



Estimation of groundwater recharge using the water table fluctuation method and unsaturated zone flow simulation (Marvdasht aquifer, Fars province, Iran)

Mohammad Ghaffari-Sola¹ | Hamed Ketabchi² | Davood Mahmoodzadeh³

1. Department of Water Engineering and Management, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. E-mail: mohammad.ghaffari@modares.ac.ir
2. Corresponding Author, Department of Water Engineering and Management, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. E-mail: h.ketabchi@modares.ac.ir
3. School of Engineering, University of Northern British Columbia, British Columbia, Canada. E-mail: davood.mahmoodzadeh@nubc.ca

Article Info	ABSTRACT
Article type: Research Article Article history: Received 25 July 2025 Received in revised form 25 September 2025 Accepted 18 October 2025 Published online 10 December 2025 Keywords: <i>Marvdasht aquifer</i> <i>Groundwater recharge estimation</i> <i>Unsaturated zone flow simulation</i> <i>Water table fluctuation method</i>	Groundwater recharge in the Marvdasht aquifer was estimated using two approaches: the water table fluctuation (WTF) method and unsaturated zone flow simulation with the HYDRUS-1D model. In the first approach, recharge was calculated based on variations in groundwater level and specific yield, whereas in the second approach, it was estimated using soil column hydraulic properties within the unsaturated zone. The average recharge for the entire study area was estimated at 291.33 million cubic meters using HYDRUS-1D and 204.68 million cubic meters using the WTF method, indicating a difference of 29.7%. This discrepancy can be attributed to the fundamental differences in the assumptions underlying the two approaches. HYDRUS-1D simulates infiltration and recharge dynamically by solving Richards' equation and considering the soil hydraulic parameters and boundary conditions, while the WTF method indirectly estimates recharge based on groundwater level fluctuations and specific yield, and is therefore sensitive to the accuracy of these observations. Zonation maps revealed that both methods produced similar spatial recharge patterns. Moreover, analysis of water infiltration delay through the unsaturated zone indicated that the lag time varied between 30 and 730 days, depending on soil texture and the thickness of the unsaturated zone. It is recommended that, where data availability permits, multiple methods be applied to assess groundwater recharge, thereby obtaining more reliable estimates of this critical parameter and supporting sustainable management and optimal utilization of groundwater resources.

Cite this article: Ghaffari-Sola, M., Ketabchi, H., & Mahmoodzadeh, D. (2025). Estimation of groundwater recharge using the water table fluctuation method and unsaturated zone flow simulation (Marvdasht aquifer, Fars province, Iran). *Journal of Water and Irrigation Management*, 15 (2), 585-605. DOI: <https://doi.org/10.22059/jwim.2025.399355.1246>





برآورد تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی و شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع (آبخوان مروودشت، استان فارس، ایران)

محمد غفاری سولا^۱ | حامد کتابچی^۲ | داود محمودزاده^۳

۱. گروه مهندسی و مدیریت آب، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران. رایانامه: mohammad.ghaffari@modares.ac.ir
۲. نویسنده مسئول، گروه مهندسی و مدیریت آب، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران. رایانامه: h.ketabchi@modares.ac.ir
۳. دانشکده مهندسی، دانشگاه بریتیش کلمبیای شمالی، بریتیش کلمبیا، کانادا. رایانامه: davood.mahmoodzadeh@nubc.ca

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۰۳ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۷/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۷/۲۶ تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۹/۱۹ کلیدواژه‌ها: آبخوان مروودشت برآورد تغذیه منابع آب زیرزمینی شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع نوسانات سطح ایستابی	تغذیه منابع آب زیرزمینی در آبخوان مروودشت با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی و روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع با مدل HYDRUS-1D برآورد شد. برآورد تغذیه در روش اول با استفاده از داده‌های تغییرات تراز و آبدهی ویژه و در روش دوم با داده‌های ویژگی و مشخصات هیدرولیکی ستون خاک غیراشباع انجام شد. میانگین تغذیه محاسبه‌شده برای کل محدوده با مدل HYDRUS-1D برابر با ۲۹۱/۳۳ میلیون مترمکعب و با روش نوسانات سطح ایستابی برابر با ۲۰۴/۶۸ میلیون مترمکعب به‌دست آمد که اختلافی معادل ۲۹/۷ درصد را نشان می‌دهد. علت این اختلاف را می‌توان به تفاوت در اصول و فرضیات پایه‌ای دو روش نسبت داد، به‌طوری‌که مدل HYDRUS-1D با حل معادله ریچاردز و در نظر گرفتن پارامترهای هیدرولیکی خاک و شرایط مرزی، فرایند نفوذ و تغذیه را در ناحیه غیراشباع به‌صورت دینامیکی شبیه‌سازی می‌کند، درحالی‌که روش نوسانات سطح ایستابی با اتکا به تغییرات تراز آب زیرزمینی و ذخیره‌سازی آن، تغذیه را به‌صورت غیرمستقیم و نسبت به دقت مشاهدات سطح آب زیرزمینی و آبدهی ویژه برآورد می‌نماید. نقشه‌های پهنه‌بندی نشان دادند که الگوی مکانی تغذیه منابع آب زیرزمینی در هر دو روش مشابه است. بررسی زمان تأخیر نفوذ آب در ناحیه غیراشباع نشان داد که این زمان در محدوده مورد مطالعه بسته به بافت خاک و ضخامت ناحیه غیراشباع بین ۳۰ تا ۷۳۰ روز متغیر است. پیشنهاد می‌شود که در صورت وجود داده‌های لازم، روش‌های مختلف برای بررسی و ارزیابی تغذیه منابع آب زیرزمینی برای یک محدوده مورد استفاده قرار گیرد تا با تخمین و درک بهتر و دقیق‌تر این پارامتر مهم به مدیریت پایدار و استفاده از بهینه از منابع آب زیرزمینی دست یافت.

استناد: غفاری سولا، محمد؛ کتابچی، حامد و محمودزاده، داود (۱۴۰۴). برآورد تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی و شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع (آبخوان مروودشت، استان فارس، ایران). نشریه مدیریت آب و آبیاری، ۱۵ (۲)، ۵۸۵-۶۰۵.
 DOI: <https://doi.org/10.22059/jwim.2025.399355.1246>



۱. مقدمه

برداشت جهانی از منابع آب زیرزمینی در پنجاه سال گذشته بیش از چهار برابر شده است؛ این روند به طور عمده در نتیجه رشد جمعیت، تمرکز صنعتی، تشدید کشاورزی و افزایش تعداد چاه‌های بهره‌برداری است. منابع آب زیرزمینی بخش مهمی از چرخه هیدرولوژیکی بوده و در بسیاری از نقاط جهان به عنوان منبعی پایدار و قابل اعتماد آب شیرین محسوب می‌شوند (Xue et al., 2022). با این حال، افزایش فشار بر این منابع موجب شده است که نرخ برداشت از آن‌ها بیش‌تر از نرخ تغذیه طبیعی باشد و این امر به کاهش تدریجی و افت مستمر سطح آب زیرزمینی در طول زمان منجر شده و پایداری منابع آب زیرزمینی را به خطر انداخته است. به طور کلی پایداری منابع آب زیرزمینی در بلندمدت به تعادل بین تغذیه و برداشت بستگی دارد (Mali et al., 2021). تغذیه آب زیرزمینی نقش کلیدی در تضمین پایداری این منابع ایفا می‌کند (Nugraha et al., 2021). ارزیابی و برآورد دقیق تغذیه منابع آب زیرزمینی یکی از چالش برانگیزترین بخش در مطالعات بیلان و پایداری منابع آب زیرزمینی در هر محدوده است. فرایند تغذیه، شامل نفوذ آب از سطح زمین و حرکت آن در ناحیه غیراشباع تا رسیدن به سطح ایستابی تعریف می‌شود. بنابراین براساس این تعریف ناحیه غیراشباع نقش تعیین‌کننده‌ای در میزان و زمان‌بندی تغذیه دارد (Mali et al., 2021)، اما در بسیاری از مدل‌های هیدرولوژیکی به دلیل پیچیدگی فرایندها و نیاز به داده‌های گسترده، کم‌تر مورد توجه قرار گرفته است (Dandekar et al., 2018). در نظر گرفتن این ناحیه در شبیه‌سازی‌ها ارزیابی واقعی‌تری از تغذیه منابع آب زیرزمینی ارائه می‌دهد و باعث کاهش عدم قطعیت نتایج می‌شود. روش‌های مختلفی برای برآورد و تخمین تغذیه منابع آب زیرزمینی وجود دارد. روش‌های مختلفی برای برآورد و تخمین تغذیه منابع آب زیرزمینی وجود دارد. روش شبیه‌سازی عددی، روش نوسانات سطح ایستابی و روش‌های تجربی از جمله روش‌هایی هستند که به طور گسترده مورد استفاده قرار گرفته‌اند. طبق توصیه Healy and Cook (2002)، استفاده ترکیبی از چند روش می‌تواند دقت در برآورد تغذیه را افزایش دهد. از بین روش‌های موجود در پژوهش حاضر، دو روش نوسانات سطح ایستابی^۱ و روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع^۲ انتخاب شدند تا ضمن مقایسه نتایج، اثر در نظر گرفتن یا نگرفتن ناحیه غیراشباع در فرایند تغذیه مشخص گردد. مطالعات متعددی به برآورد تغذیه با روش WTF پرداخته‌اند. به عنوان نمونه، غفاری و همکاران (۱۳۹۵) به برآورد تغذیه طبیعی آبخوان دشت اردبیل با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی پرداختند و میزان تغذیه سالانه در دشت اردبیل را ۱۹۱ میلیون مترمکعب برآورد نمودند. فیجانی و همکاران (۱۴۰۲) نیز در دشت گرمسار از روش WTF برای صحت‌سنجی نقشه پتانسیل تغذیه استفاده کردند. در سطح جهانی نیز پژوهش‌گرانی همچون Hung Vu and Merkel (2019)، Labrecque et al. (2020) و Addisie (2022) توان بالقوه این روش را برای برآورد تغذیه در مقیاس‌های وسیع تأیید کرده‌اند، هرچند حساسیت آن به دقت داده‌ها و لزوم وجود شبکه چاه‌های مشاهداتی مناسب را از محدودیت این روش دانسته‌اند. در مقابل، در زمینه شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع، مدل HYDRUS-1D به دلیل بهره‌گیری از معادله ریچاردز، قابلیت لحاظ شرایط مرزی متنوع، ویژگی‌های دقیق خاک و امکان شبیه‌سازی انتقال رطوبت و آلاینده‌ها، به عنوان روشی مؤثر برای برآورد تغذیه شناخته شده است. مطالعاتی مانند Min et al. (2015)، De Silva (2015) و لاریجانی و همکاران (۱۳۹۶) عملکرد موفق این مدل را در شبیه‌سازی تغذیه در مناطق خشک و نیمه‌خشک و همچنین در مناطق آبیاری با راندمان متغیر را تأیید کرده‌اند. آن‌ها بیان نمودند که ترکیب آن با روش‌های تجربی یا مشاهداتی می‌تواند به کاهش عدم قطعیت و افزایش قابلیت اعتماد نتایج منجر شود. که در این راستا، Scheiffelle et al. (2024) با تلفیق HYDRUS-1D و داده‌های رطوبت حاصل از حسگرهای CRNS^۳، توانستند دقت مدل‌سازی تغذیه را در

مقیاس‌های کوچک افزایش دهند. هم‌چنین Du and Ross (2024) با استفاده از مدل HYDRUS-1D به بررسی تغییرات زمانی تغذیه آب‌زیرزمینی در خاک‌های ماسه‌ای مناطق ساحلی پرداختند. آن‌ها بر توانایی مدل در شبیه‌سازی و اهمیت در نظرگرفتن تأخیر زمانی و جذب رطوبت توسط ریشه گیاهان را در برآورد دقیق تغذیه آب زیرزمینی تأکید نمودند. با وجود مطالعات متعدد، هنوز شکاف قابل‌توجهی در بررسی کمی و مقایسه‌ای تأثیر ناحیه غیراشباع در برآورد تغذیه منابع آب زیرزمینی وجود دارد. اختلاف نتایج به‌دست‌آمده در یک آبخوان مشخص نیز اهمیت استفاده از روش‌های دقیق‌تر را آشکار می‌سازد. به‌عنوان مثال، در دشت اردبیل، برآورد تغذیه سالانه با روش CRD حدود ۱۷۲ میلیون مترمکعب و با روش WTF حدود ۱۹۱ میلیون مترمکعب گزارش شده است. این اختلاف حدود ۱۰ درصدی بیانگر آن است که هر روش با توجه به فرضیات و داده‌های ورودی خاص خود می‌تواند نتایج متفاوتی ارائه دهد. این امر ضرورت بهره‌گیری از روش‌های شبیه‌سازی دقیق‌تر مانند HYDRUS-1D را برای کاهش عدم قطعیت و بهبود برآوردها نشان می‌دهد. بررسی‌ها نشان داد که اغلب مطالعات صرفاً به یکی از روش‌های WTF یا HYDRUS-1D بسنده کرده‌اند و تحلیل جامعی از تفاوت‌ها، دقت و به‌ویژه زمان تأخیر تغذیه ارائه نکرده‌اند. به‌عنوان مثال مطالعات انجام‌شده با روش WTF صرفاً به تغییرات سطح ایستابی برای برآورد تغذیه تمرکز داشته و هیچ اشاره‌ای به تأخیر زمانی بین بارش و واکنش آبخوان نکرده است، درحالی‌که این زمان تأخیر در آبخوان‌هایی با ضخامت زیاد ناحیه غیراشباع می‌تواند به چندین ماه یا حتی سال برسد. هم‌چنین در مطالعاتی که از روش شبیه‌سازی استفاده نمودند بیش‌تر تمرکز بر حجم تغذیه بوده و بررسی دقیقی از زمان تأخیر انتقال آب از سطح زمین به سطح ایستابی انجام نشده است. این در حالی است که زمان تأخیر در فرایند تغذیه منابع آب‌زیرزمینی، عاملی کلیدی در درک تغییرات و زمان‌بندی در فرایند تغذیه است و نقشی اساسی در مدیریت منابع آب‌زیرزمینی ایفا می‌کند. در سال‌های اخیر، مطالعات متعددی به بررسی زمان تأخیر پرداخته‌اند. به‌عنوان نمونه ارجمند شریف و جعفری (۱۴۰۰) در آبخوان مشهد- چناران با استفاده از داده‌های ۳۱ چاه مشاهداتی و تحلیل همبستگی متقابل نشان دادند که زمان تأخیر حدود دو تا سه ماه است و ارتباط مستقیمی با ضخامت ناحیه غیراشباع دارد. Chae *et al.* (2010) در شهر سئول، زمان تأخیر بین ۱-۷ روز تا ۱۷-۵۸ روز را گزارش کردند، در ادامه، Grismer (2013) در آمریکا با استفاده از داده‌های هیدروگراف و رگرسیون آماری و هم‌چنین، Seeboonruang (2015) در تایلند با بهره‌گیری از روش رگرسیون چندمتغیره با تأخیر زمانی و تحلیل همبستگی متقاطع، فاصله زمانی بین بارش، جریانات سطحی و تغییرات سطح ایستابی را بررسی کرده‌اند. در ادامه، Cai and Ofterdinger (2016) در شمال غرب ایرلند با تحلیل سری زمانی و روش WTF، پاسخ سریع (۱-۳ ساعت) و پاسخ کند (چندین روز تا ماه) را در آبخوان‌های سخت‌سنگی شناسایی کردند هم‌چنین، Nogueira and Gonçalves (2022) در برزیل با تحلیل داده‌های اقلیمی و مقایسه تغییرات سطح ایستابی، به بررسی زمان تأخیر پرداختند. این مطالعات عموماً رویکردی آماری یا تجربی داشته‌اند و زمان تأخیر را بر اساس پاسخ سطح ایستابی در اعماق کم که به داده‌های میدانی محدود متکی بوده محاسبه کرده‌اند بدون آنکه فرایند حرکت آب در ناحیه غیراشباع به‌طور دینامیکی شبیه‌سازی شود. این پژوهش با تمرکز بر کمی‌سازی و تحلیل زمان تأخیر، رویکردی نوآورانه در بررسی رفتار زمانی تغذیه و کاربرد آن در مدیریت منابع آب‌زیرزمینی ارائه می‌دهد. این رویکرد، وابستگی به داده‌های نقطه‌ای را کاهش داده و امکان تحلیل دقیق‌تر نقش ضخامت ناحیه غیراشباع و ویژگی‌های هیدرولیکی لایه‌های عمیق‌تر را فراهم ساخته است.

از آنجایی‌که برآورد هرچه دقیق‌تر تغذیه منابع آب‌زیرزمینی می‌تواند کمک قابل‌توجهی در مدیریت و بهره‌برداری پایدار از منابع آب‌زیرزمینی نماید؛ این مطالعه با هدف مقایسه دو روش در برآورد تغذیه منابع آب‌زیرزمینی و هم‌چنین کاهش

عدم قطعیت و افزایش دقت در برآورد تغذیه منابع آب زیرزمینی و نیز دیدن تأثیر ناحیه غیراشباع در فرایند تغذیه در آبخوان مرودشت واقع در حوضه طشک-بختگان در استان فارس انجام شد. نوآوری اصلی پژوهش، مقایسه دقت هر روش نسبت به داده‌های واقعی و نتایج مطالعات پیشین و در نظر گرفتن جریان واقعی در ناحیه غیراشباع است، رویکردی که علاوه بر درک بهتر مکانیزم‌های انتقال آب در مسیر تغذیه، شرایط فیزیکی خاک و ضخامت ناحیه غیراشباع را مستقیماً در تحلیل کمی و تعیین زمان تأخیر وارد می‌کند. این موضوع امکان تفسیر دقیق‌تر، سناریوسازی تحت شرایط مختلف اقلیمی و هیدروژئولوژیکی و در نهایت مدیریت پایدار منابع آب زیرزمینی را فراهم می‌سازد.

۲. مواد و روش‌ها

۲.۱. روش‌شناسی

روش‌شناسی برای انجام این مطالعه در شکل (۱) نشان داده شده است. مطابق شکل، برآورد و ارزیابی تغذیه منابع آب زیرزمینی با استفاده از دو روش انجام شده است. روش اول، روش نوسانات سطح ایستابی است. در این روش، تغییرات سطح تراز آب زیرزمینی در چاه‌های مشاهداتی در سطح محدوده و میزان آبدهی ویژه، مبنای برآورد میزان تغذیه و پهنه‌بندی آن قرار می‌گیرد. بدین منظور ابتدا تغییرات تراز آب زیرزمینی براساس داده‌های ماهانه چاه‌های مشاهداتی در یک دوره زمانی استخراج می‌شود. سپس این تغییرات با در نظر گرفتن یک مقدار اولیه برای پارامتر آبدهی ویژه و مساحت هر سلول ترکیب شده تا مقدار تغذیه هر سلول از محدوده محاسبه شود. از آنجایی که این روش بر پایه پارامتر آبدهی ویژه و انسجی می‌شود، در نهایت این پارامتر با توجه به تراز آب زیرزمینی مشاهداتی در هر سلول بهینه‌سازی شده و مقادیر نهایی آن برای کل محدوده تعیین می‌شود. از آنجایی که در این روش ناحیه غیراشباع در نظر گرفته نمی‌شود (Healy and Cook, 2002)، با توجه به اهمیت نقش ناحیه غیراشباع در فرایند تغذیه منابع آب زیرزمینی و بررسی تفاوت نتایج، روش دوم نیز به کار گرفته شد. که در آن شبیه‌سازی جریان در ستون‌های ناحیه غیراشباع انجام شده و جریان خروجی از کف ستون‌های خاک که منجر به تغذیه منابع آب زیرزمینی می‌شود بررسی و محاسبه می‌گردد. در این روش، شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع با استفاده از مدل HYDRUS-1D انجام می‌گیرد (Šimůnek et al., 2022)، به این صورت که در ابتدا تعداد ستون‌های خاک غیراشباع براساس شبکه‌بندی محدوده تعریف و مشخصات فیزیکی آن‌ها شامل طول، لایه‌بندی و بافت خاک تعیین شد. سپس شرایط مرزی در بالا و پایین ستون‌ها اعمال شده و گسسته‌سازی مکانی و زمانی ستون‌های خاک برای حل عددی صورت می‌گیرد. در ادامه مدل هیدرولیکی خاک انتخاب و مقادیر اولیه برای پارامترهای آن اختصاص می‌یابد. به این ترتیب، فرایند نفوذ آب از سطح زمین و تا رسیدن به سطح ایستابی شبیه‌سازی و مقدار آب ورودی به منابع آب زیرزمینی به‌عنوان تغذیه محاسبه می‌شود. مدل HYDRUS-1D با استفاده از داده‌های تراز آب زیرزمینی و پارامترهای هیدرولیکی مورد و انسجی قرار گرفته و پارامترهای هیدرولیکی خاک در تمامی ستون‌ها بهینه‌سازی می‌شود. همچنین برای محاسبه و برآورد زمان تأخیر، چند ستون خاک از میان ستون‌های شبیه‌سازی شده انتخاب می‌شود که نماینده سه گروه ضخامت متفاوت ناحیه غیراشباع باشند. در این ستون‌ها جبهه‌های رطوبتی ردیابی و زمان رسیدن آن‌ها به سطح ایستابی اندازه‌گیری و استخراج می‌شود. سپس با تغییر میزان ورودی آب به ستون خاک در زمان‌های مختلف، شبیه‌سازی مجدد انجام گرفته و اختلاف زمانی رسیدن جبهه رطوبتی به سطح ایستابی محاسبه می‌شود و بدین ترتیب زمان تأخیر در اعماق مختلف ناحیه غیراشباع برآورد می‌گردد. در پایان پس از برآورد میزان تغذیه با استفاده از دو روش یادشده، اختلاف نتایج محاسبه و تأثیر ناحیه غیراشباع بر میزان تغذیه بررسی شده و در نهایت، نقشه‌های پهنه‌بندی تغذیه حاصل از هر روش ترسیم و تحلیل می‌شوند.

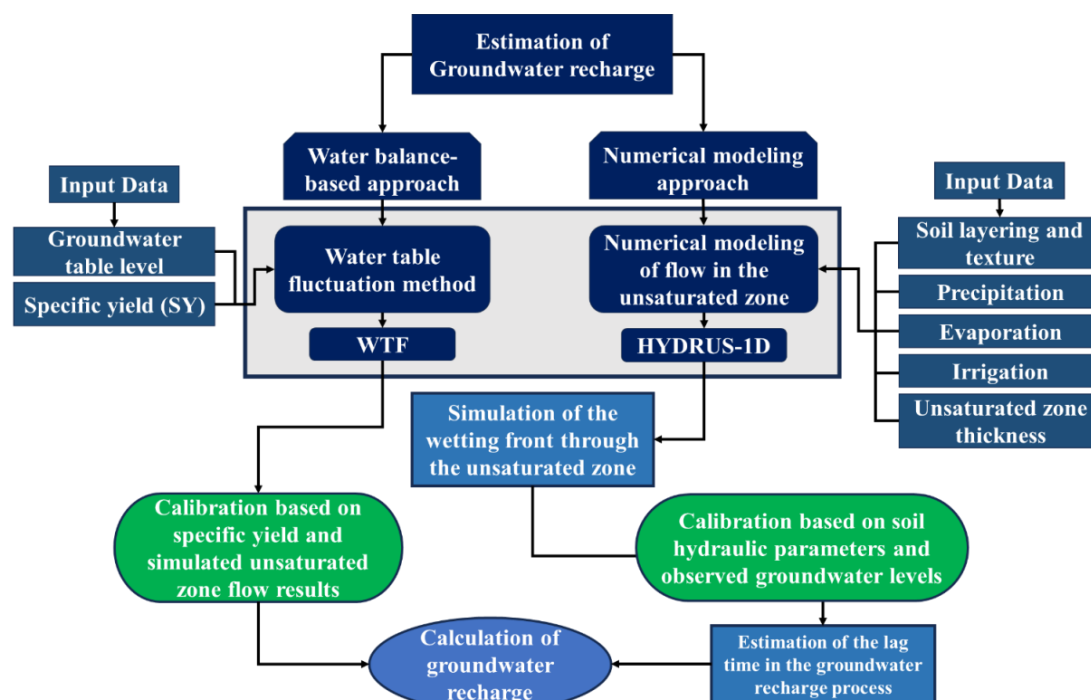


Figure 1. Methodology

۲.۲. محدوده مطالعاتی

محدوده مطالعاتی در این پژوهش، بخشی از آبخوان مرودشت واقع در محدوده مطالعاتی مرودشت-خرامه است. محدوده مطالعاتی مرودشت-خرامه به مساحت ۳۹۲۶/۱ کیلومترمربع وسیع‌ترین محدوده در مرکز حوضه آبریز طشک-بختگان و مهارلو واقع در استان فارس بوده و از سمت جنوب‌شرق در همسایگی دریاچه‌های طشک-بختگان قرار دارد. این محدوده دارای حداکثر ارتفاع ۳۰۹۹ متری در بخش‌های شمالی و حداقل ارتفاع ۱۵۶۳ متری در بخش‌های جنوبی و به سمت دریاچه طشک-بختگان است (گزارش بیان به‌هنگام‌سازی بیان منابع آب محدوده‌های مطالعاتی حوضه آبریز دریاچه‌های طشک-بختگان و مهارلو منتهی به سال ۱۳۹۰-۱۳۸۹). دو رودخانه موجود در این محدوده پس از طی مسیری آورد دریاچه را تأمین می‌کند که در سال‌های اخیر بررسی ایستگاه‌های هیدرومتری نشان داده است که کاهش قابل‌توجهی در آورد آن‌ها اتفاق افتاده است (گزارش بیان مطالعات به‌هنگام‌سازی اطلس منابع آب حوضه آبریز دریاچه‌های طشک-بختگان و مهارلو، ۱۳۸۹). این محدوده مطالعاتی متشکل از دو دشت (دشت مرودشت و دشت خرامه) است که در هر دشت یک آبخوان نیز وجود دارد. آبخوان موجود در دشت مرودشت برای ارزیابی و برآورد تغذیه منابع آب‌زیرزمینی و اهداف مدنظر در این مطالعه انتخاب شده است. در شکل (۲) شکل آبخوان مرودشت به‌همراه چاه‌های مشاهداتی و ایستگاه‌های تبخیرسنجی و باران‌سنجی نشان داده شده است. مساحت آبخوان مرودشت ۱۲۲۱/۵ کیلومترمربع است که در فرایند مفهوم‌سازی دامنه آبخوان از لحاظ مقیاس مکانی این مساحت به ۱۱۰۰ کیلومترمربع تغییر یافت. همچنین از لحاظ مقیاس زمانی این مطالعه برای یک دوره آماری ۱۵ ساله (از سال آبی ۱۳۸۲-۱۳۸۳) تا سال آبی ۱۳۹۶-۱۳۹۷) انجام شده است که بررسی تغییرات تراز آب‌زیرزمینی در این دوره زمانی ۱۵ ساله با استفاده از ۵۵ چاه مشاهداتی موجود در سطح محدوده انجام گرفت که در ادامه نقشه‌های حاصل از این بررسی ارائه و ارزیابی خواهد شد.

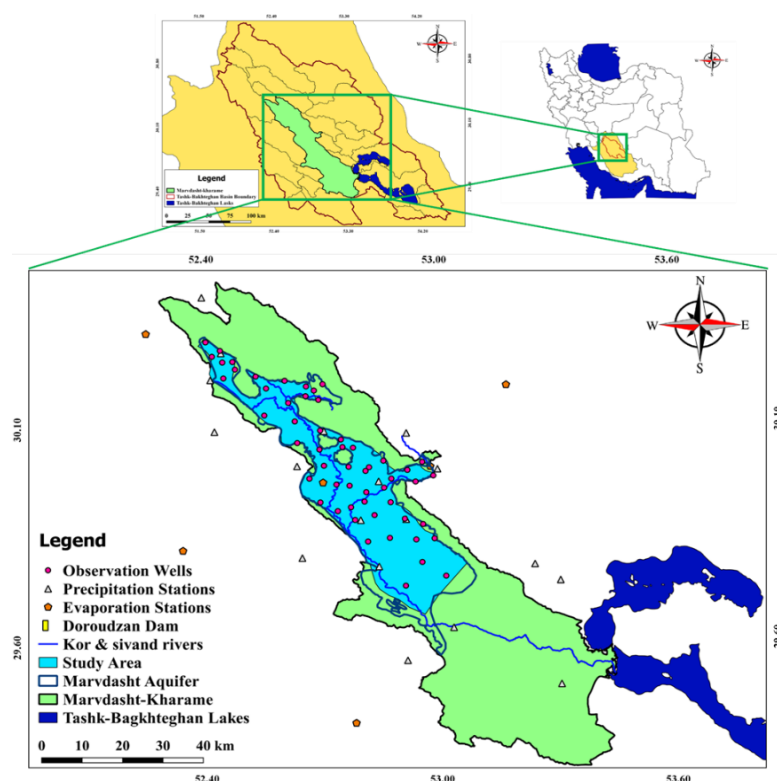


Figure 2. Study area, observation wells, meteorological stations, and rivers

۱.۲.۲. بارش و تبخیر در محدوده مطالعاتی

مطابق با ایستگاه‌های هواشناسی و تبخیرسنجی نشان داده شده در شکل (۲)، آمار بارندگی و تبخیر به صورت ماهانه و میانگین سالانه برای کل محدوده مطالعاتی برآورد گردید و براساس آن، نقشه‌ها و منحنی‌های هم‌بارش و هم‌تبخیر برای محدوده مطالعاتی ترسیم شد (شکل ۳). بر اساس شکل (۳-ا)، میزان تبخیر در سطح محدوده مطالعاتی برای دوره زمانی ساله ۱۵ از ۲۳۰۸ میلی‌متر تا ۲۳۷۸ میلی‌متر در نوسان بوده و به صورت میانگین میزان ۲۳۳۶ میلی‌متر برای کل محدوده برآورد شده است. همچنین براساس شکل (۳-ب)، میزان بارندگی در سطح محدوده مطالعاتی برای همان دوره از ۲۴۳ تا ۳۶۲ متغیر است و به صورت میانگین ۲۹۰ میلی‌متر برآورد گردیده است. بررسی روند سری زمانی بارش و تبخیر به صورت مجموع سالانه در طول دوره آماری ۱۵ ساله نشان داد، بیش‌ترین بارش در سال آبی (۸۳-۸۴) به میزان ۴۳۴/۹۵ میلی‌متر و بیش‌ترین تبخیر به میزان ۲۵۱۸/۱۹ میلی‌متر در سال آبی (۹۶-۹۷) اتفاق افتاده است. هم‌چنین کم‌ترین مقدار پارامترهای بارش و تبخیر نیز در طول دوره آماری به ترتیب در سال‌های آبی (۸۳-۸۲)، (۹۶-۹۷) به میزان ۱۵۲/۸۷ میلی‌متر و سال آبی (۸۶-۸۷) به میزان ۱۵۹۸/۱۷ میلی‌متر رخ داده است.

۲.۲.۲. میزان برداشت از منابع آب زیرزمینی و آب سطحی

موقعیت نقاط برداشت از منابع آب زیرزمینی و منابع آب سطحی محدوده در شکل (۴) نشان داده شده است. میزان برداشت از منابع آب زیرزمینی از طریق چاه شامل ۵۵۲۸ حلقه چاه بهره‌برداری است که سبب برداشت و تخلیه از آن به میزان ۵۳۹/۱۴ میلیون مترمکعب و از طریق چشمه‌ها ۱/۸۰ میلیون مترمکعب در سال می‌شود (آماربرداری سراسری مرحله دوم، شرکت مدیریت منابع آب ایران، ۱۳۸۸) هم‌چنین میزان برداشت از منابع آب سطحی توسط انهار، موتور پمپ

و ایستگاه‌های پمپاژ برابر است با ۶۵/۰۱ میلیون مترمکعب که از این مقدار ۱۳/۸۲ میلیون مترمکعب توسط آنها، ۲۴/۱۸ میلیون مترمکعب توسط موتور پمپ و ۲۷/۰۱ میلیون مترمکعب توسط ایستگاه‌های پمپاژ موجود در محدوده صورت می‌گیرد (غفاری سولا و همکاران، ۱۴۰۴).

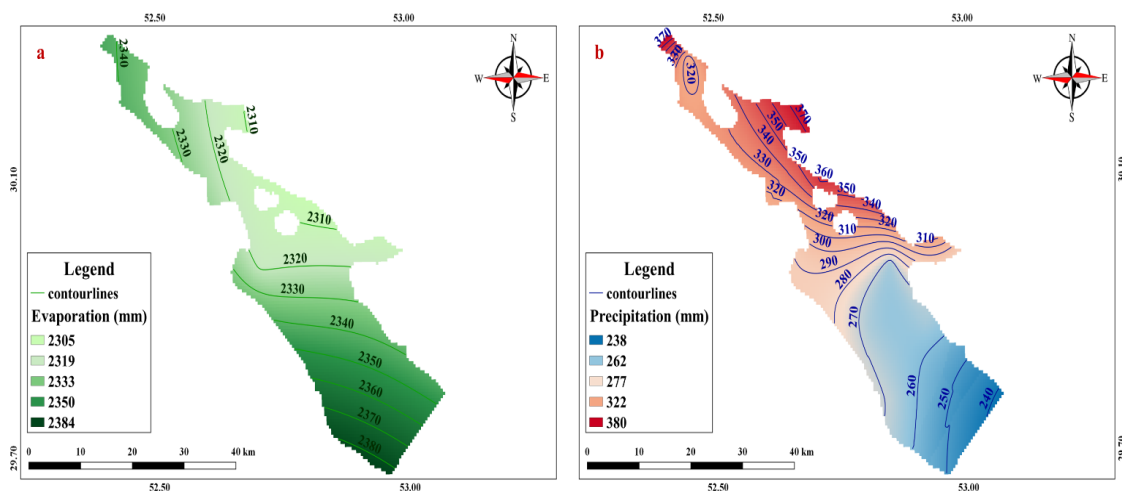


Figure 3. a) Evaporation from an evaporation pan, b) Precipitation with contour lines at the study area

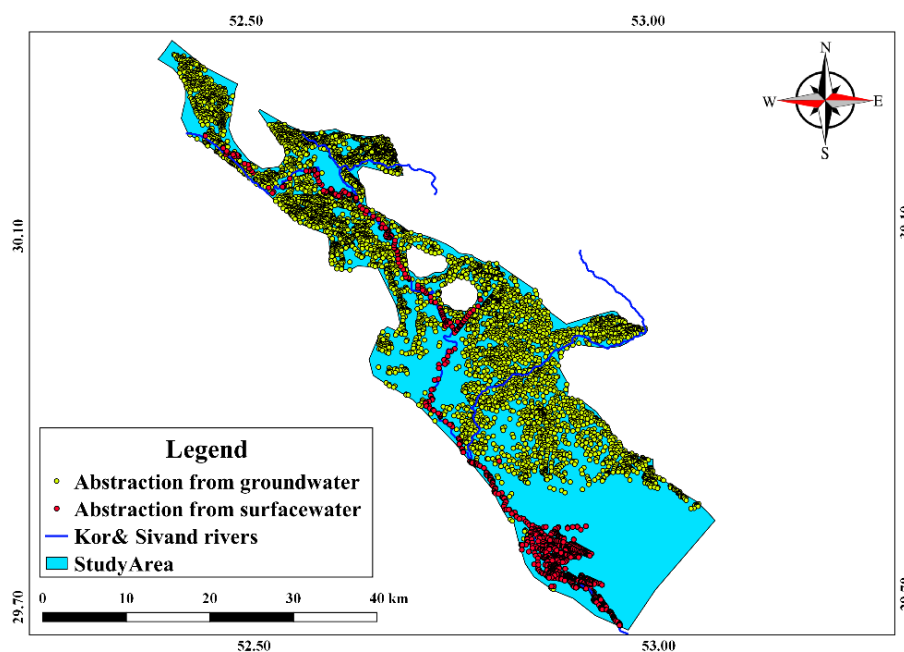


Figure 4. Location of groundwater and surface water abstraction points

۳. روش‌های برآورد تغذیه آب‌زیرزمینی و معادلات آن

۳.۱. روش نوسانات سطح ایستابی (WTF)

روش نوسانات سطح ایستابی برای تخمین تغذیه آب‌های زیرزمینی اولین بار در اوایل دهه ۱۹۲۰ به کار برده شده و پس از آن در مطالعات متعددی مورد استفاده قرار گرفته شده است (Healy and Cook, 2002). روش نوسانات سطح

آب زیرزمینی ممکن است پرکاربردترین تکنیک برای تخمین تغذیه باشد؛ این روش برای برآورد تغذیه نیاز به تعیین و درک از پارامتر آبدهی ویژه به همراه تغییرات سطح تراز آب زیرزمینی در سطح محدوده مطالعاتی در طول زمان دارد. در این روش تغذیه منابع آب زیرزمینی با استفاده از رابطه (۱) محاسبه می‌شود:

$$R = S_y \Delta h / \Delta t \quad \text{رابطه (۱)}$$

که در آن، R نرخ تغذیه، S_y آبدهی ویژه، Δh افزایش یا کاهش تراز سطح ایستابی و Δt بازه زمانی که در آن افزایش تراز اتفاق افتاده است، می‌باشد. این روش نیز همانند سایر روش‌های برآورد تغذیه مزایا و معایب خاص مربوط به خود را دارد که در ادامه به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود، از جمله مزایای این روش نسبت به سایر روش‌های برآورد تغذیه آب زیرزمینی، می‌توان سادگی و سهولت به کارگیری آن را بیان کرد، همچنین عدم قطعیتی که می‌تواند در این روش وجود داشته باشد ناشی از دقت تعیین در پارامتر آبدهی ویژه و فرضیاتی که در این روش وجود دارد دانست. مقدار تغذیه‌ای که با استفاده از رابطه بالا محاسبه می‌شود می‌توان با ضرب کردن در مساحت ناحیه آبخوان میزان تغذیه را به صورت حجم بر واحد زمان به دست آورد.

۲.۳. شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع

برای شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع در این مطالعه از مدل عددی HYDRUS-1D استفاده شده است. این مدل برای شبیه‌سازی جریان نیازمند اطلاعاتی از قبیل طول، بافت، لایه بندی، شرایط مرزی، گسسته‌سازی و پارامترهای هیدرولیکی ستون خاک غیراشباع متناسب با معادله هیدرولیکی در نظر گرفته شده برای توصیف آن می‌باشد. در ادامه پس از ارائه و توضیح معادلات پایه مدل، به نحوه محاسبه و برآورد این اطلاعات اشاره می‌شود. به دلیل قرار گرفتن محدوده مطالعاتی در نواحی خشک و نیمه خشک و ضخامت زیاد ناحیه غیراشباع در این نواحی، شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع به صورت یک بعدی در نظر گرفته شده و از وجود جریان‌های جانبی و تأثیر آن در فرایند شبیه‌سازی صرف نظر شده است.

۱.۲.۳. مدل (HYDRUS-1D)

مدل HYDRUS-1D از مدل‌های مطرح و شناخته شده در رابطه با شبیه‌سازی جریان و حرکت آب، املاح و حرارت در محیط متخلخل نیمه اشباع و غیراشباع می‌باشد که در مطالعات مختلفی مورد استفاده قرار گرفته است. اساس این مدل برای شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع، حل عددی معادله ریچاردز است. این مدل فقط جریان آب در فاز مایع را در نظر می‌گیرد و از اثرات فاز بخار بر روی بیلان جرمی آب صرف نظر می‌کند. معادله ریچاردز داری ترم‌های مختلفی است که در رابطه (۲) نشان داده شده است (Šimůnek et al., 2022):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \cos \alpha \right) \right] - S \quad \text{رابطه (۲)}$$

در رابطه ارائه شده برای معادله ریچاردز، h نشان دهنده هد فشار آب (L)، θ رطوبت حجمی آب ($L^3 L^{-3}$)، t زمان (T)، Z مختصات مکانی (L) (از علامت مثبت برای جهت رو به بالا)، k هدایت هیدرولیکی ناحیه غیراشباع ($L T^{-1}$)، α زاویه بین جهت جریان و محور عمودی (این زاویه برای جریان عمودی، صفر درجه، برای جریان افقی ۹۰ درجه و برای جریان شیب دار بین صفر و ۹۰ درجه در نظر گرفته می‌شود) و S جزء خروج آب ($L^3 L^{-3} T^{-1}$) می‌باشد که برای محاسبه جذب آب توسط ریشه در معادله گنجانده شده است. برای نشان دادن رابطه بین رطوبت و

هدایت هیدرولیکی ناحیه غیراشباع و هد فشار از مدل‌های مربوط به توصیف ویژگی‌های هیدرولیکی خاک استفاده می‌شود از بین این مدل‌ها، مرسوم‌ترین مدلی که به‌طور گسترده توسط پژوهش‌گران توصیه و به‌کار برده شده مدل وان گنوختن - معلم^۴ است. در ادامه معادلاتی که مدل وان گنوختن برای نشان‌دادن رابطه بین هدایت هیدرولیکی، رطوبت خاک و هد فشار در نظر می‌گیرد، ارائه شده است.

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad \text{رابطه (۳)}$$

$$K(h) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad \text{رابطه (۴)}$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \text{رابطه (۵)}$$

$$m = 1 - 1/n, \quad n > 1 \quad \text{رابطه (۶)}$$

در روابط بالا، پارامترهای θ_s ، θ_r و α به ترتیب نشان‌دهنده رطوبت اشباع، رطوبت باقی‌مانده و مقدار فشار در نقطه ورود هوا می‌باشد، همچنین پارامتر n بیانگر شاخص توزیع اندازه ذرات، L پارامتر اتصال ذرات و K_s هدایت هیدرولیکی اشباع است. سه پارامتر α ، n و L ضرایب تجربی مؤثر بر شکل توابع هیدرولیکی در نظر گرفته می‌شود. برای شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع، ابتدا تعداد ستون‌های خاک غیراشباع در محدوده مطالعاتی مشخص و انتخاب شد، لذا از شبکه‌بندی که برای بررسی هیدروگراف آبخوان انجام شده بود، استفاده گردید. به این ترتیب، هر سلول شناسایی شده برای هر چاه، به‌عنوان یک ستون خاک غیراشباع در نظر گرفته شد. بر این اساس، تعداد ستون‌های خاک غیراشباع برابر با تعداد سلول‌های موجود در شبکه‌بندی تعیین گردید. در ادامه، برای تعیین طول ستون‌های خاک ناحیه غیراشباع از تراز آب‌زیرزمینی مشاهداتی در سلول متناظر با ستون خاک غیراشباع استفاده شد. با توجه به دوره آماری بررسی شده چاه‌های مشاهداتی در سطح محدوده مطالعاتی، کم‌ترین و بیش‌ترین تراز مشاهداتی برای هر چاه برآورد گردید. در نهایت برای تعیین طول ستون خاک غیراشباع، از کم‌ترین تراز آب‌زیرزمینی در چاه مشاهداتی متناظر با ستون ناحیه غیراشباع استفاده شد. علت استفاده از کم‌ترین تراز آب‌زیرزمینی مشاهداتی در سلول، به‌عنوان طول ستون خاک غیراشباع، به‌دلیل اعمال نوع خاصی از شرایط مرزی است که برای مرز پایین ستون خاک غیراشباع (کف ستون خاک) در این مطالعه لحاظ شده است. جزئیات این رویکرد در بخش‌های بعدی به‌همراه سایر اطلاعات موردنیاز برای شبیه‌سازی جریان در ستون‌های خاک و نحوه تعیین و محاسبه آن‌ها تشریح می‌شود.

۳.۲.۲. تعیین بافت و لایه‌بندی

برای تعیین بافت و لایه‌بندی ستون‌های خاک ناحیه غیراشباع از لاگ‌های اکتشافی و سونداژ الکتریکی انجام‌شده در سطح محدوده مطالعاتی استفاده شد. در شکل (۵) موقعیت نقاط لاگ‌های اکتشافی و نقاط سونداژ الکتریکی در سطح محدوده مطالعاتی و همچنین در شکل (۶) به‌عنوان نمونه لایه‌بندی به‌همراه نوع بافت و ساختار زمین‌شناسی و تفسیر سونداژ الکتریکی نشان داده شده است. بررسی لاگ‌های اکتشافی انجام‌شده در سطح محدوده نشان داد که محدوده مطالعاتی دارای ضخامت ناحیه غیراشباع متغیر و به‌طور عمده به‌صورت تک‌لایه است.

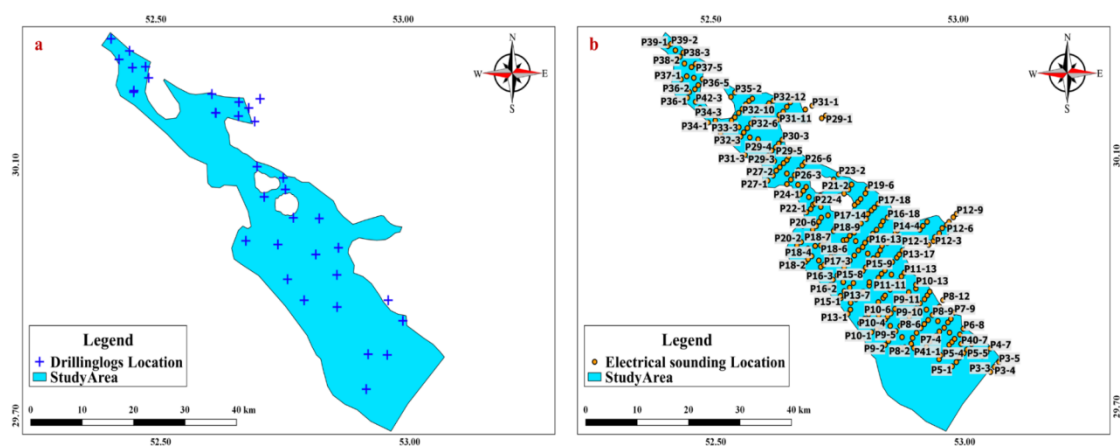


Figure 5. a) Location of drilling log points, b) electrical sounding points of at the study area

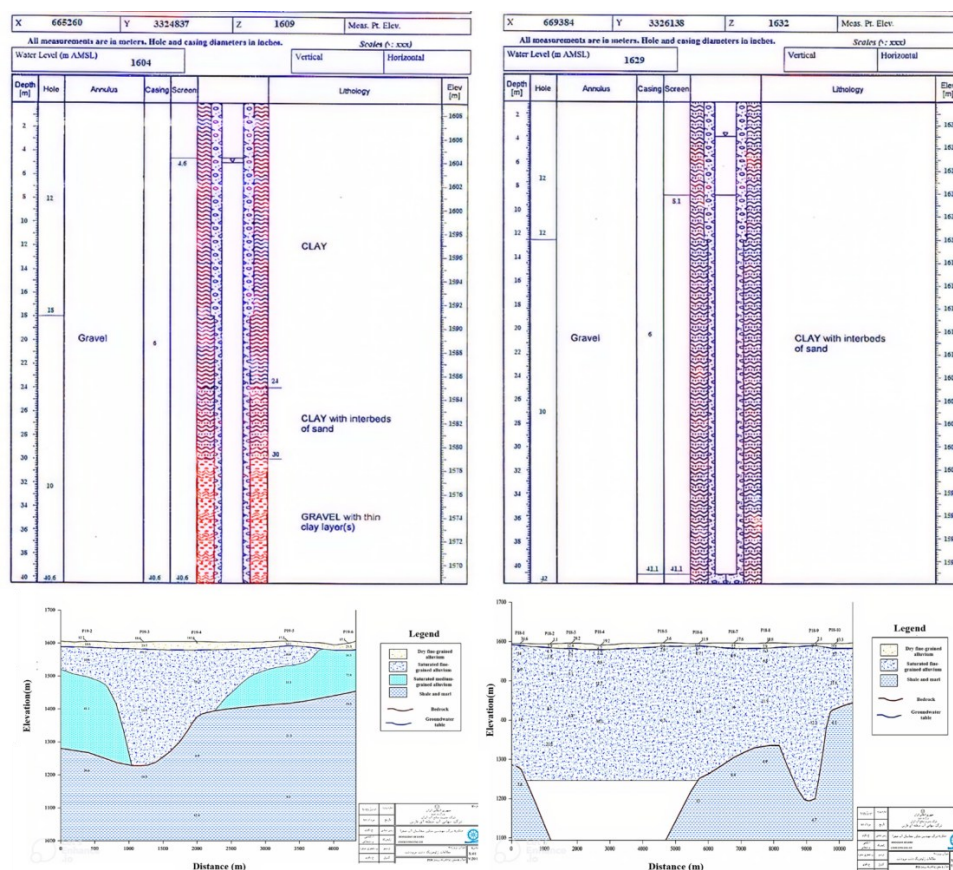


Figure 6. Drilling logs and interpretation of electrical sounding conducted within the study area (Based on the reports of geophysical studies of the Marvdasht plain in 2015 and the technical specifications and drilling logs of observation wells drilled in the study area of Marvdasht-Kharameh (2002-2003))

پس از بررسی و ارزیابی لاگ‌های اکتشافی و سونداژ الکتریکی انجام‌شده در محدوده مطالعاتی، مشخص شد که از بین ستون‌های خاک انتخاب شده برای شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع، دو ستون خاک به‌صورت دو لایه بوده و بقیه ستون‌های خاک به‌صورت تک‌لایه و به‌طور از خانواده خاک‌هایی با بافت رسی (همچون رسی شنی، رسی سیلتی و ...)

هستند که در مدل اعمال شدند. پس تعیین بافت و لایه‌بندی ستون‌های خاک غیراشباع در ادامه به جهت حل عددی معادله ریچاردز در مدل HYDRUS-1D، شرایط اولیه و شرایط مرزی برای ستون‌های خاک اعمال گردید.

۳.۲.۳. شرایط مرزی و شرایط اولیه مدل

حل معادله ریچاردز نیازمند در نظر گرفتن یکسری شرایط تحت عنوان شرایط مرزی و شرایط اولیه برای ستون‌های خاک غیراشباع است. شرایط مرزی مختلفی در مدل HYDRUS-1D برای مرز بالا و پایین ستون خاک وجود دارد، پس از بررسی این شرایط مرزی، از آنجایی که پروفیل خاک ناحیه غیراشباع از مرز بالا در تماس با شرایط اتمسفری و بارش و آبیاری قرار دارد، برای نشان دادن این مرز در مدل، شرایط مرزی اتمسفریک با رواناب سطحی انتخاب گردید. همچنین برای محاسبه و نشان دادن جریان خروجی از کف پروفیل خاک در مدل که با میزان تغذیه منابع آب زیرزمینی معادل است، از شرایط مرزی زهکشی آزاد استفاده شد. این شرایط مرزی، یک گرادیان واحد کل در کف پروفیل خاک در نظر می‌گیرد. استفاده از این نوع شرایط مرزی برای کف ستون خاک، زمانی قابل قبول است که سطح ایستابی در فاصله‌ای دوری از کف ستون خاک غیراشباع قرار داشته باشد، به گونه‌ای که جریان در ناحیه غیراشباع تحت تأثیر آن قرار نگیرد (Rassam *et al.*, 2018; Simunek Jirka *et al.*, 2013) که به منظور تحقق این فرض، برای تعیین طول ستون‌های خاک غیراشباع، از کم‌ترین عمق آب‌زیرزمینی مشاهداتی در هر سلول متناظر با ستون خاک غیراشباع که از ۰/۷ متر تا ۴۱/۳ متر متغیر است، استفاده شد.

۳.۲.۴. گسسته‌سازی ستون‌های خاک ناحیه غیراشباع

از آنجایی که مدل HYDRUS-1D با استفاده از روش حل عددی اجزای محدوده^۵ به شبیه‌سازی جریان و حل معادله ریچاردز می‌پردازد، بنابراین لازم بود که ستون‌های خاک ناحیه غیراشباع به اجزایی گسسته‌سازی شود. در رابطه با این گسسته‌سازی، یکسری نکات از سوی توسعه‌دهندگان مدل به جهت حل عددی و همگرایی سریع‌تر و بهتر معادله ارائه شده است. گسسته‌سازی ستون‌های خاک با توجه به آن نکات انجام شد. بر این اساس، ستون‌های خاک غیراشباع به‌طور متوسط از ۱۰ سانتی‌متر و در برخی ستون‌ها تا میزان ۵ سانتی‌متر گسسته‌سازی شد. در شکل (۷) به‌صورت شماتیک گسسته‌سازی ستون خاک و همچنین شرایط مرزی اعمال شده برای بالا و پایین ستون خاک نشان داده شده است.

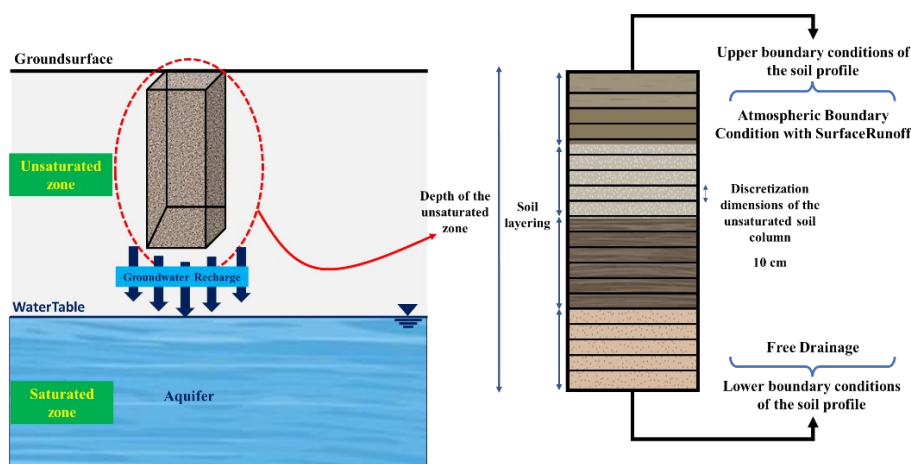


Figure 7. Schematic representation of the considered soil column with boundary conditions and the applied discretization

۵.۲.۳. پارامترهای هیدرولیکی مدل

ویژگی های هیدرولیکی خاک در ناحیه غیراشباع، به عنوان مثال هدایت هیدرولیکی و رطوبت خاک به صورت کلی تابعی از هد فشار بوده و بسیار غیرخطی است. مدل HYDRUS-1D برای نشان دادن ویژگی های هیدرولیکی خاک امکان استفاده از پنج نوع مدل تحلیلی مختلف را ارائه می دهد. مدل وان گنوختن - معلم یکی از این مدل هاست که به معادلات آن اشاره گردید. با توجه به این که این مدل در برآورد ویژگی های هیدرولیکی خاک عملکرد قابل قبولی را از خود نشان داده است، در این مطالعه نیز مورد استفاده قرار گرفت. پارامترهای مورد نیاز این مدل در ابتدا براساس بافت خاک و مقادیر ارائه شده در مراجع معتبر برآورد شد. این مقادیر در جدول (۱) نشان داده شده است. در ادامه این مقادیر اولیه در فرایند واسنجی مدل مورد استفاده قرار گرفت و مقدار بهینه آن برای تمامی ستون های خاک غیراشباع به دست آمد.

Table 1. Provided values for soil hydraulic parameters based on soil texture are derived from (Healy, 2010)

Soil texture	$K_s(\text{cm/hr})$	θ_s	θ_r	α	n
Clay	0.20	0.38	0.068	0.008	1.09
Clay loam	0.26	0.41	0.095	0.019	1.31
Loam	1.04	0.43	0.078	0.036	1.56
Loamy sand	14.59	0.41	0.057	0.124	2.28
Silt	0.25	0.46	0.034	0.016	1.37
Silt loam	0.45	0.45	0.067	0.020	1.41
Silt clay	0.02	0.36	0.070	0.005	1.09
Silty clay loam	0.07	0.43	0.089	0.010	1.23
Sand	29.70	0.43	0.045	0.145	2.68
Sandy clay	0.12	0.38	0.100	0.027	1.23
Sandy clay loam	1.31	0.39	0.100	0.059	1.48
Sandy loam	4.42	0.41	0.065	0.075	1.89

۴. نتایج و بحث

۴.۱. شبکه بندی محدوده مطالعاتی

در این پژوهش شبکه بندی در سطح محدوده مطالعاتی برای محاسبه و برآورد هیدروگراف آبخوان انجام شد. در راستای این موضوع ابتدا داده های تراز آب زیرزمینی در چاه های مشاهداتی شناسایی شده برای دوره ۱۵ ساله (از سال آبی ۱۳۸۲-۱۳۸۳) تا سال آبی ۱۳۹۶-۱۳۹۷) مورد بررسی قرار گرفت و تغییرات تراز و روند آن برای هر کدام چاه ها مشخص گردید. به این ترتیب، تغییرات تراز آب زیرزمینی در ۵۴ چاه مشاهداتی در محدوده تهیه و استخراج شدند. پس از آن به جهت ترسیم هیدروگراف آبخوان شبکه بندی در سطح محدوده براساس موقعیت چاه ها صورت گرفت تا مساحت هر کدام از چاه مشخص گردد که در نهایت سبب شبکه بندی محدوده به ۵۴ سلول گردید. در شکل (۸) شبکه بندی محدوده مطالعاتی به سلول های مختلف به همراه تراز آب زیرزمینی و جهت جریان در سطح آبخوان دشت مرودشت نشان داده شده است. مطابق شکل (۸)، جهت جریان آب زیرزمینی در محدوده مطالعاتی از سمت شمال و شمال غرب به سمت جنوب و جنوب شرقی بوده و تراز از ۱۶۳۰ متر به ۱۵۵۰ متر از قسمت های شمالی محدوده به سمت جنوب در حال کاهش است.

۴.۲. هیدروگراف آبخوان

در شکل (۹) هیدروگراف آبخوان به همراه بارش ماهانه برای دوره ۱۵ ساله (از سال آبی ۱۳۸۲-۱۳۸۳) تا سال آبی ۱۳۹۶-۱۳۹۷) نشان داده شده است. با توجه به این شکل هیدروگراف می توان بیان کرد که روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در آبخوان مرودشت یک روند نزولی و رو به کاهش است، به طوری که در طول این ۱۵ سال دوره برآورد

تراز آب زیرزمینی، آبخوان به صورت میانگین میزان افت ۲۰ متری را تجربه کرده است، این میزان افت تراز آب زیرزمینی نشان‌دهنده وضعیت نامناسب منابع آب زیرزمینی در محدوده مطالعاتی است.

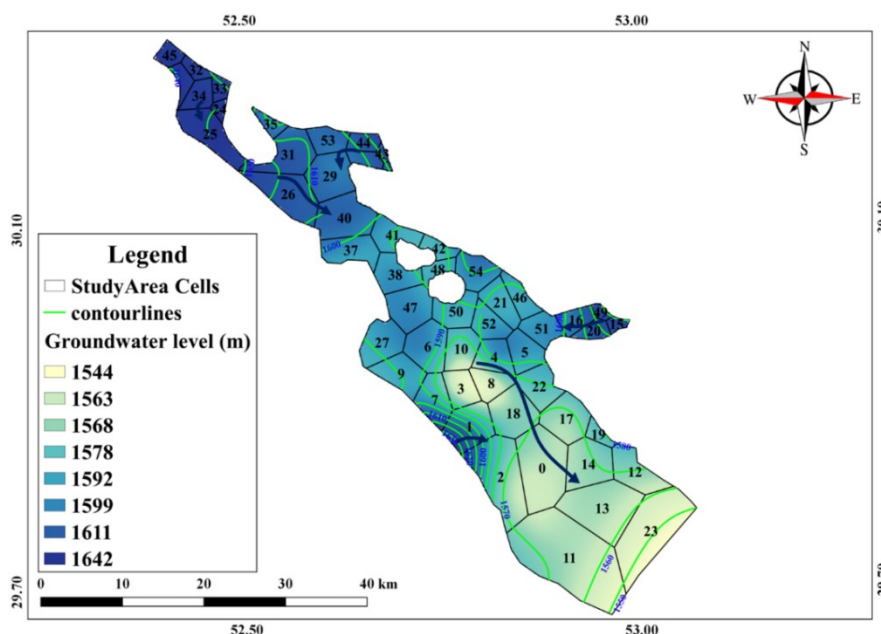


Figure 8. Discretization map of the study area and Groundwater level contours

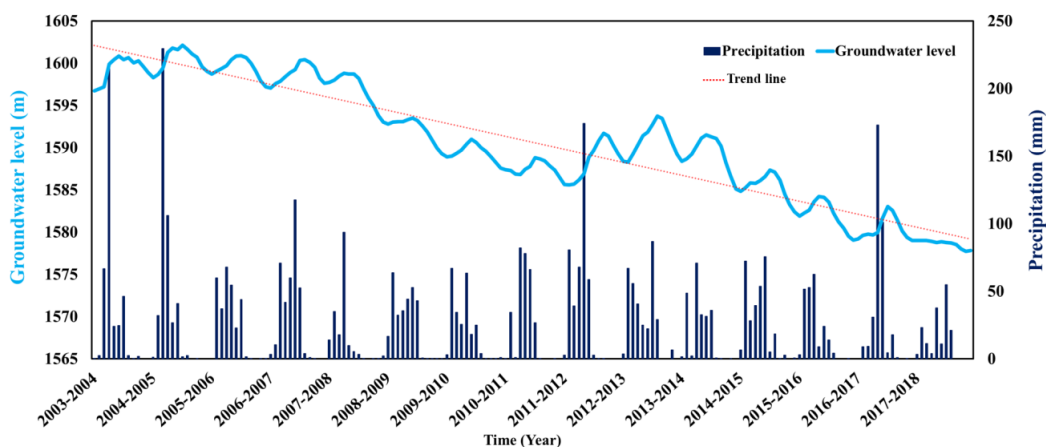


Figure 9. Aquifer hydrograph along with precipitation for a 15-year simulation period

۳.۴. مقادیر واسنجی آبدهی ویژه برای سلول‌ها

برای واسنجی روش نوسانات سطح ایستابی، از پارامتر آبدهی ویژه استفاده شد. همانطور که بیان شد، این پارامتر در این روش مهم‌ترین و حساس‌ترین پارامتر است، به‌طوری‌که هرچه دقت برآورد این پارامتر بیش‌تر باشد میزان تغذیه برآوردشده ناشی از این روش نیز بیش‌تر خواهد بود. براساس واسنجی، به‌طور میانگین مقدار آبدهی ویژه در کل سطح محدوده به میزان ۰/۰۵ به‌دست آمد، هم‌چنین بیش‌ترین مقدار آبدهی ویژه فقط در یک سلول و در سلول شماره ۳۱ به میزان ۰/۱۵ و کم‌ترین آن به مقدار ۰/۰۱ در سلول شماره ۳۲ مشاهده گردید.

۴.۴. نتایج واسنجی و صحت‌سنجی

در این مطالعه برای واسنجی روش نوسانات سطح ایستابی از پارامتر آبدهی ویژه، و برای روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع با استفاده از مدل HYDRUS-1D، از پارامترهای هیدرولیکی خاک و تراز آب‌زیرزمینی استفاده شد. نتایج حاصل از این واسنجی برای سلول‌های شناسایی‌شده در سطح محدوده در جدول (۲) نشان داده است. به‌منظور اعتبارسنجی نتایج مدل HYDRUS-1D، مقدار تغذیه برآوردشده در این مطالعه با نتایج مطالعه غفاری سولا و همکاران (۱۴۰۴) که براساس شبیه‌سازی جریان در ناحیه اشباع و با به‌کارگیری مدل ریاضی عددی انجام شده بود، مقایسه گردید. همانگونه که در شکل (۱۰) نشان داده شده است، تغذیه برآوردشده در مطالعه حاضر (۲۹۱/۳۳ میلیون مترمکعب) اختلافی ۷/۵ درصدی با مقدار گزارش‌شده توسط غفاری سولا و همکاران (۱۴۰۴) (۲۶۹/۸۳ میلیون مترمکعب) داشته و با ضریب تعیین ۰/۹۸، انطباق بالایی را نشان می‌دهد. در مقابل، روش نوسانات سطح ایستابی با برآوردی معادل ۲۰۴/۶۸ میلیون مترمکعب، اختلاف بیش‌تری (۲۴ درصد) با مطالعه مذکور داشت. این نتایج حاکی از دقت و تطابق بهتر روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع با مدل HYDRUS-1D نسبت به روش نوسانات سطح ایستابی است. علاوه بر این، نتایج حاصل از این مطالعه با نتایج مطالعه De Silva (2015) هم‌خوانی دارد از این جهت که در مطالعه ایشان نیز میزان تغذیه به‌دست‌آمده توسط روش نوسانات سطح ایستابی حدود ۳۰ درصد کم‌تر از میزان تغذیه‌ای بود که توسط مدل HYDRUS-1D محاسبه شده بود.

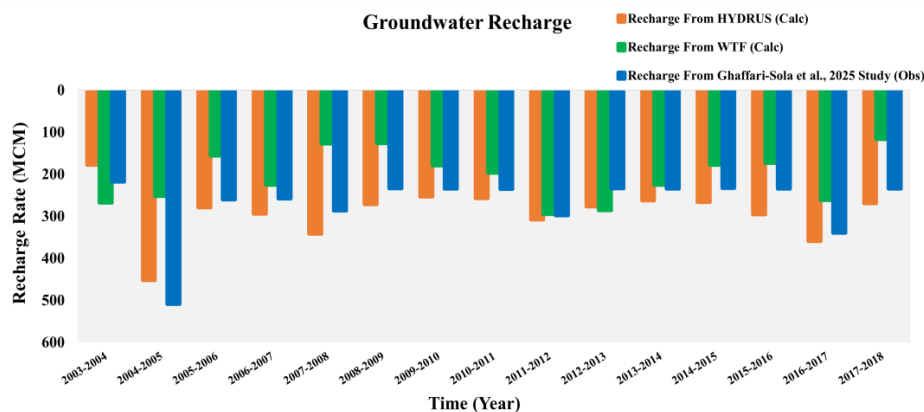


Figure 10. Comparison of recharge results obtained in this study with previous studies

۵.۴. پهنه‌بندی تغذیه آب زیرزمینی

پس از واسنجی روش‌های استفاده‌شده برای برآورد تغذیه منابع آب‌زیرزمینی، در شکل (۱۱) میزان تغذیه محاسبه‌شده برای تمامی سلول‌ها در سطح محدوده و نقشه پهنه‌بندی حاصل از آن نشان داده شده است، مطابق شکل، هر دو روش عملکرد مشابهی در برآورد تغذیه در سطح محدوده از خود نشان داده‌اند. به‌طوری‌که در شکل (۱۱-a)، حداکثر میزان تغذیه به‌دست‌آمده با روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع ۲۵۳/۸۸ میلیون مترمکعب و در سلول شماره ۲۶ و حداقل آن ۱/۰۴ میلیون مترمکعب در سلول شماره ۲۴ مشاهده شد. به‌طور مشابه در شکل (۱۱-b)، با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی حداکثر میزان تغذیه ۱۷۹/۳۳ میلیون مترمکعب در سلول شماره ۲۶ و حداقل آن ۴/۹۹ میلیون مترمکعب در سلول شماره ۲۴ مشاهده گردید. با توجه به مقایسه تغذیه به‌دست‌آمده با استفاده از هر دو روش می‌توان بیان کرد که میزان حداکثر و حداقل تغذیه به‌دست‌آمده در یک سلول مشابه و بخش‌های یکسانی از محدوده توسط هر دو روش به‌دست آمده است و هر دو روش عملکرد مشابهی در برآورد تغذیه منابع آب‌زیرزمینی در سطح محدوده مطالعاتی داشته‌اند.

Table 2. Calibrated hydraulic parameters of the unsaturated soil column and specific yield parameter

	θ_r	θ_s	α	n	K_s	I	S_v
	[-]	[-]	(1/m)	[-]	[m/days]	[-]	[-]
0	0.068	0.38	0.8	1.09	0.048	0.5	0.057
1	0.1	0.38	2.1	1.3	0.0287	0.5	0.057
2	0.1	0.38	3.5	1.3	0.0288	0.5	0.117
3	0.1	0.38	2.7	1.24	0.0285	0.5	0.013
4	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0283	0.5	0.033
5	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.08
6	0.1	0.38	2.7	1.22	0.0284	0.5	0.057
7	0.068	0.38	0.8	1.09	0.048	0.5	0.093
8	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.073
9	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.04
10	0.15	0.2	2	1.31	0.0285	0.5	0.05
11	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0285	0.5	0.05
12	0.1	0.38	2.7	1.22	0.0288	0.5	0.03
13	0.068	0.38	0.8	1.09	0.048	0.5	0.127
14	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0286	0.5	0.033
15	0.12	0.38	2.6	1.17	0.029	0.5	0.06
16	0.1	0.38	2.7	1.22	0.0288	0.5	0.015
17	0.1	0.38	2.7	1.24	0.049	0.5	0.053
18	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.027
19	0.1	0.38	2.7	1.25	0.0287	0.5	0.04
20	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.093
21	0.11	0.37	2.71	1.25	0.028	0.5	0.12
22	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.117
23	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.08
24	0.07	0.36	0.5	1.1	0.0048	0.5	0.03
25	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.103
26	0.1	0.39	2.6	1.22	0.027	0.5	0.087
27	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.04
28	0.095	0.41	1.9	1.31	0.0624	0.5	0.063
29	0.068	0.38	0.8	1.09	0.048	0.5	0.05
31	0.095	0.41	1.9	1.31	0.0624	0.5	0.15
32	0.085	0.39	2.6	1.33	0.0625	0.5	0.01
33	0.095	0.41	1.61	1.24	0.0624	0.5	0.027
34	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.043
35	0.095	0.41	1.61	1.24	0.0624	0.5	0.023
36	0.095	0.41	1.9	1.31	0.0624	0.5	0.043
37	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.027
38	0.068	0.38	0.8	1.09	0.048	0.5	0.057
39	0.07	0.39	2.4	1.18	0.03	0.5	0.047
40	0.068	0.38	0.8	1.09	0.048	0.5	0.043
41	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.027
42	0.068	0.37	2.65	1.25	0.02	0.5	0.023
43	0.069	0.39	2.7	1.22	0.025	0.5	0.083
44	0.095	0.41	1.9	1.31	0.0624	0.5	0.093
45	0.1	0.38	2.7	1.23	0.0288	0.5	0.02
46	0.16	0.39	2.66	1.3	0.028	0.5	0.04
47	0.1	0.38	2.7	1.21	0.0287	0.5	0.04
48	0.1	0.38	2.7	1.22	0.0286	0.5	0.04
49	0.098	0.37	2.8	1.24	0.025	0.5	0.05
50	0.1	0.38	2.7	1.23	0.028	0.5	0.06
51	0.1	0.38	2.1	1.21	0.028	0.5	0.077
52	0.1	0.38	2.1	1.3	0.028	0.5	0.037
53	0.095	0.41	1.9	1.31	0.0624	0.5	0.04
54	0.068	0.38	0.8	1.09	0.049	0.5	0.067

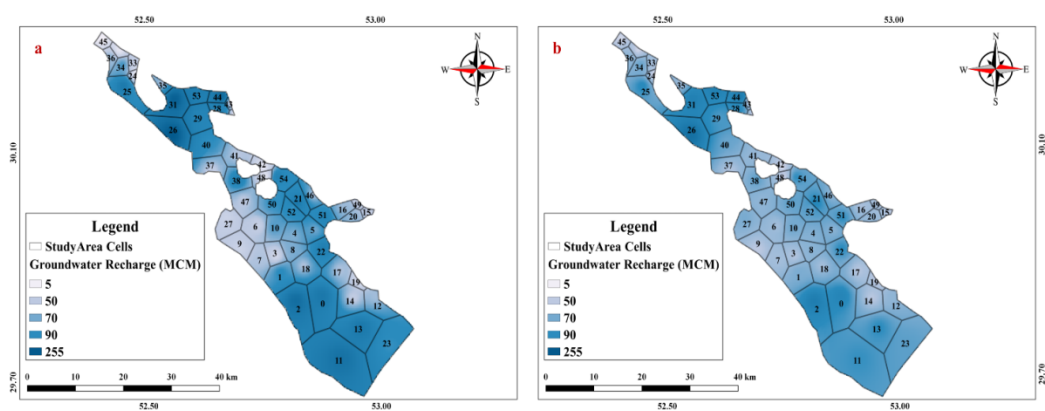


Figure 11. a) Recharge zoning map using unsaturated zone flow simulation method, b) using the water table fluctuation method

۴.۶. مقایسه تغذیه و روند تغییرات آن

نتایج حاصل از میزان تغذیه منابع آب‌ زیرزمینی ناشی از به‌کارگیری دو روش مختلف به‌صورت گام زمانی ماهانه و سالانه در شکل (۱۲) نشان داده شده است. همانطور که در شکل (۱۲-ا) قابل مشاهده است، بیش‌ترین میزان تغذیه با روش نوسانات سطح ایستابی به‌صورت ماهانه برابر است با ۳/۳۲ میلیون مترمکعب و کم‌ترین مقدار آن برابر است با ۰/۰۱ میلیون مترمکعب که به‌ترتیب در دی‌ماه سال آبی (۱۳۸۳-۱۳۸۲) و در خرداد ماه سال آبی (۱۳۸۷-۱۳۸۶) اتفاق افتاده است. هم‌چنین بیش‌ترین میزان تغذیه با روش شبیه‌سازی جریان با استفاده از مدل HYDRUS-1D به‌صورت ماهانه برابر با ۴/۴۱ میلیون مترمکعب در آذرماه سال آبی (۱۳۸۴-۱۳۸۳) و کم‌ترین میزان آن به ۰/۰۷ میلیون مترمکعب در مهرماه سال آبی (۱۳۸۳-۱۳۸۲) مشاهده شد. مطابق شکل (۱۲-ب) در روش نوسانات سطح ایستابی بیش‌ترین میزان تغذیه به‌صورت سالانه ۲۹۵/۱۸ میلیون مترمکعب در سال آبی (۱۳۹۱-۱۳۹۰) و کم‌ترین آن به میزان ۱۱۶/۷۰ میلیون مترمکعب در سال آبی (۱۳۹۷-۱۳۹۶) اتفاق افتاد است. در مقابل در روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع با مدل HYDRUS-1D بیش‌ترین میزان تغذیه ۴۵۲/۵۵ میلیون مترمکعب در سال آبی (۱۳۸۴-۱۳۸۳) و کم‌ترین میزان تغذیه ۱۷۸/۰۸ میلیون مترمکعب در سال آبی (۱۳۸۳-۱۳۸۲) رخ داده است. با توجه به اینکه بیش‌ترین و کم‌ترین بارش در سطح محدوده مطالعاتی به‌ترتیب در سال‌های آبی (۱۳۸۴-۱۳۸۳)، (۱۳۸۳-۱۳۸۲) و (۱۳۹۷-۱۳۹۶) اتفاق افتاده است، می‌توان بیان کرد که تغذیه به‌دست‌آمده با استفاده از روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع تطابق بیش‌تری با بارندگی که در سطح محدوده مطالعاتی اتفاق افتاده دارد. بررسی روند تغییرات تغذیه آب‌ زیرزمینی به‌صورت ماهانه و سالانه نشان داد که روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع با استفاده از مدل HYDRUS-1D سازگاری و هماهنگی بیش‌تری با بارش در سطح محدوده مطالعاتی دارد.

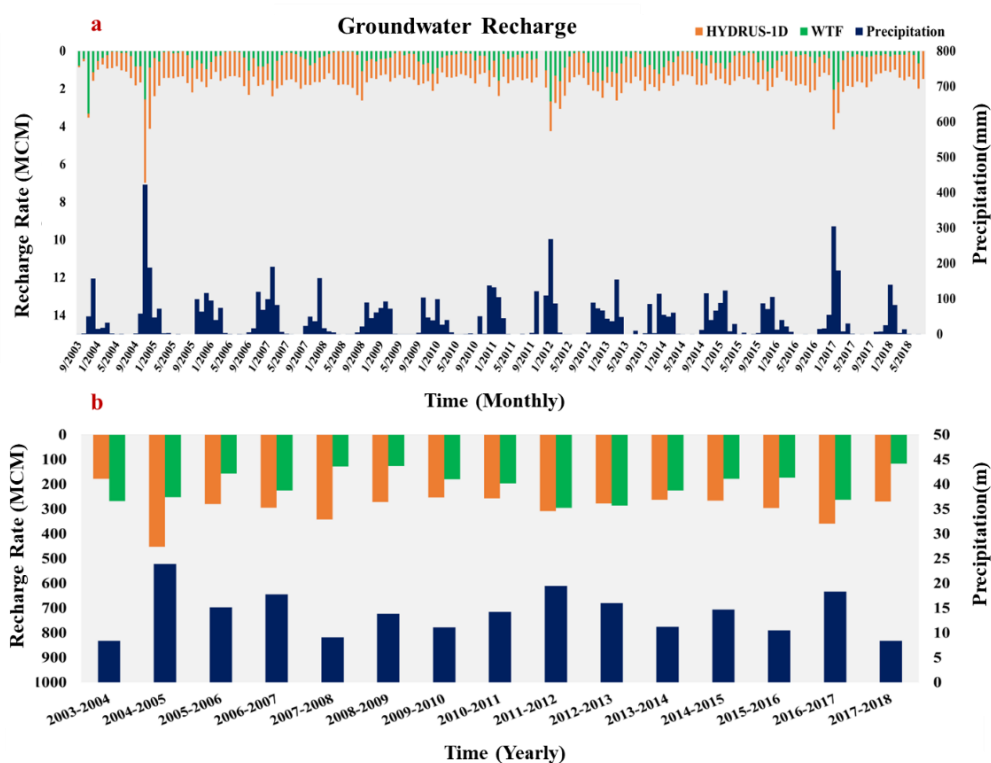


Figure 12. a) Monthly recharge, b) Annual recharge estimated by both methods with precipitation across the study area

۷.۴. جبهه‌های رطوبت در ستون‌های مختلف ناحیه غیراشباع و برآورد زمان تأخیر

با شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع، امکان روندیابی رطوبت در طول ناحیه غیراشباع به وجود آمد که بررسی و ارزیابی دقیق جبهه رطوبتی از سطح زمین تا رسیدن به تراز سطح ایستابی را میسر می‌ساخت. بنابراین از این قابلیت استفاده شد و برای بررسی زمان تأخیری که در فرایند تغذیه اتفاق می‌افتد اقدام شد. به جهت انجام این کار، براساس شبکه‌بندی محدوده و همچنین عمق و ضخامت ناحیه غیراشباع، محدوده به چند دسته گروه تقسیم‌بندی و برای هر دسته یک سلول به‌عنوان نماینده انتخاب و جبهه رطوبتی ناشی از ورود و نفوذ آب در سطح محدوده در آن بررسی شد. پس از تحلیل و بررسی جبهه‌های رطوبتی در سلول‌های انتخاب‌شده میزان تغییرات رطوبت در مقابل طول ستون خاک غیراشباع رسم شد که این تغییرات جبهه رطوبتی در شکل (۱۳) نشان داده شده است. برای دسته اول که دارای ضخامت ناحیه غیراشباع بین یک تا ۱۰ متر بود، میزان زمان تأخیر در تغذیه حداکثر تا یک ماه برآورد گردید، در ادامه برای سلول‌های دسته دوم که دارای ضخامت بین ۱۰ تا ۲۰ متری بودند، زمان تأخیر بین دو تا چهار ماهه برآورد شد و در نهایت برای دسته سوم از ستون‌های خاک غیراشباع که ضخامت ۲۰ الی ۵۰ متری ناحیه غیراشباع را دارا بودند، زمان تأخیر به اندازه یک تا دو سال در تغذیه آب‌ریزمینی مشاهده شد. نکته مهم و قابل توجهی که براساس این شکل‌ها می‌توان دریافت این است که تغییرات و نوسانات رطوبت بیش‌تر در عمق‌های نزدیک سطح زمین اتفاق افتاده است و هرچه فاصله از سطح زمین افزایش می‌یابد از نوسانات و تغییرات در رطوبت کاسته شده است (Jie *et al.*, 2022; Nazarieh *et al.*, 2018). عوامل ورودی همچون بارش که موجب تغذیه می‌شود در سطح محدوده مطالعاتی عددی بین ۳۰ روز تا ۷۳۰ روز متغیر است. این عدد می‌تواند براساس بافت خاک و طول ناحیه غیراشباع و میزان جریان ورودی به ستون خاک غیراشباع در مناطق مختلف متغیر باشد. به‌طور کلی، از آنجایی که در مناطق خشک و نیمه‌خشک طول ستون خاک غیراشباع زیاد و قابل توجه است، بنابراین مقدار زمان تأخیر نیز زیاد است. این شرایط ایجاب می‌کند که هرگونه اتخاذ تصمیم توسط مدیران و سیاست‌گذاران در رابطه با مصرف و بهره‌برداری از منابع آب‌ریزمینی با در نظر گرفتن این موضوع انجام شود که می‌تواند گام مؤثر و مهم در راستای بهره‌برداری، مدیریت، حفاظت و پایداری منابع آب‌ریزمینی باشد.

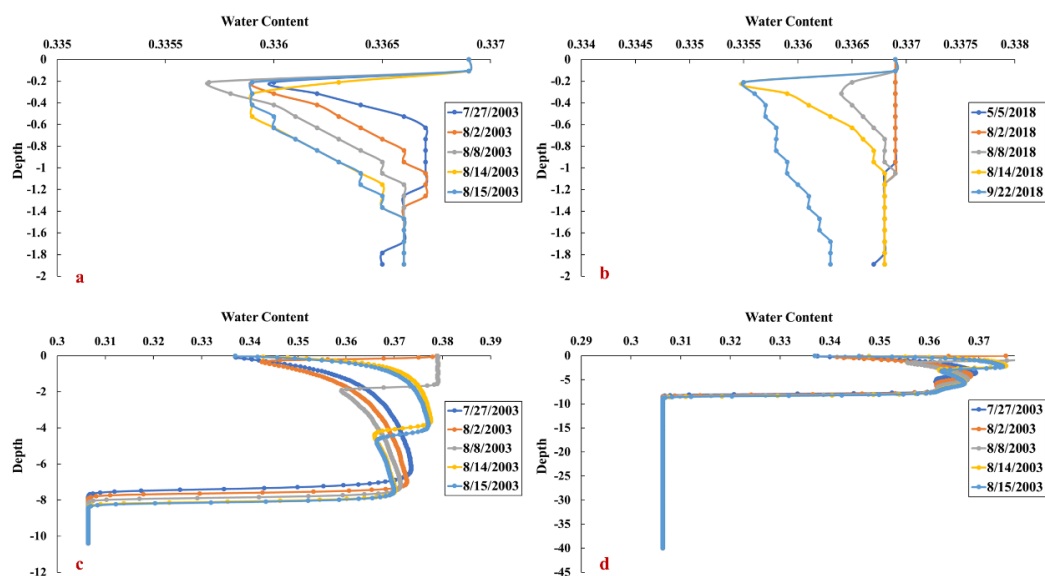


Figure 13. a) Waterfront in cell number 1 for the water year 2003-2004 , b) Waterfront in cell number 1 for the water year 2017-2018 , c) Waterfront in cell number 8 for the water year 2003-2004 , d) Waterfront in cell number 20 for the water year 2003-2004

۵. جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در این مطالعه دو روش متفاوت برای برآورد تغذیه منابع آب زیرزمینی مورد استفاده قرار گرفت. در روش نوسانات سطح ایستابی میزان تغذیه به‌طور میانگین برای کل محدوده ۲۰۴/۶۸ میلیون مترمکعب محاسبه شد. در حالی که در روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع، این مقدار برای کل محدوده ۲۹۱/۳۳ میلیون مترمکعب برآورد گردید. در مقایسه بین دو روش در برآورد میزان تغذیه منابع آب زیرزمینی یک اختلاف ۸۶/۶۵ میلیون مترمکعبی مشاهده شد، به‌طوری‌که میزان تغذیه برآوردشده توسط روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع با استفاده از مدل HYDRUS-1D بیش‌تر از روش نوسانات سطح ایستابی بود. این اختلاف در میزان تغذیه برآوردشده به تفاوت در اصول روش‌ها بازمی‌گردد، به گونه‌ای که در روش نوسانات سطح ایستابی، تغذیه در برخی از ماه‌های سال اتفاق می‌افتد (در ماه‌هایی که اختلاف تراز مقدار مثبتی است) این در حالی است که در روش مدل‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع، از زمان نفوذ واردشدن آب در خاک از سطح زمین شبیه‌سازی انجام می‌شود و پس رسیدن به سطح ایستابی، در تمامی ماه‌ها میزان تغذیه محاسبه می‌شود حتی اگر این میزان به مقدار کم و ناچیز باشد. بررسی روند تغییرات در تغذیه منابع آب زیرزمینی در گام‌های زمانی ماهانه و سالانه نشان داد که روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع تطابق بیش‌تری با بارش و تبخیر اتفاق افتاده در سطح محدوده مطالعاتی نسبت به روش نوسانات سطح ایستابی دارد. همچنین در فرایند واسنجی ملاحظه شد که میزان تغذیه به‌دست‌آمده با استفاده از روش شبیه‌سازی جریان در ناحیه غیراشباع تطابق و سازگاری بهتری با مقدار تغذیه گزارش‌شده در مطالعه غفاری سولا و همکاران (۱۴۰۴) با ضریب تعیین ۰/۹۸ دارد. بنابراین می‌توان بیان کرد که در نظر گرفتن ناحیه غیراشباع تأثیر قابل‌توجهی در برآورد تغذیه منابع آب زیرزمینی دارد، به‌طوری‌که دیدن این ناحیه موجب افزایش میزان در برآورد تغذیه شده و منجر به برآورد دقیقی از تغذیه آب زیرزمینی می‌شود.

این پژوهش همانند سایر پژوهش‌ها با محدودیت‌ها و عدم قطعیت‌هایی همراه است که باید در تفسیر نتایج مدنظر قرار گیرند. یکی از مهم‌ترین منابع اصلی عدم قطعیت شامل پارامترهای هیدرولیکی خاک و هدایت هیدرولیکی در ستون‌های خاک غیراشباع است که تغییرات محلی می‌تواند نتایج را تحت تأثیر قرار دهد. مورد دیگر مربوط به فرضیات مدل HYDRUS-1D است. از آنجایی که شبیه‌سازی جریان به‌صورت یک‌بعدی انجام شده، ممکن است در واقعیت این‌طور نباشد و جریان‌های جانبی فرایند شبیه‌سازی را تحت تأثیر قرار داده و عدم قطعیت ایجاد نمایند. در نهایت با توجه به این که شبیه‌سازی مصرف و جذب آب توسط ریشه گیاه در این مطالعه در نظر گرفته نشده است، پیشنهاد می‌شود در مطالعات آتی از قابلیت شبیه‌سازی جذب آب توسط ریشه گیاه و همچنین رشد ریشه گیاهان توسط مدل HYDRUS-1D برای شبیه‌سازی هم‌زمان رشد ریشه، مصرف گیاه و تعرق در فرایند تغذیه منابع آب زیرزمینی استفاده شود. این موضوع می‌تواند دقت برآورد تغذیه را به‌ویژه در مناطق کشاورزی که بیش‌ترین مصرف آب را دارند، افزایش دهد. علاوه بر موارد مطرح‌شده پیشنهاد می‌شود که در پژوهش‌های آینده داده‌های میدانی بیش‌تر برای واسنجی و اعتبارسنجی مدل جمع‌آوری و استفاده شود. توسعه مدل به‌صورت دو یا سه‌بعدی برای پوشش بهتر توزیع مکانی جریان انجام شود، همچنین بررسی زمان تأخیر با در نظر گرفتن کاربری اراضی و پوشش گیاهی مختلف بررسی شده و تحلیل‌های عدم قطعیت (مانند شبیه‌سازی مونت‌کارلو) به‌صورت کمی و تحلیل حساسیت پارامترهای هیدرولیکی انجام شود تا دقت و کارایی مدل افزایش یابد.

۶. پی‌نوشت‌ها

1. Watertable fluctuation method
2. Unsaturatedzone Simulation method
3. Cosmic-ray neutron sensing
4. Finite Element method
5. Vangenuchten-Mualem

۷. تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافع توسط نویسندگان وجود ندارد.

۸. منابع

- Addisie, M. B. (2022). Groundwater recharge estimation using water table fluctuation and empirical methods. *H2Open Journal*, 5(3), 457–468. <https://doi.org/10.2166/h2oj.2022.026>
- Arjmand Sharif, M., & Jafari, H. (2021). Estimation of Groundwater Recharge Lag Time in Mashhad-Chenaran Aquifer Using Cross-Correlation Method. *Water and Soil*, 35(4), 489-504. doi: 10.22067/jsw.2021.70672.1058. (In Persian).
- Cai, Z., & Ofterdinger, U. (2016). Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland. *Journal of Hydrology*, 535, 71–84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.066>
- Chae, G. T., Yun, S. T., Kim, D. S., Kim, K. H., & Joo, Y. (2010). Time-series analysis of three years of groundwater level data (Seoul, South Korea) to characterize urban groundwater recharge. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 43(1), 117–127. <https://doi.org/10.1144/1470-9236/07-056>
- Dandekar, A. T., Singh, D. K., Sarangi, A., & Singh, A. K. (2018). Modelling vadose zone processes for assessing groundwater recharge in semi-arid region. *Current Science*, 114(3), 608–618. <https://doi.org/10.18520/cs/v114/i03/608-618>
- De Silva, C. (2015). Simulation of Potential Groundwater Recharge from the Jaffna Peninsula of Sri Lanka using HYDRUS-1D Model. *OUSL Journal*, 7. <https://doi.org/10.4038/ouslj.v7i0.7307>
- Du, Q., & Ross, M. (2024). Timescale of Groundwater Recharge in High Percolation Coastal Plain Soils. *Water (Switzerland)*, 16(10). <https://doi.org/10.3390/w16101320>
- Fijani, E., Meysami, S., & Mozafari, M. (2023). 'Evaluation of Potential and the Amounts of Groundwater Recharge in the Garmsar Plain Aquifer Using Water Table Fluctuations and Piscopo Methods', *Ferdowsi Civil Engineering*, 36(1), pp. 1-18. doi: 10.22067/jfcej.2022.77818.1169. (In Persian).
- Ghaffari-Sola, M., Ketabchi, H., & Mahmoodzadeh, D. (2025). 'Groundwater withdrawal management measures using a finite difference mathematical model: A case study of Marvdasht aquifer in Fars province', *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 56(6), 1265-1288. doi: 10.22059/ijswr.2025.390956.669888. (In Persian).
- Ghafari, H., Rasoulzadeh, A., Raoof, M., & Esmeali, A. (2018). 'Estimation of Natural Groundwater Recharge using WTF Method (Case Study: Ardabil Plain Aquifer)', *Journal of Civil and Environmental Engineering*, 48(90), pp. 43-52. doi: 10.22034/ceej.2018.7576. (In Persian).
- Grismer, M. (2013). Estimating agricultural deep drainage lag times to groundwater: Application to Antelope Valley, California, USA. *Hydrological Processes*, 27, 378–393. <https://doi.org/10.1002/hyp.9249>
- Healy, R. W. (2010). Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511780745>
- Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91–109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Hung Vu, V., & Merkel, B. J. (2019). Estimating groundwater recharge for Hanoi, Vietnam. *Science of the Total Environment*, 651, 1047–1057. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.225>
- Jie, F., Fei, L., Li, S., Hao, K., Liu, L., & Li, J. (2022). Journal of Hydrology: Regional Studies Quantitative effects of vadose zone thickness on delayed recharge of groundwater for an irrigation district in an arid area of Northwest China. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 40(February), 101022. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101022>
- Labrecque, G., Chesnaux, R., & Boucher, M. A. (2020). Water-table fluctuation method for assessing aquifer recharge: application to Canadian aquifers and comparison with other methods. *Hydrogeology Journal*, 28(2), 521–533. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02073-1>
- Larijani, S., Noori, H., & Ebrahimian, H. (2017). Estimating Groundwater Recharge by HYDRUS-1D Model (Case Study: Hashtgerd). *Iranian Journal of Irrigation & Drainage*, 11(4), 572-585. (In Persian).
- Mali, S. S., Scobie, M., Schmidt, E., Okwany, R. O., Kumar, A., Islam, A., & Bhatt, B. P. (2021). Modelling vadose zone flows and groundwater dynamics of alluvial aquifers in Eastern Gangetic Plains of India: evaluating the effects of agricultural intensification. *Environmental Earth Sciences*, 80(18). <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09915-w>

- Min, L., Shen, Y., & Pei, H. (2015). Estimating groundwater recharge using deep vadose zone data under typical irrigated cropland in the piedmont region of the North China Plain Estimating groundwater recharge using deep vadose zone data under typical irrigated cropland in the piedmont regio. May 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.04.064>
- Nogueira, G. E. H., & Gonçalves, R. D. (2022). Groundwater recharge in phreatic aquifers, a case study: modeling unsaturated zone and recharge rates of the Rio Claro Aquifer using Hydrus-1D. *Holos Environment*, 21(3), 402–422. <https://doi.org/10.14295/holos.v21i3.12455>
- Nazarieh, F., Ansari, H., Ziaei, A. N., Izady, A., Davari, K., & Brunner, P. (2018). Spatial and temporal dynamics of deep percolation, lag time and recharge in an irrigated semi-arid region. *Hydrogeology Journal*, 26(7), 2507–2520. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1789-z>
- Nugraha, G. U., Lubis, R. F., Bakti, H., & Hartanto, P. (2021). Groundwater Recharge Estimation Using Water Budget and Water Table Fluctuation Method in the Jakarta Groundwater Basin, 1(1), 25–38. <https://doi.org/10.51835/iagij.2021.1.1.12>
- Rassam, D., Šimůnek, J., Mallants, D., & van Genuchten, M. T. (2018). The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media: Tutorial, version 1.00. In *CSIRO Land and Water, Australia* (Issue July).
- Scheiffele, L. M., Munz, M., Francke, T., Baroni, G., & Sascha, E. (2024). Enhancing hectare-scale groundwater recharge estimation by integrating data from cosmic-ray neutron sensing into soil hydrological modelling cosmic-ray neutron sensing into soil hydrological modelling Key Points.
- Seeboonruang, U. (2015). An application of time-lag regression technique for assessment of groundwater fluctuations in a regulated river basin: a case study in Northeastern Thailand. *Environmental Earth Sciences*, 73(10), 6511–6523. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3872-7>
- Šimůnek, J., M. Šejna, G. Brunetti, and M. Th. van Genuchten, The HYDRUS Software Package for Simulating One-, Two-, and Three-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Porous Media, Technical Manual I, Hydrus 1D, Version 5.x, PC Progress, Prague, Czech Republic, 334 pp., 2022.
- Simunek Jirka, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., & Van Genuchten, M. (2013). The Hydrus-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.17, HYDRUS Software Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, Calif. USA.
- Xue, D., Dai, H., Liu, Y., Liu, Y., Zhang, L., & Lv, W. (2022). Interaction Simulation of Vadose Zone Water and Groundwater in Cele Oasis: Assessment of the Impact of Agricultural Intensification, Northwestern China. *Agriculture (Switzerland)*, 12(5). <https://doi.org/10.3390/agriculture12050641>