 m inició sus registros de incremento de humedad a las 02:00 h, con el máximo valor de humedad registrado a las 03:00 h, con una duración de este registro de 01:00 h. Este evento no provocó ninguna reacción en el sensor instalado a 0.8 m de profundidad. La humedad residual baja, debida a varios días con ausencia de eventos de lluvia (Cuadro 1) posiblemente impidió el registro de una respuesta hidrológica del suelo a mayores profundidades mayores a 0.8 m,

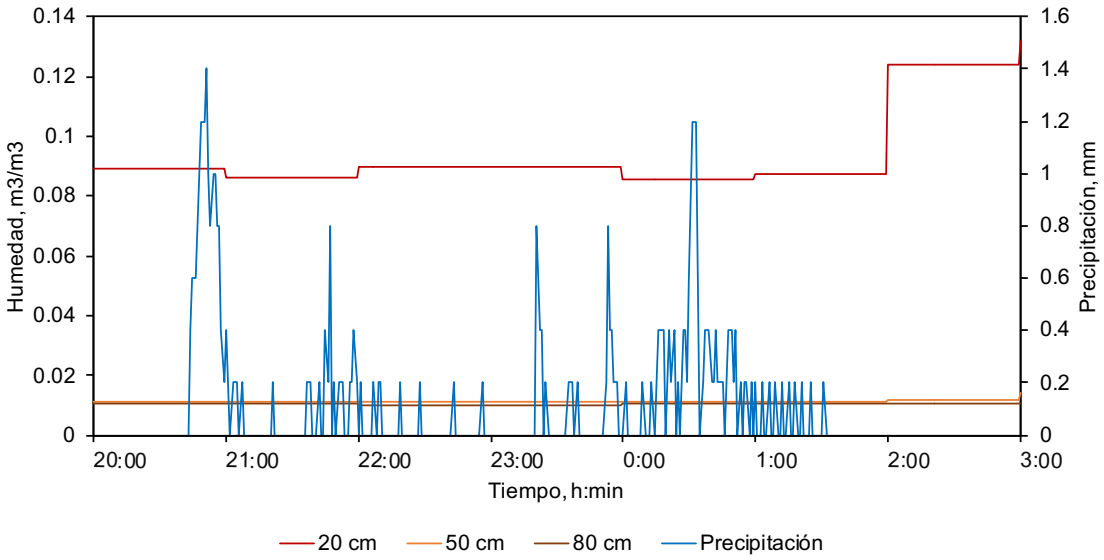

Figura 3. Respuesta de la humedad del suelo a 0.2, 0.5 y 0.8 m de profundidad a un evento de precipitación. Fecha: 30 de septiembre de 2019.

similar a lo reportado por Cantón *et al.* (2004). En cambio, este evento dejó una humedad residual, la cual pudiera influir en la dinámica de la humedad del suelo en respuesta a los eventos subsecuentes. La humedad residual es un factor que influencia significativamente la infiltración, el avance del frente húmedo en el suelo y eventualmente la recarga de agua (Cheng *et al.,* 2018).

En la Figura 4 se muestra la respuesta de los sensores en respuesta al evento registrado el día 01 de octubre de 2019 en la Estación Sur (Cuadro 1). La cantidad de lluvia precipitada fue de 8.8 mm y el evento duró 2:27 h, con su inicio y término registrados a las 15:40 h y 18:06 h, respectivamente El momento de lluvia más intensa se registró a las 18:01 h, con una intensidad de 0.06 mm min^{-1} (3.5 mm h^{-1}). En cuanto a los sensores de humedad, el sensor ubicado a 0.2 m de profundidad registró un aumento en sus valores de humedad a las 16:00 h y el registro de valor máximo de humedad ocurrió a las 17:00 h. A su vez, el sensor instalado a 0.5 m de profundidad registró un aumento en el nivel de humedad a las 17:00 h, con el registro de humedad máxima a las 18:00 h. Tanto el sensor de 0.2 como el de 0.5 m mantuvieron los registros de humedad máxima durante una h. Como en el caso del evento anterior, el sensor ubicado a 0.8 m de profundidad no reaccionó a este evento de lluvia. Al parecer, la cantidad de lluvia precipitada en los dos eventos anteriores no influyó; o bien, no fue suficiente para que el suelo a profundidades iguales o mayores a 0.8 m registrara una respuesta hidroológica.

En la Figura 5 se muestra la información de un tercer evento evento de lluvia, el cual ocurrió el 02 de octubre de 2019. El evento registró una precipitación de 19.2 mm. La duración del evento fue de 6:51 h, iniciando a las 22:43 h y

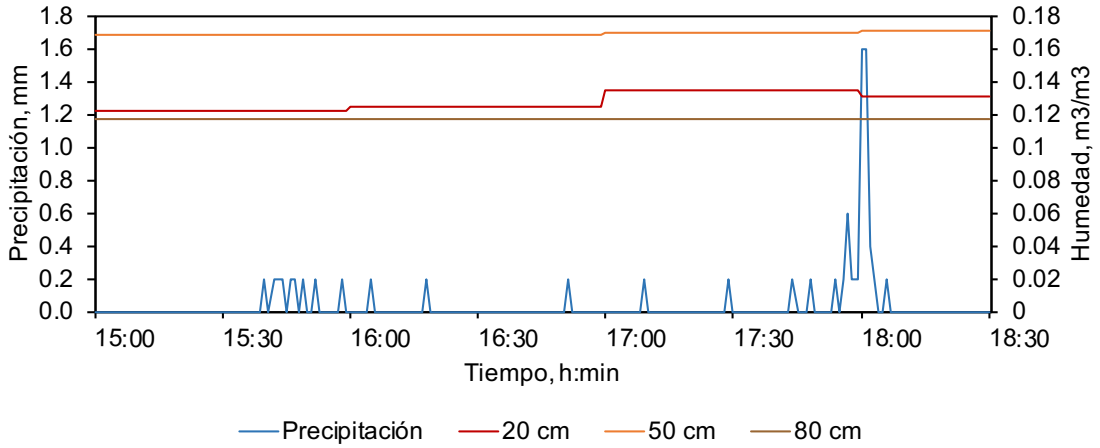

Figura 4. Respuesta de la humedad del suelo a 0.2, 0.5 y 0.8 m de profundidad a un evento de precipitación. Fecha: 01 de octubre de 2019.

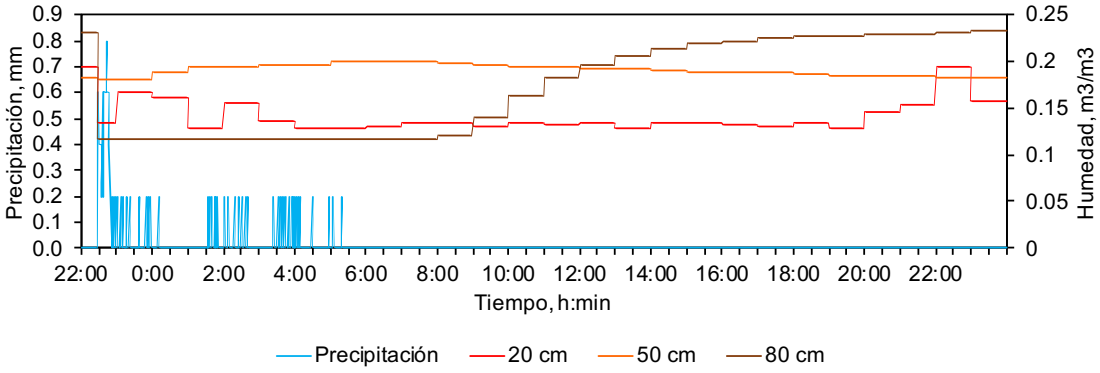

Figura 5. Respuesta de la humedad del suelo a 0.2, 0.5 y 0.8 m de profundidad a un evento de precipitación. Fecha: 02 de octubre de 2019.

terminando a las 05:19 h del siguiente día. El momento de mayor intensidad se registró a las 22:43 h con un valor de 0.05 mm min^{-1} (2.8 mm h^{-1}). En los registros de los sensores se puede observar que el instalado a 0.2 m de profundidad registró un aumento de humedad a las 20:00 h y que el momento del registro de mayor humedad ocurrió a las 22:00 h, manteniendo este registro durante 2 h. Por su parte, el sensor ubicado a 0.5 m de profundidad inició sus registros de aumento de humedad a la 1:00 h del día 03 de octubre de 2019; mientras que su registro de humedad máxima ocurrió a las 6:00 h, manteniendo dicho registro durante 5 h.

En este tercer evento, el sensor instalado a 0.8 m de profundidad si mostró una respuesta, iniciando sus registros de aumento de humedad a las 08:00 h. El momento con el registro de humedad máxima sucedió a las 24:00 h. Este dato de humedad máxima se continuó registrando durante 16 h.

Con base en lo expuesto en párrafos anteriores, y sumando las cantidades precipitadas en los tres eventos analizados, se infiere que son necesarios más de 49.7 mm de precipitación en un solo evento de lluvia para que el suelo a profundidades iguales o mayores de 0.8 m registre una respuesta hidrológica. Así, la humedad antecedente del suelo puede ser un factor clave para que el sensor ubicado a 0.8 m de profundidad reaccione, como sucedió con estos 3 eventos, los cuales ocurrieron durante tres días consecutivos. Aunque no todos lo eventos anteriores fueron de alta precipitación, estos pudieron ayudar a la superposición del agua y contribuir a una mejor infiltración de esta hacia mayores profundidades (i.e., 0.8 m).

Eventos consecutivos de lluvia como los anteriores pudieran contribuir a la recarga del acuífero, tal y como se menciona en un estudio realizado en una región semiárida al Norte de China, donde se aplicaron datos de humedad y de precipitación para analizar el proceso de infiltración de la lluvia natural. Con ello, se exploró el efecto de la lluvia sobre la humedad del suelo durante la temporada de crecimiento de los pastizales de Xilingol (Haiyan y Haimei, 2021). Ellos encontraron que se necesitaban al menos 7 mm de lluvia para aumentar la humedad superficial del suelo dentro de la capa de 0-0.10m de suelo. Sin embargo, para la capa de suelo de 0-0.3 m, que es donde se encuentra el sistema de raíces de los pastizales naturales, se necesitaron al menos 29 mm de lluvia. Solo las precipitación iguales o superiores a 55 mm pueden filtrarse en el suelo por debajo de los 0.5 m.

En otro estudio similar, se midió la respuesta de la humedad del suelo a diferentes profundidades. Esto para determinar si los eventos de lluvia grandes desempeñan un papel clave en el almacenamiento de agua en los pastizales subalpinos y prados de las montañas semiáridas en Qilian, China (He *et al.*, 2012). Estos autores encontraron que la humedad del suelo aumentó significativamente a profundidades de 0.2 y 0.4 m cuando la precipitación fue de 15 a 20 mm. Sin embargo, la magnitud de los cambios varió en respuesta a los intervalos secos, previos al evento de lluvia. La humedad del suelo a profundidades de 0.6 a 0.8 m aumentó con eventos superiores a los 40 mm; o bien, después de dos eventos de lluvia grandes consecutivos. La humedad a profundidades de 1.20 a 1.60 m no cambió significativamente durante la temporada. Con ello, se concluyó que eventos grandes de lluvia (> 20 mm)

juegan un papel clave en el almacenamiento de agua en el suelo. Eventos de este tipo pudieran aumentar su frecuencia si los patrones de precipitación cambian para producir eventos de lluvia grandes, pero menos frecuentes. Este cambio favorecerá a las plantas con raíces más profundas (He *et al.*, 2012)

Dinámica del Nivel de Agua en el Subsuelo y su Asociación con Indicadores de Cobertura Vegetal y de Disponibilidad de Agua en la Rona Radicular

La Figura 6 muestra la matriz de correlación de Pearson llevada a cabo entre el nivel del agua subterránea, el NDVI y el NDII. Se observa que existe una correlación muy débil entre el nivel del agua subterránea y el NDVI (r = 0.25; p=0.019), mientras que la correlación entre el nivel agua subterránea y el NDII fue moderada (r = 0.5; p>0.0001). Lo anterior pudiera deberse a que, aunque las series temporales tanto de el NDVI, el NDII, como el del nivel del agua subterránea (NAS) muestran en general un comportamiendo similar (Figura 7), la alta variabilidad de los primeros, especialmente el NDII pudiera estar influyendo en los bajos valores de correlación. Además, en la Figura 7 se muestra como los valores máximos de las tres variables se muestran durante la misma temporada de cada año. Entónces, un análisis de correlación de los valores máximos, por año, con los valores de recarga anual de agua subterránea pudieran arrojar correlaciones de mayor magnitud. Con base en lo reportado por Sriwongsitanon *et al*. (2016), índices como el NDII abruptamente toman valores altos durante toda la temporada de lluvias y cambian a valores bajos durante toda la temporada de estiaje; así, estos valores máximos y la recuperación estacional del pozo pudieran estar más estrechamente relacionados.

En cuanto al NDVI, es notorio como los valores más altos coinciden con la

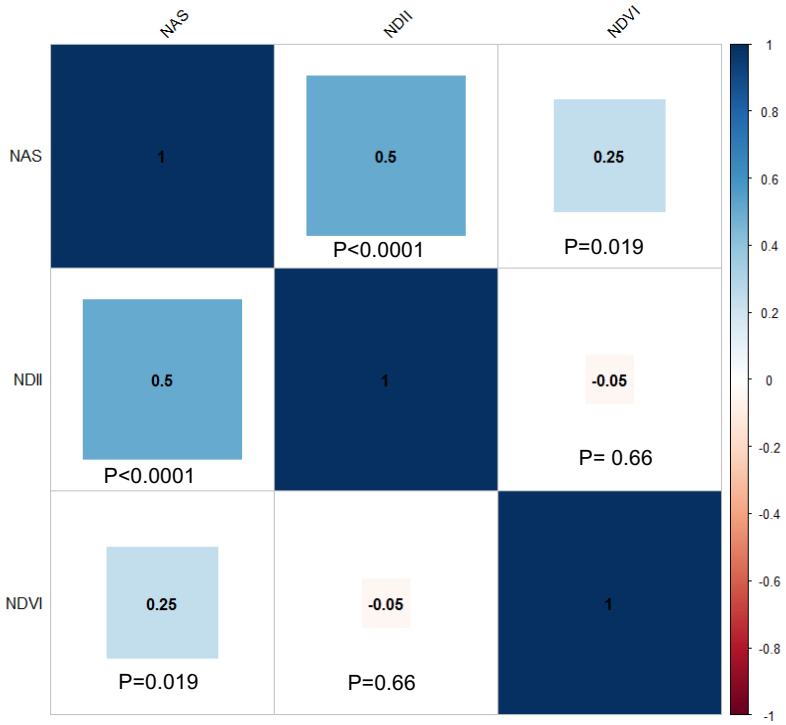

Figura 6. Matriz de correlación de Pearson entre el Nivel del agua subterránea (NAS), Normalized difference vegetation index (NDVI) y el Normalized difference infrared index (NDII).

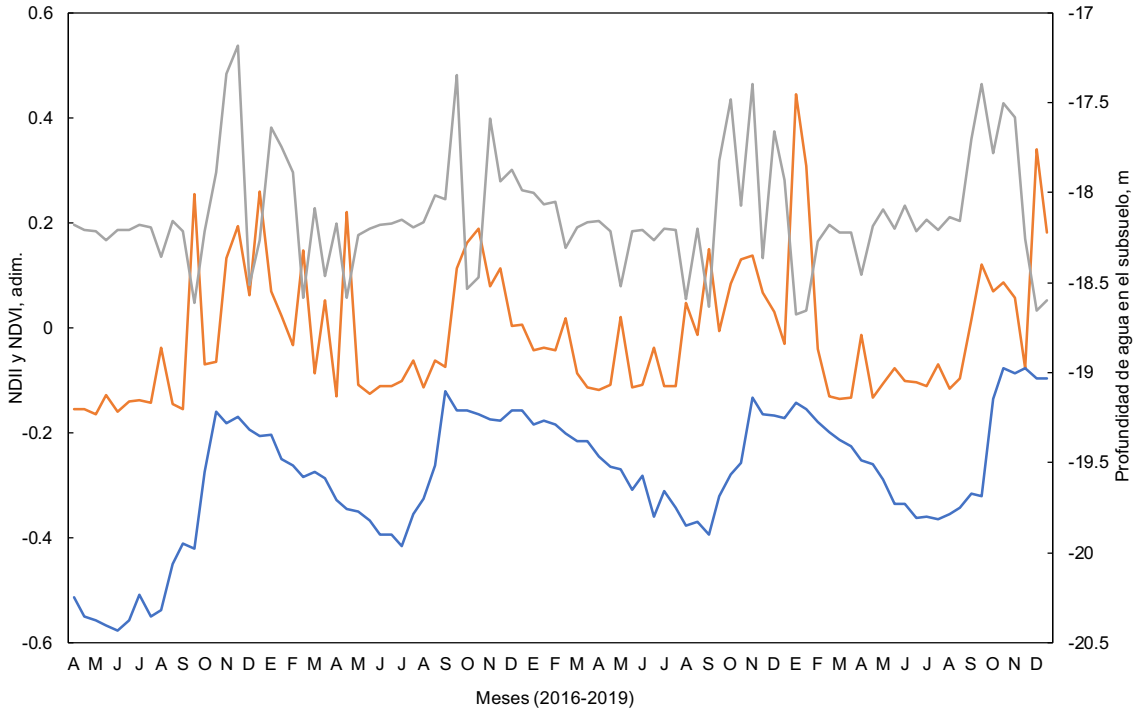

Figura 7. Dinámicas temporales del nivel de agua en el subsuelo (línea azul), NDII (línea naranja) y NDVI (línea gris) durante el periodo abril 2016-diciembre 2019.

temporada de lluvias y, por ende, con el periodo de mayor covertura vegetal en el área de estudio. Estudios anteriores muestran como la condición de la vegetación afecta notoriamente la recarga del manto acuífero (Chen *et* al., 2014; Anurag *et* al., 2021); sin embargo, en este estudio la correlación entre el NDVI y el NAS resultó con un valor cercano a cero (*i.e.,* 0.25), lo que indica una asociación débil; o bien, una ausencia de asociación. Eso se debió quizás a los valores bajos, estacionarios, del NDVI durante la época de estiaje, mientras que los valores de NAS fueron disminuyendo continuamente debido al bombeo de agua desde el pozo.

Las tendencias anuales del NAS mostraron una gran variabilidad entre 2016-2019 (Figura 7). Como es posible apreciar en la figura, el comportamiento de la serie temporal no es estacionario y cuenta con fuertes fluctuaciones. Con el avance de los años se muestra una tendencia de recuperación en el NAS, lo cual pudiera estar relacionado con las obras de conservación presentes en el área de estudio. Durante el periodo 2012-2014 se realizaron obras de conservación en la mayor parte del área que abarca la microcuenca de estudio y la tendencia a la recuperación durante el periodo evaluado (2016-2019) pudiera deberse a ello. Los tipos de obras de conservación hechas en el lugar incluyen cercos en contorno, tinajas ciegas, gaviones y restauración de la cubierta vegetal con chamizo.

Los valores de NDVI durante la mitad del 2016 indican que el vigor de la vegetación fue mayor que el resto de los años evaluados. La precipitación anual del 2016 fue de 290.8 m, muy cerca a la media de la región (292 mm), mientras que la precipitación anual del 2015 fue de 310.4 mm. Esto, precedido de un retiro

del ganado de varios años, contribuyó posiblemente a una mejora de la condición de la vegetación, reflejada en altos valores máximos del NDVI de esa temporada. A finales del 2016 se reanudaron las actividades de pastoreo y posiblemente por ello los años subsecuentes no mostraron valores de NDVI tan altos como los registrados en 2016. Las precipitaciones anuales de los años 2017, 2018 y 2019 fueron 333.7, 211.2 y 366.6 mm, respectivamente. El pastoreo con ganado bovino tiene una relación estrecha con la condición de la vegetación de un sitio (Blanco *et al.,* 2008). Tanto el NDVI como el NDII mostraron en general comportamientos similares durante el periodo evaluado.

Tantos los aumentos del NDVI y el NDII parecen coincidir con la época de recarga del pozo, alcanzando valores el NDVI superiores a 0.4, mientras que el NDII alcanzó valores entre 0.2 y 0.4. En el año 2018 los valores del NDII registraron valores máximos de 0.4, bajando sus valores abruptamente, siguiendo un comportamiento similar al que reporta Sriwongsitanon *et al*. (2016).

En un estudio realizado en Ciénega San Bernardino, un humedal en el sureste de Arizona Estados Unidos y norte de Sonora, Wilson y Norman (2018) construyeron obras de conservación a lo largo de 4 décadas (1984 – 2018), las cuales en estudios previos si mostraron aumento en la vegetación incluso en sequía. Sin embargo, se desconocían los impactos de la restauración a pesar de las observaciones cualitativas en la vegetación. Para solventar esto, se analizaron las tendencias espaciales y temporales de el verdor de la vegetación y la humedad del suelo mediante la aplicación de los índices NDVI y NDII. Adicionalmente, estos índices fueron comparados con la precipitación. Inicialmente, la instalación de las obras de conservación tuvo impactos negativos

como la remoción de plantas y quemas prescritas. En contraste, durante un periodo de 33 años, los impactos positivos de la restauración en la vegetación se extienden más allá del área inmediata de las obras de conservación. Además, los valores de NDVI y el contenido de agua decrecieron por el disturbio de la construcción y la retención inicial del flujo. Sin embargo, al paso de 2 a 4 años estos índices repuntaron, lo cual indica un cambio en la hidrología subyacente del corredor ribereño, que a su vez afectó positivamente la vegetación.

Respuesta de la Recarga de Agua a la Precipitación

La precipitación mensual acumulada y la dinámica de profundidad del agua en el subsuelo se presentan en la Figura 8. El periodo mostrado en la gráfica comprende de junio de 2017 a diciembre de 2019. Las tres temporadas de lluvia enmarcadas en la figura, comenzaron en el mes de junio de cada año. Se observa que, para el año 2017, la respuesta de la recarga de agua en el subsuelo se registra un mes después de iniciada la temporada de lluvias. En comparación, para los años 2018 y 2019, la respuesta de la recarga se presenta hasta los tres meses después de haber ocurrido el primer evento de lluvia. Como consecuencia, el máximo nivel de agua en el subsuelo se alcanzó antes para 2017 (julio) que para 2018 y 2019, el cual se registró en el mes de noviembre. Cabe mencionar que en diciembre de 2017 y en enero de 2019 se presentaron repuntes en la recarga de agua gracias a la presencia de lluvias invernales. Un resultado adicional que se observa en la Figura es el nivel mínimo alcanzado en los tres años en el pozo, el cual ha tenido una ligera recuperación. En cuanto al nivel máximo alcanzado en el pozo durante cada uno de los tres años analizados, se observa que durante el 2018 hubo un abatimiento ligero del pozo; sin embargo,

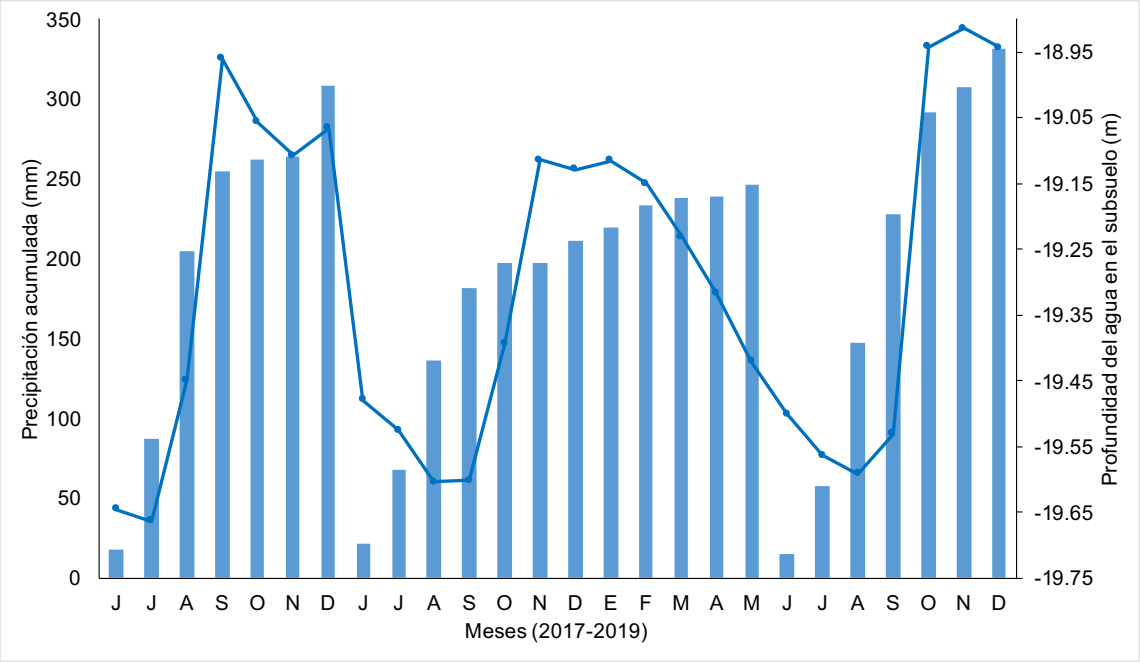

Figura 8. Precipitación mensual acumulada y dinámica mensual de la profundidad de agua en el subsuelo durante el periodo junio de 2017 a diciembre de 2019.

para 2019 la recarga parece haberse recuperado, incluso superado, pues el valor más alto se registró en el año 2019.

La Figura 9 muestra el comportamiento de la profundidad del agua en el subsuelo como respuesta a la precipitación acumulada para el periodo que comprende de junio de 2017 a diciembre de 2019. La acumulación anual de los valores de precipitación comenzó a calcularse al inicio de cada temporada de lluvias. Se observa como las primeras precipitaciones de las temporadas de lluvia no causaron respuesta alguna en la recarga de agua. Al contrario, en los momentos en que ocurrieron los primeros eventos de lluvia, la profundidad de agua en el subsuelo muestra un aumento. Esto se debe posiblemente a la extracción de agua para el ganado en pastoreo en esa microcuenca.

La precipitación acumulada y el nivel de agua en el pozo mostraron una relación no lineal. La ecuación de regresión que mejor valor de coeficiente de determinación ajustado mostró (R^2_{adj}=0.7218) fue de tercer grado (Figura 9). El valor de la R^2adj se determinó para evitar una sobreparametrización de la ecuación de regresión. Con ese resultado, y para el periodo 2017-2019, el aumento del nivel del espejo de agua en el pozo se registró cuando la precipitación acumulada fue alrededor de 100 mm. Después de dicha precipitación acumulada, la recarga de agua parece sostener una tendencia positiva. Estudios anteriores han demostrado la fuerte influencia entre la precipitación acumulada y la recarga de agua en el suelo (Cheng *et al.,* 2018).

En un estudio en la Isla de Mallorca, España, se exploraron los efectos de varias características de los acuíferos como respuesta a la variabilidad de las

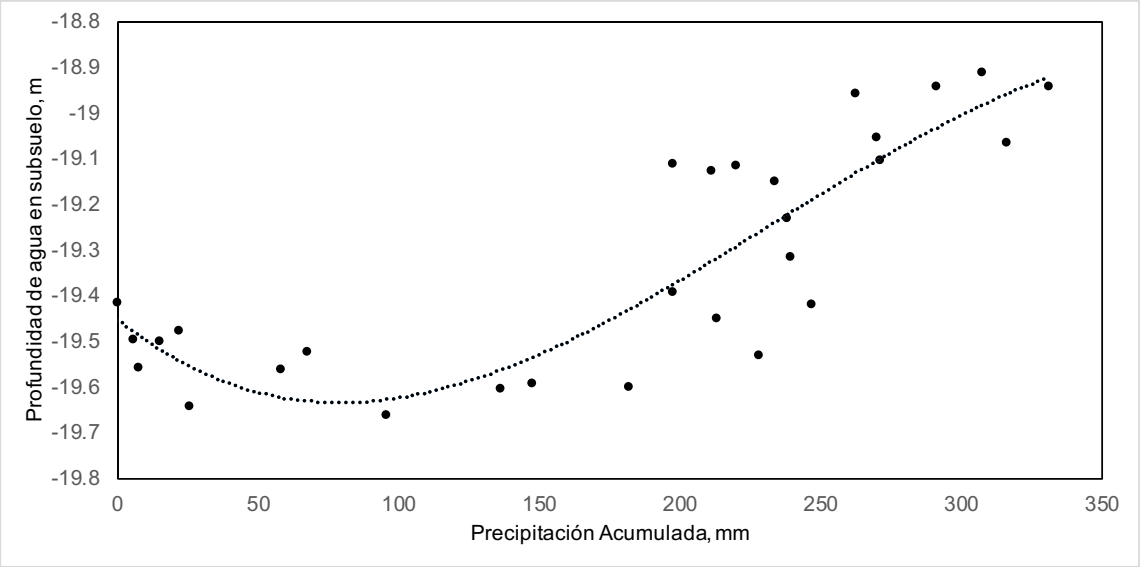

Figura 9. Diagrama de dispersión de la precipitación mensual acumulada y la profundidad de agua en el subsuelo durante el periodo junio de 2017 a diciembre de 2019 en “El Roble”. Ecuación de regresión: $y = -5E\text{-}08x^3 + 4E\text{-}05x^2 - 0.005x - 19.45$ ($R^2_{ajustado}=0.7218$).

precipitaciones. En esta isla, se registra gran variabilidad en la precipitación, incluyendo frecuentes episodios de sequía, con altas tasas de evapotranspiración durante la temporada seca. Para el análisis de los efectos de la variabilidad en la precipitación en el agua subterránea se utilizó el Índice de precipitación estandarizado (SPI). Se reportó que los acuíferos respondieron con altas correlaciones a corto (<6 meses), medio (6-24 meses) y largo (> 24 meses) plazo. Además, se encontró que las diversas respuestas de los niveles del acuífero a la variabilidad de las precipitaciones fueron relacionadas con factores climáticos, litológicos y de gestión heterogéneos (Lorenzo-La Cruz *et al*, 2017*)*.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este estudio, solo tres eventos consecutivos de precipitación, durante 2018 y 2019, promovieron una respuesta hidráulica del suelo a profundidades mayores a 0.8 m. Se infiere que la humedad antecedente, producto de eventos de lluvia previos, contribuye a una mayor profundidad de la humedad en el suelo.

La profundidad del agua en el pozo mostró gran variabilidad durante las temporadas evaluadas, con una tendencia a su disminución al final del periodo evaluado. Esto infiere un aumento en la recarga de agua en el subsuelo. En cambio, las series temporales de NDVI y NDII mostraron comportamientos más bien estacionarios. Los niveles máximos, tanto de NDVI como de NDII coinciden con la temporada de recarga de agua en el subsuelo. Por ello, en futuros estudios se sugiere comparar los niveles máximos de estos índices con la recuperación estacional de agua en el pozo; o bien, con la recarga anual de agua en el subsuelo.

Los resultados revelaron que, son necesarios al menos 100 mm de precipitación acumulada para que exista una respuesta en la profundidad de agua en el subsuelo de la microcuenca de estudio. Además, se encontró una relación estrecha entre la precipitación anual acumulada con la profundidad de agua en el pozo.

LITERATURA CITADA

Adham, M. I., S. M. Shlrazi, F. Othman, S. Rahman, Z. Yusop y Z. Ismail. 2014. Runoff potentiality of a watershed through SCS and functional data analysis technique. The Scientific World Journal 379763:1-15.

Adham, A., J. G. Wesseling, M. Riksen, M. Ouessar y C. J. Ritsema. 2016. A water harvesting model for optimizing rainwater harvesting in the wadi Oum Zessar watershed, Tunisia. Agr. Water Manage. 176:191-202.

Adler, R. F. G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin y E. Nelkin. 2003: The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). J. Hydrometeor., 4:1147-167.

Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes y M. Smith. 2006. Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. 1a ed. Editorial organización de las naciones unidas para la agricultura y la alimentación. Roma, Italia.

Anurag, H., G. H. Crystal Hg, R. Tipping y K. Tokos. 2021. Modeling the impact of spatiotemporal vegetation dynamics on groundwater recharge. J. Hydrol. 601:126584.

Arriaga, L., A. E. Castellanos, E. Moreno y J. Alarcón. 2004. Potential ecological distribution of alien invasive species and risk assessment: a case study of buffel grass in arid regions of Mexico. Conserv. Biol. 18(6):1504-1514.

Bauer, P., F. Gerard y J. Minster. 2006. Observing the Earth: An international endeavor. C. R. Geosci. 338:14-15.

Blanco, L. J., Aguilera, M. O., Paruelo, J. M. y Biurrun, F. N. 2008. Grazing effect on NDVI across an aridity gradient in Argentina.J. Arid Environ. 72(5):764-776.

Cantón, Y., A. Solé-Benet y D. Domingo. 2004. Temporal spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. J. Hidrol. 285:199-214.

Chander, G., B. L. Markham y D. L. Helder. 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. Remote Sens. Environ. 113(5):893-903.

Chandler, D. G. y M. F. Walter. 1998. Runoff responses among common land uses in the uplands of Matalom, Leyte, Philippines. Trans. ASAE 41:1635-1641.

Chen, X., L. Vierling y D. Deering. 2005. A simple and effective radiometric correction method to improve landscape change detection across sensors and across time. Remote Sens. Environ. 98:63-79.

Chen, C., D. Eamus, J. Cleverly, N. Boulain, P. Cook, L. Zhang, L. Cheng y Q. Yu. 2014. Modelling vegetation water-use and groundwater recharge as affected by climate variability in an arid-zone *Acacia* savanna woodland. J. Hydrol. 519:1084-1096.

Cheng, Y., H. Zhang, W. Yang y F. Bao. 2018. Deep soil water recharge response to precipitation in Mu Us sandy land of China. Water Sci. Eng. 11(2):139-146.

Chu, S. T. 1978. Infiltration During an Unsteady Rain. Water Resour. Res. 14(3):461-466 pp.

CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2015. Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Flores Magón-Villa Ahumada (0821), Estado de Chihuahua. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. Subdirección de Evaluación y Ordenamiento de Acuíferos. 28 p.

Coppin, P., I. Jonckheere, K. Nackaerts, B. Muys y E. Lambin. 2004. Digital change detection methods in ecosystem monitoring: A review. Int. J. Remote Sens. 25:1565-1596.

Cunningham, S. C., R. Mac Nally, J. Read, P. J. Baker, M. White, J. R. Thomson y P. Griffioen. 2009. A robust technique for mapping vegetation condition across a major river system. Ecosystems 12:207-219.

Dong, J., X. Xiao, M. A. Menarguez, G. Zhang, Y. Qin, D. Thau, C. Biradar y B. Moore III. 2016. Mapping paddy rice planting area in northeastern Asia with Landsat 8 images, phenology-based algorithm and Google Earth Engine. Remote Sens. Environ. 185:142-154.

Droogers, P. y J. Aerts. 2005. Adaptation strategies to climate change and climate variability: A comparative study between seven contrasting Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C 30:339-346.

Falkenmark, M. 2003. Freshwater as shared between society and ecosystems from divided approaches to integrated challenges. Phil. Trans. Soc. Lond. B 358:2037-2049.

Fierro, L. C. y R. A Giner. 2012. Las condiciones de sequía en los estados del norte y centro de México. En La Sequía en México. Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación (SAGARPA). Comisión Nacional de las Zonas Áridas (CONAZA). Unidad de Sequía Desertificación y Proyectos Especiales. Saltillo, Coahuila, México.

Friesen, J., S. C. Steele-Dunne y N. van de Giesen. 2012. Diurnal differences in global ERS scatterometer backscatter observations of the land surface. IEE Trans. Geosci. Remote Sens. 50(7): 2595-2602.

Fu, B. e I. Burgher. 2015. Riparian vegetation NDVI dynamics and its relationship with climate, surface water and groundwater. J. Arid Environ. 113:59-68.

Ghahremanloo M., M. Reza Mobasheri y M. Amani. 2019. Soil moisture estimation using land surface temperature and soil temperature at 5 cm depth, International Journal of Remote Sensing 40:104-117.

Glendenning, C. J., F. F. Van Ogtrop, A. K. Mishra y R. W. Vervoort. 2012. Balancing watershed and local scale impacts of rain water harvesting in India—A review. Agr. Water Manage. 107:1-13.

Gorelick, N., M. Hancher, M. Dixon, S. Ilyushchenko, D. Thau y R. Moore. 2017. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. Remote Sens. Environ. 202:18-27.

Grum, B., D. Assefa, R. Hessel, K. Woldearegay, C. J. Ritsema, B. Aregawi y V. Geissen. 2017. Improving on-site water availability by combining in-situ water hervesting techniques in semi-arid Northern Ethiopia. Agr. Water Manage. 193:153-162.

Gupta, K. K., J. Deelstra y K. D. Sharma. 1997. Estimation of water harvesting potential for a semiarid area using GIS and remote sensing. IAHS Publ. 242:53-62.

Haiyan D.A.I. y W.A.N.G. Haimei. 2021. Influence of rainfall events on soil moisture in a typical steppe of Xilingol. Phys. Chem. Earth, Pt A/B/C. Volume 121:102964.

Hardisky, M. A., V. Klemas y R. M. Smart. 1983. The influence of soil salinity, growth form, and leaf moisture on the spectral radiance of *Spartina alterniflora c*anopies. Photogram. Eng. Remote Sens. 49:77-83.

Hatibu, N. y H. F. Mahoo. 2000. Rainwater harvesting for natural resources management: a planning guide for Tanzania. RELMA Technical Handbook No. 22. Sida's Regional Management Unit, Nairobi, Kenya.

He, Z., W. Zhao, H. Liu y X. Chang. 2012. The response of soil moisture to rainfall event size in subalpine grassland and meadows in a semi-arid mountain range: A case study in northwestern China's Qilian Mountains. J. Hydrol. 420-421:183-190.

Hunt E. R. y M. T. Yilmaz. 2007. Remote sensing of vegetation water content using shortwave infrared reflectances. En Remote Sensing and Modeling of Ecosystems for Sustainability. W. Gao, y S. L. Ustin, eds. Proc. SPIE 6679:667902.

INEGI. 2019. Simulador de Flujos de Agua de Cuencas Hidrográficas. En: http://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/siatl/# Consultado 13 Julio 2021.

Jackson, T. J., D. Chen, M. Cosh, F. Li, M. Anderson, C. Walthall, P. Doriaswamy y E. R. Hunt. 2004. Vegetation water content mapping using Landsat data

derived normalized difference water index for corn and soybeans. Remote Sens. Environ. 92:475-482.

Johnston, M. C. 1977. Brief resume of botanical, including vegetational, features of the Chihuahuan Desert Region with special emphasis on their uniqueness. R.H. Wauer, D.H. Riskind. Transactions of the Symposium on the Biological Resources of the Chihuahuan Desert Region, United States and Mexico, National Park Service, Washington, DC.

Kilaru, A., S. K. Kotamraju, N. Avlonitis y K. Ch. S. Kavya. 2016. Rain intensity model for communication link design across the Indian region. J. Atmos. Sol-Terr Phy. 145:136-142.

King, R. L. y R. J. Birk. 2004. Developing Earth System Science Knowledge to Manage the Earth's Natural Resources. Comput. Sci. Eng. 6:45-51.

Konikow, L. F. y E. Kendy. 2005. Groundwater depletion: a global problem. Hydrogeol. J. 13:317-320.

Kou, W., X. Xiao, J. Dong, S. Gan, D. Zhai, G. Zhang, Y. Qin y L. Li. 2015. Mapping deciduous rubber plantation areas and stand ages with PALSAR and Landsat images. Remote Sens. 7:1048-1073.

Larcher, W. 2003. Physiological plant ecology: Ecophysiology and stress physiology of functional groups. 4a ed. Springer-Verlag. Berlin, Alemania.

Lorenzo-La Cruz, J., C. Garcia, E. Morán-Tejeda. 2017. Groundwater level responses to precipitation variability in mediterranean insular aquifers, Journal of Hydrology. doi: http://dx.doi.org/ 10.1016/j.jhydrol.2017.07.011

Loveland, T. R. y A. S. Belward. 1997. The IGBP-DIS global 1 km land cover data set, DISCover: First results. Int. J. Remote Sens. 18:3291-3295.

Lozano-Parra, J., S. Schnabel y A. Ceballos-Barbancho. 2015. The role of vegetation covers on soil wetting processes at rainfall event scale in scattered tree woodland of Mediterranean climate. J. Hidrol. 529(3):951-961.

Makselon, J., N. Siebers, F. Meier, H. Vereecken y E. Klumpp. 2018. Environ. Pollut. 238:1027-1034.

Medrano, H., J. Bota, J. Cifre, J. Flexas, M. Ribas-Carbo y J. Gulias. 2007. Eficiencia en el uso del agua por las plantas. Investigaciones Geográficas. 43:63-84.

Mein, R. G. y C. L. Larson. 1973. Modeling Infiltration during a steady rain. Water Resour. Res. 9:384-394.

Molden, D. 2007. Water for food water for life: A comprehensive Assessment of water management in agriculture. Earhscan and Colombo: International water Management Institute. Londres, Inglaterra.

Moore, P. D. 1998. Climate change and the global harvest: Potential impacts of the greenhouse effect on agriculture. Nature 393:33-34.

Morbidelli, R., C. Corradini, C. Saltalippi y L. Brocca. 2012. Initial soil water content as input to field-scale infiltration and surface runoff models. Water Resour. Manage. 26(7):1793-1807.

Morbidelli, R., C. Saltalippi, A. Flammini y R. S. Govindaraju. 2018. Role of slope on infiltration: a review. J. Hydrol. 557:878-886.

Nałęcz, T. e I. Ploch. 2007. Sustainable use and protection of groundwater resources – Transboundary water management – Belarus, Poland, Ukraine – pierwszy etap program NATO. *Przeglad Geologiczny 55:7.*

Nayak, P. C., Y. R. Satyajirao y K. P. Sudheer. 2006. Groundwater level forecasting in a shallow aquifer using artificial neural network approach. Water Resour. Manag. 20:77-90.

Nellemann, C., I. Vistnes, P. Jordøy y O. Strand. 2001. Winter distribution of wild reindeer in relation to power lines, roads and resorts. Biol. Conserv. 101:351-360.

Ngigi, S. N. 2003. Rain water harvesting for Improved Food Security. Promoting Technologies in the Greater Horn of Africa Rainwater Partnership (GHARP), Kenya Rainwater Association (KRA), Kenya.

Osuna, E. S. y J. S. Padilla. 1998. Estimación de la sorbilidad e infiltración usando datos de simulación de lluvia para tres tipos de suelo de la zona semiárida de México. Terra Latinoamericana. 16:293-302.

Patra, H. P., S. K. Adhikari y S. Kunar. 2016. Groundwater prospecting and management. 1a ed. Springer, Singapore.

Prudic, D. E., R. G. Niswonger, J. L. Wood, y K. K. Henkelman. 2003. Trout Creek—Estimating flow duration and seepage losses along an intermittent stream tributary to Humboldt River, Lander and Humboldt Counties, Nevada. En Heat as a Tool for Studying the Movement of Ground Water Near Streams. D. A. Stonestrom y J. Constantz, eds. *U.S. Geol. Surv. Circ.* 1260:57-71.

Rascón-Ramos, A. E., M. Martínez-Salvador, G. Sosa-Pérez, F. Villarreal-Guerrero, A. pinedo-Alvarez, E. Santellano-Estrada y R. Corrales-Lerma. 2021. Soil moisture dynamics in response to precipitation and thinning in a semi-dry forest in northern Mexico. Water 13:105.

Ribeiro, L., T. Y. Stigter, A. Chambel, M. T. Condesso de Melo y J. P. Monteiro. 2019. Groundwater and ecosystems. 1a ed. CRC Press. FL, U.S.A.

Rho, H. y J. H. T. Kim. 2019. Modelling the entire range of daily precipitation using phase-type distributors. Adv. Water Resour. 123:210-224.

Rodriguez-Iturbe, I., A. Porporato, F. Laio, y L. Ridolfi. 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress: I. Scope and general outline. Adv. Water Resour. *24*:695-705.

Rouse, J. W., R. H. Haas, D. W. Deering, J. A. Schell y J. C. Harlan. 1974. Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation. NASA/GSFC Type III Final Report, p. 371. Greenbelt, MD.

Rzedowsk, J. 1991. Diversidad y origenes de la flora fanerogámica de México. Acta Botánica Mexicana 14:3-21.

Röder, A., T. Udelhoven, J. Hill, G. del Barrio y G. Tsiourlis. 2008. Trend analysis of Landsat-TM and -ETM+ imagery to monitor grazing impact in a rangeland ecosystem in Northern Greece. Remote Sens. Environ. 112:2863–2875.

Sanchez, M. I. 2001. Métodos de estimación de evapotranspiración utilizados en Chile. Rev. Geogr. Norte Gd. 28:310.

Selle, B., B. Minasny, M. Bethune, T. Thayalakumaran y S. Chandra. 2011. Applicability of Richards' equation models to predict deep percolation under surface irrigation. Geoderma 160:569-578.

Serrano, L., S. L. Ustin, D. A. Roberts, J. A. Gamon y J. Peñuelas. 2000. Deriving water content of chaparral vegetation from AVIRIS data. Remote Sens. Environ. 74:570-581.

Sosebee, R. E., R. W. Brown, J. L. Charley, B. E. Dahl, J. R. Goodin, D. N. Hyder, W. T. McDonough, R. T. Moore, L. E. Moser y M. J. Trlica. 1977. Rangeland plant physiology: Range science series No. 4. 1a ed. The Society for Range Management. Denver, CO, Estados Unidos de America.

Sriwongsitanon, N., H. Gao, H. H. G. Savenije, E. Maekan, S. Saengsawang y S. Thianpopirug. 2016. Comparing the Normalized Difference Infrared Index (NDII) with root zone storage in a lumped conceptual model. Hydrol. Earth Syst. Sci. 20:3361-3377.

Steele-Dunne, S.C., M.M. Rutten, D.D. Krzeminska, M. Hausner, S.W. Tyler, J. Selker, T.A. Bogaar y N.C. van de Giesen. 2010. Feasibility of soil moisture estimation using passive distributed temperature sensing. Water Resour. Res. 46:W03534.

Steele-Dunne, S. C., J. Friesen y N. van de Giesen. 2012. Using diurnal variation in backscatter to detect vegetation water stress. IEE Trans. Geosci. Remote Sens. 50(7):2618-2629.

Stellmes, M., T. Udelhoven, A. Röder, R. Sonnenschein y J. Hill. 2010. Dryland observation at local and regional scale—Comparison of Landsat TM/ETM+ and NOAA AVHRR time series. Remote Sens. Environ. 114:2111-2125.

Stockli, R. y P. L. Vidale. 2004. European plant phenology and climate as seen in a 20-year AVHRR land-surface parameter dataset. Int. J. Remote Sens. 25:3303-3330.

Trombulak, S. c. y C. A. Frissel. 2000. Review of ecological effects of roads on terrestrial and aquatic communities. Conserv. Biol. 14:18-30.

Thornthwaite, C. W. 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate Geographical Review 38:55-94.

USDA. 2005. La Transpiración - Movimiento del Agua a Través de las Plantas. En: https://digitalcommons.unl.edu/passel/78/ Consultado 13 Julio 2021.

USGS (United States Geological Survey). 2021. Groundwater decline and depletion. En: https://www.usgs.gov/special-topic/water-science-school/science/groundwater-decline-and-depletion?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects Consultado 14 Julio 2021.

United States Department of Agriculture (USDA). 2013. Rainfall Intensity Summarization Tool (RIST). Agriculture Research Service, National Sedimentation Laboratory, Oxford, Mississippi, Version 3.88, 2013.

Van Emmerick, T., S. C. Steele-Dunne, J. Judge y N. van de Giesen. 2015. Impact of diurnal variation in vegetation water content on radar backscatter from maize during water stress. IEE Trans. Geosci. Remote Sens. 53(7):3855-3869.

Verbesselt, J., R. Hyndman, A. Zeileis y Culvenor, D. 2010. Phenological change detection while accounting for abrupt and gradual trends in satellite image time series. Remote Sens. Environ. 114:2970-2980.

Villarreal-Quintanilla J. A. y J. A. Encina-Domínguez. 2005. Plantas vasculares endémicas de Coahuila y algunas áreas adyacentes, México. Acta Botánica Méxicana 70:1-46.

Wilson N. R. y L. M. Norman. 2018. Analysis of vegetation recovery surrounding a restored wetland using the normalized difference infrared index (NDII) and normalized difference vegetation index (NDVI). Int. J. Remote Sens. 39(10):3243-3274.

Zhang, B. y R. S. Govindaraju. 2000. Prediction of watershed runoff using Bayesian concepts and modular neural networks. Water Resour. Res. 36(3):753-762.

Zhang, G.., X. Zhang y X. Hu. 2013. Runoff and soil erosion as affected by plastic mulch patterns in vegetable field at Dianchi lake's catchment, China. Agr. Water Manage. 122:20-27.

Zhou, Y., X. Xiao, Y. Qin, J. Dong, G. Zhang, W. Kou, C. Jin, J. Wang y X. Li. 2016. Mapping paddy rice planting area in rice-wetland coexistent areas through analysis of Landsat 8 OLI and MODIS images. Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf. 46:1-12.