

Research Paper



Groundwater recharge assessment in the Urmia aquifer using WetSpass-M model



Parisa Ghaharahmani Saatloo¹, Mahdi Erfanian^{2*}, Mirhassan Miryaghoubzadeh³, Ata Allah Nadiri⁴, Mahdi Soleimani-Motlagh⁵, Maryam Gharekhani⁶

- 1- Ph. D. Graduate, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Urmia University, Urmia, Iran. Ghahramani.pa@gmail.com
 2- Associate Professor, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Urmia University, Urmia, Iran. Erfanian.ma@gmail.com
 3- Associate Professor, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Urmia University, Urmia, Iran. m.miryaghoubzadeh@gmail.com
 4- Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, Iran. nadiri.ata@gmail.com
 5- Assistant Professor, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Lorestan University, Khorramabad, Iran. mahdimotlagh@gmail.com
 6- Ph.D, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, Iran. m.gharekhani90@gmail.com

Keywords

Groundwater, Recharge, WetSpass, Water Balance, Lake Urmia

Received: 2024/11/22

Accepted: 2025/02/05

Published: 2025/07/21

ABSTRACT

Introduction

Knowledge of groundwater resource potential is important for groundwater management and sustainable use. Groundwater potential is directly dependent on recharge (Tilahun & Merkel, 2009, 1443). Drying lakes and rivers, declining groundwater resources, land subsidence, water contamination, water supply rationing and disruptions, forced migration, agricultural losses, salt and sand storms, and ecosystem damages are the modern waterrelated issues of a nation which was once recognized as the pioneer of sustainable water management for thousands of years (Madani, 2014, 315). The evaluation of the groundwater recharge is considered as an important step to assess and manage the sustainable use of the groundwater resources.

Methodology

The WetSpass-M model, a GIS-based spatial distribution model, estimates groundwater recharge. Cell-by-cell, this distributed model calculates water balance components—including evapotranspiration, surface runoff, and groundwater recharge. Input data for the model include meteorological data, such as temperature, precipitation, and wind speed, sourced from meteorological, rain gauge, and synoptic stations from 2006 to 2020. We obtained topographic maps, including DEM with a spatial resolution of 12.5 meters, from ALOS PALSAR and then created a slope map.

*Correspondin Author: Dr. Mahdi Erfanian,; Erfanian.ma@gmail.com

How to cite this article: Ghahramani Saatloo, P., Erfanian, M., Miryaghoubzadeh, M., Nadiri, A., Soleimani-Motlagh, M., & Gharekhani, M. (2025). Groundwater recharge assessment in the Urmia aquifer using WetSpass-M model. *Hydrogeomorphology*, 12(43):104-124

DOI: 10.22034/hyd.2025.64652.1767



Copyright: ©by the authors

Publisher: University of Tabriz

We extracted soil texture maps from the Global Soil Map (USDA), with a spatial resolution of 250 meters. We acquired land use maps from the Sentinel satellite, with a spatial resolution of 10 meters at a global scale. We also used remote sensing data, including snow cover data from the MODIS product with a spatial resolution of 5000 meters (MOD10CM) and the Terra–Aqua combined 8-day product Leaf Area Index (LAI) dataset with a 500-meter pixel size (MCD15A2H). We resampled all input layers to a 500-meter resolution, maintaining the same number of rows and columns. Then, we converted them in ArcMap software to ASCII files to read by the WetSpss-M model. We prepared 180 raster files in text format for each variable (15 years, 180 months). Each raster layer consisted of 113 rows and 80 columns, with a 500-meter resolution. We calibrated the model using historical data and compared the estimated annual recharge values for 2009 and 2019 with observed data obtained from the Scanlon method (Scanlon, 2002). We evaluated model performance using metrics such as Kling-Gupta Efficiency (KGE), Percent Bias (PBIAS), Root Mean Square Error (RMSE), and Mean Absolute Error (MAE). This model's flexibility allowed for incorporating diverse hydrological parameters, thereby improving the accuracy of recharge estimates.

Results and Discussion

We conducted the model calibration based on the parameters listed in Table 1. We adjusted these parameters until the initial values approached optimal levels. Subsequently, we input monthly data from 2006 to 2020 into the model. Except for the layers representing elevation, slope, land use, and soil texture, the remaining data were applied monthly. The model outputs included runoff, evapotranspiration, total runoff, and recharge amounts, with their annual sums for the specified statistical period presented in Fig. 4. In these maps, each pixel represents the yearly value of each component in mm. As observed in this study, the western and northwestern parts of the aquifer received more precipitation, with the highest runoff occurring in the west of areas that experienced the most rainfall. High recharge values were noted in the northern, western, and southern regions. In addition to precipitation, other variables, such as land use, influenced recharge amounts. Specifically, pasture and certain agricultural areas exhibited the highest recharge, while residential areas showed the lowest recharge values. Despite high rainfall in residential areas, a more significant runoff was observed. Regarding evapotranspiration, the western and central parts of the watershed demonstrated high rates due to substantial rain, whereas the northern areas exhibited lower evapotranspiration rates. Additionally, from the annual average between 2006 and 2020, approximately 47.54% of precipitation was allocated to recharge, 24.14% to evapotranspiration, 26.3% to runoff, and 2% to interception.

Conclusions

This research provides valuable insights into groundwater recharge dynamics in the Urmia aquifer basin. The WetSpss-M model proved effective in estimating recharge rates and understanding the interactions of hydrological components. The findings underscore the necessity of identifying high recharge potential areas for sustainable groundwater management. Effective land use practices are essential to enhance groundwater recharge and mitigate the risks of depletion due to excessive extraction. Awareness of areas with high recharge potential serves as a strategy to improve water resources, preventing the depletion of groundwater reserves due to excessive extraction. Additionally, optimal utilization of floodwater contributes to the sustainability of aquifers. Identifying areas suitable for artificial recharge improves the speed and accuracy of research and implementation efforts while avoiding unnecessary costs.

مقاله پژوهشی



ارزیابی تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از مدل WetSpa-M در آبخوان ارومیه



پریسا قهرمانی ساعتلو^۱، مهدی عرفانیان^۲، میرحسن میریعقوبزاده^۳، عطالله ندیری^۴، مهدی سلیمانی مطلق^۵، مریم قره‌خانی^۶

۱- دانش آموخته دکتری، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران. Ghahramani.pa@gmail.com

۲- دانشیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران. Erfanian.ma@gmail.com

۳- دانشیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران. m.miryaghoobzadeh@gmail.com

۴- استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران. nadiri.ata@gmail.com

۵- استادیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران. mahdimotlagh@gmail.com

۶- دانش آموخته دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران. m.gharekhani90@gmail.com

چکیده

کلیدواژه‌ها

توجه به مسئله تغذیه نزولات جوی و تخمین دقیق آن در آبخوان‌های ایران اهمیت زیادی دارد. استفاده از روش‌های مناسب برآورد تغذیه با توجه به شرایط منطقه‌ای، ضرورت دارد. مولفه تغذیه از اجزای کلیدی معادله بیلان آب است که به عنوان ورودی سیستم آب زیرزمینی، عملکرد سیستم آبخوان را کنترل می‌کند. در این پژوهش از مدل WetSpa-M به منظور برآورد تغذیه سالانه دشت آبخوان ارومیه استفاده شد. به دلیل استفاده از داده‌های قابل دسترس، این مدل قادر به تخمین مقادیر تغذیه به صورت توزیعی می‌باشد و مولفه‌های بیلان به صورت ماهانه، فصلی و سالانه قابل برآورد است. پس از واسنجی مدل، مقادیر ماهانه رواناب، تغذیه، تبخیر و تعرق و برگاب در دوره آماری ۲۰۰۶-۲۰۲۰ برآورد شد. بیشترین مقدار رواناب در بخش غربی و بالاترین نرخ تغذیه در مناطق شمالی، غربی و جنوبی مشاهده شد. بعلاوه، بخش‌های غربی و مرکزی، تبخیر و تعرق بالاتری داشته و در بخش شمالی دشت آبخوان، کمترین تبخیر و تعرق برآورد شد. از نظر بیلان آب، نتایج نشان داد حدود ۴۷/۵۴ درصد بارش سالیانه به تغذیه، ۱۴/۲۴ درصد به تبخیر و تعرق، ۲۶/۳ درصد به رواناب و ۲ درصد به برگاب تبدیل می‌شوند. در مرحله اعتبارسنجی، مقادیر برآوردی مدل WetSpa-M با مقادیر مشاهده‌ای روش Scanlon مورد اعتبارسنجی قرار گرفت. باتوجه به وجود آمار چاه‌های مشاهداتی برای دو سال ۲۰۰۹ و ۲۰۱۹ اعتبارسنجی انجام گرفت و از معیارهای ارزیابی R ، MAE ، RSR ، $PBIAS$ ، KGE و Dr استفاده گردید. نتایج نشان داد که مقادیر تغذیه سالانه برآوردی با مقادیر مشاهده‌ای، مشابهت دارد و کارایی مدل بر اساس معیارهای KGE و Dr به عنوان مناسب‌ترین معیارهای ارزیابی نشان داد که مقادیر تغذیه WetSpa و مقادیر تغذیه‌ای مشاهده‌ای روش Scanlon نزدیک به هم می‌باشند.

آب زیرزمینی، تغذیه، WetSpa، بیلان آب، دریاچه ارومیه.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۹/۰۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۱۷

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۴/۳۰

ارجاع به این مقاله: قهرمانی ساعتلو، پریسا؛ عرفانیان، مهدی؛ میریعقوبزاده، میرحسن؛ ندیری، عطالله؛ سلیمانی مطلق، م؛ قره‌خانی، (۱۴۰۴). ارزیابی تغذیه آب زیرزمینی با استفاده از مدل WetSpa-M در آبخوان ارومیه. هیدروژنومورفولوژی، ۱۲(۴۳): ۱۰۱-۱۲۴.

شناسه دیجیتال مقاله: 10/22034/hyd.2025.64652.1767

*نویسنده مسئول: مهدی عرفانیان
Erfanian.ma@gmail.com
 رایانامه:



Copyright: ©2025 by the authors

Publisher: University of Tabriz

مقدمه

آب زیرزمینی از مهم‌ترین و بزرگترین منابع تامین آب شیرین مورد نیاز انسان‌هاست و نقش اساسی در ایجاد و حفظ اکوسیستم‌های خشکی و آبی و توسعه تمدن بشری دارد (واتو^۱، ۲۰۱۵: ۳۷). در چند دهه اخیر، با رشد روز افزون جمعیت و افزایش تقاضا و مصرف آب، بهره‌برداری از ذخایر آب زیرزمینی به شدت روبه فزونی گذاشته و روند افت سطح ایستایی را به دنبال داشته است (مدنی، ۲۰۱۴: ۳۱۵). پایین رفتن سطح آب زیرزمینی و تخلیه سفره آب زیرزمینی (آبخوان) موجب خشک شدن چاه‌های نیمه‌عمیق و قنات، کاهش آبدی چاه‌های عمیق، کف‌شکنی مداوم و تعمیق چاه‌های عمیق، افزایش هزینه نصب تجهیزات در اعماق زیادتر، فرونشست زمین، تنزل کیفیت آب، شور شدن آب چاه‌ها در اثر حرکت جبهه آب شور به ویژه در آبخوان‌های ساحلی شده است (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۳: ۴۸).

ارزیابی سیستم‌های منابع آب زیرزمینی برای مدیریت صحیح و پایدار طرح‌های آب‌های زیرزمینی و بهبود عملکرد آنها در تامین آب و آبیاری اهمیت دارد (تیلان و مارکل^۲، ۲۰۰۹: ۱۴۴۳). تغذیه آب باران و افزایش سطح ایستایی، کلید توسعه پایدار در مناطق خشک و نیمه‌خشک می‌باشد و برداشت از آب زیرزمینی نباید از مقدار تغذیه آبخوان تجاوز کند (گویی و همکاران^۳، ۲۰۱۷: ۷۹۱). عمر منابع آب زیرزمینی، معیشت جوامع وابسته به آبخوان و سایر اکوسیستم‌ها به نرخ پرشدن آب‌های زیرزمینی بستگی دارد (تیلور^۴، ۲۰۱۳: ۳۷۴). بدلیل مقادیر کم بارش سالانه و بالا بودن دما و یا نرخ تبخیر و تعرق، مقدار تغذیه آبخوان در مناطق خشک و نیمه‌خشک بسیار پایین‌تر است (زارعی و همکاران، ۲۰۱۶: ۲۰۰).

تغذیه از جمله مولفه‌های مهم بیلان آب است که به عنوان ورودی سیستم آب زیرزمینی، عملکرد سیستم آبخوان را کنترل می‌کند. تعیین توزیع مکانی زون‌های تغذیه و تخمین مقدار تغذیه سالانه به عنوان گام اساسی در مدیریت آبخوان شناخته می‌شود. پایداری آبخوان را می‌توان با عوامل متعدد شامل مقدار بارش، رواناب سطحی، تغذیه (نفوذ عمقی) و فعالیت‌های انسانی مرتبط دانست (بردهاوفت^۵، ۲۰۰۲: ۳۴۰). تغذیه آب زیرزمینی زمانی اتفاق می‌افتد که با ورود آب به منطقه اشباع، سطح ایستایی آب دوباره بالاتر رود (بتلن و اسمیت^۶، ۲۰۰۷: ۳۳۷). در بیشتر سیستم‌های آب زیرزمینی هر دو نوع تغذیه پراکنده (حرکت گسترده آب از سطح زمین تا عمق ایستایی در مناطق وسیع به دلیل بارش) و تغذیه متمرکز (نفوذ آب از پیکره‌های آبی (دریاچه، تالاب، رودخانه، مخازن) به سیستم آب زیرزمینی اتفاق می‌افتد (سدان و همکاران^۷، ۲۰۲۱: ۳). اهمیت تغذیه متمرکز در یک آبخوان با افزایش شدت خشکی در سطح آبخوان افزایش می‌یابد. تغذیه متمرکز برپایه اپیزودیک^۸ در نواحی نیمه‌خشک مانند شرق آفریقا (تیلور، ۲۰۱۳: ۳۷۴؛ فور^۹، ۲۰۰۹: ۱؛ کروسبی و همکاران^{۱۰}، ۲۰۱۲: ۲۴۶) تا حدی زیادی به مقدار و شدت بارندگی بستگی دارد.

روش‌های مختلف شامل بیلان آب، ایزوتوپ، نوسانات سطح ایستایی و استفاده از ردیاب‌های ژئوشیمیایی مانند غلظت یون کلرید برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی توسعه یافته است (دیرج و نداو^{۱۱}، ۲۰۱۹: ۳۸). انتخاب مناسب روش تخمین تغذیه آب زیرزمینی به در دسترس بودن داده‌های مورد نیاز، مکانیسم تغذیه آبخوان مورد مطالعه و مقیاس‌های مکانی-زمانی بستگی دارد (پنهان و همکاران^{۱۲}، ۲۰۲۲: ۲). در این تحقیق، با تاکید بر معادله بیلان آب از مدل WetSpas-M¹³ با توجه به توزیعی بودن آن (پیکسل پایه) و نیاز به نقشه‌ها و داده‌های قابل دسترس در آبخوان ارومیه، انتخاب گردید.

¹ Watto² Tilahun and Markel³ Ghouili et al.⁴ Taylor⁵ Bredehoeft⁶ Batelaan and Smedt⁷ Seddon et al.⁸ Episodic⁹ Favreau et al.¹⁰ Crosbie et al.¹¹ Dereje and Nedaw¹² Yenehun et al.¹³ Water and Energy Transfer between Soil, Plants and Atmosphere under quasi Steady State-Modified

کارایی خوب مدل WetSpa-M در حوضه آبخیز همدان- بهار (صفری شاد، ۱۳۹۶: ۸۸)، بلژیک (بتلان و اسمیت^۱، ۲۰۰۷: ۳۵۲)، آبخوان دلتای نیل (آرمانوس و همکاران^۲، ۲۰۱۶: ۵۵۳)، اتیوپی (تکلبیرهان و همکاران^۳، ۲۰۱۲: ۱۰۹ و ملا و همکاران^۴، ۲۰۱۹: ۱۳)، نوار غزه در فلسطین (آئیش و همکاران^۵، ۲۰۱۰: ۲۱۷۷)، تونس (گراف و پرزیبلیک^۶، ۲۰۱۴: ۳۵) و دریاچه مانیارا^۷ در تانزانیا (نیمبو و همکاران^۸، ۲۰۲۲: ۶) نشان می‌دهد که این مدل برای تخمین تغذیه در مناطق مختلف اقلیمی دنیا، عملکرد یا کارایی رضایت‌بخشی داشته است. در اکثر مطالعات مقدار تغذیه حاصل از مدل WetSpa با داده‌های ماهانه دبی ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری و آمار تبخیر اعتبارسنجی شده و داده‌های شاخص سطح برگ و پوشش سطح برف به عنوان ورودی مدل مورد توجه قرار نگرفته است (بابائی و کتابچی، ۱۳۹۹: ۱۴۶۳؛ بشیریان، ۱۳۹۹: ۹۲؛ عبداللهی، ۱۳۹۸: ۸۷۱؛ محمودی، ۱۳۹۹: ۳۳؛ کیسیکی و همکاران^۹، ۲۰۲۳: ۶۳۳).

تاکنون در اکثر تحقیقات انجام شده در ایران، در تخمین تغذیه از مدل‌های ساده و با تعداد فاکتور کم و موثر استفاده شده است که در اغلب آنها مقدار تغذیه به صورت تقریبی و غیر توزیعی بدست آمده است. مدل WetSpa با در نظر گرفتن تعداد زیاد فاکتور ورودی، تخمین نزدیک به واقعیت‌تری از میزان تغذیه را ارائه می‌دهد. علاوه بر اعتبارسنجی مقدار تغذیه برآوردی از متغیرهای اندازه‌گیری شده مختلف استفاده شده است. با توجه به فقدان داده‌های مشاهده‌ای از مقادیر تغذیه، در منظور اعتبارسنجی از روش‌های غیرمستقیم استفاده شده است و در تحقیقات بسیار اندک از روش‌های تخمین مستقیم و با دقت بالا و نزدیک به واقعیت‌تر استفاده شده است (ندیری و همکاران، ۲۰۱۷: ۶۹۹؛ چاترجی و همکاران^{۱۰}، ۲۰۲۰: ۱۱).

هدف اصلی پژوهش حاضر، تخمین مقدار تغذیه آبخوان دشت ارومیه با استفاده از نسخه اصلاح‌شده مدل WetSpa است، بدین‌منظور از داده‌های ماهانه ایستگاه سینوپتیک ارومیه (بارش، دما و تبخیر و تعرق)، همچنین چاه‌های پیژومتری و بهره‌برداری و داده‌های رستری سنجش از دوری طی سال‌های ۱۳۸۵ تا ۱۴۰۰ (۲۰۲۰-۲۰۰۶) به مدت ۱۸۰ ماه استفاده شد. از داده‌های ورودی مختلف شامل دما، بارش، سرعت باد، کاربری اراضی، درصد پوشش برف^{۱۱}، شاخص سطح برگ^{۱۲}، عمق آب زیرزمینی، بافت خاک، تبخیر و تعرق پتانسیل، مدل رقومی ارتفاع و شیب استفاده شده است. در این تحقیق برای اولین بار در ایران از داده‌های سنجش از دوری درصد پوشش برف و شاخص سطح برگ در تولید متغیرهای ورودی مدل WetSpa-M استفاده شده است. همچنین از پایگاه جهانی GPCC در تهیه نقشه رقومی بارندگی ماهانه دشت آبخوان ارومیه استفاده گردید. مقادیر سالانه تغذیه برآوردی با مقادیر تغذیه روش Scanlon (به‌عنوان مقادیر مشاهده‌ای)، در مرحله اعتبارسنجی مدل مورد ارزیابی قرار گرفت. بر خلاف تحقیقات گذشته، اعتبارسنجی مدل بر اساس رواناب سطحی یا تبخیر و تعرق برآوردی و مشاهده‌ای، ملاک عمل نبوده است.

مواد و روش‌ها

آبخوان ارومیه

منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان غربی واقع بوده و مساحت آن حدود ۹۶۲ کیلومترمربع است. دشت آبخوان ارومیه بین عرض جغرافیایی ۳۷° ۲۱' تا ۳۷° ۴۹' شمالی و بین طول جغرافیایی ۴۴° ۵۷' تا ۴۵° ۱۶' شرقی واقع شده است. این دشت در بخش غربی و مجاور دریاچه ارومیه قرار دارد و میانگین عمق سطح ایستابی در حدود ۵/۷ متر و میزان افت متوسط آن در طول دوره آماری به ترتیب برابر ۵/۷ و ۰/۵ متر می‌باشد. عمق سطح ایستابی از ۶۴ متر در مناطق کوهپایه‌ای و دامنه‌ها تا ۴ متر در مجاورت دریاچه ارومیه متغیر

¹ Batelaan and Smedt

² Armanuos et al.

³ Teklebirhan et al.

⁴ Molla et al.

⁵ Aish et al.

⁶ Graf and Przybyłek

⁷ Manyara

⁸ Nyembo et al.

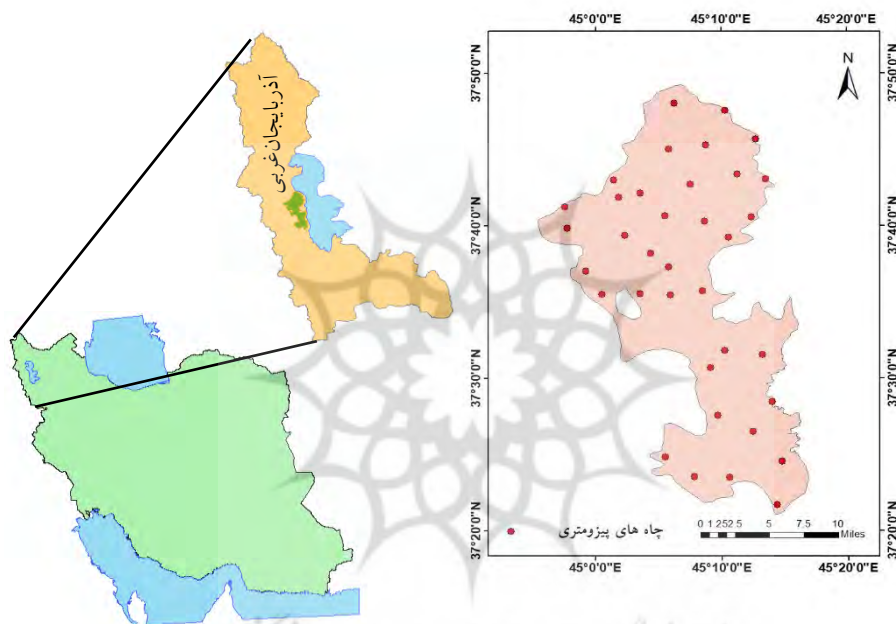
⁹ Kisiki et al.

¹⁰ Chatterjee et al.

¹¹ Snow Cover

¹² LAI

است و در محدوده شهر ارومیه حدود ۱۵ متر می‌باشد. عمق سنگ بستر آبخوان، بسیار متغیر است و متوسط عمق آن بر اساس اطلاعات لوگ‌های حفاری در حدود ۱۷۰ متر برآورد شده است (گزارشات بیلان آب دشت ارومیه، ۱۳۹۳). میانگین بارندگی منطقه برابر ۳۸۰ میلی‌متر در سال است که در مقایسه با میانگین بارندگی ایران (۲۸۰ میلی‌متر) در وضعیت خوبی قرار دارد. بعلاوه، رودخانه‌های دائمی شامل سیمینه‌رود، زرینه‌رود، شهرچای، دره‌چای، زولاچای، صوفی‌چای، باراندوزچای، نازلوچای از طریق دشت آبخوان به دریاچه ارومیه زهکش می‌شوند. میانگین دمای سالانه منطقه برابر ۹/۸ درجه سانتی‌گراد است. دشت آبخوان در مجاورت دریاچه ارومیه قرار دارد و جنس آن اغلب از نوع آبرفتی است. براساس گزارش شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی طی سال‌های ۱۳۹۲-۱۳۸۰، به دلیل توسعه شهرنشینی و افزایش مصارف آب برای کشاورزی و باغداری، بهره‌برداری بیش از حد از منابع آب زیرزمینی در این آبخوان انجام شده است به طوری که سطح ایستایی، طی ۱۲ سال گذشته در حدود ۲/۵ فوت پیدا کرده است (منبع: داده‌های گزارش شده از شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی طی سال‌های ۱۳۹۲-۱۳۸۰). موقعیت جغرافیایی آبخوان دشت ارومیه در شکل ۱ آمده است.



شکل (۱): موقعیت جغرافیایی دشت آبخوان ارومیه و چاه‌های پیرومتری

Figure: (1) Geographical location of Urmia aquifer plain

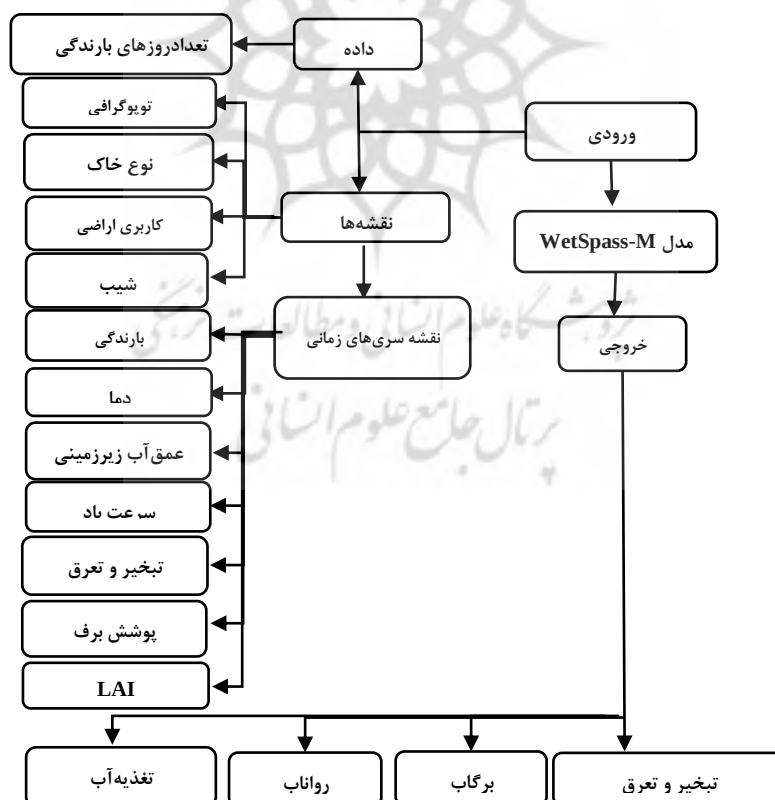
داده‌های مورد نیاز

چون اجرای مدل WetSpss-M به داده‌های ورودی زیادی نیاز دارد، از اطلاعات مشاهداتی و داده‌های سنجش از دور استفاده شد. داده‌های مورد نیاز در اجرای مدل در فلوچارت تحقیق حاضر در شکل ۲ نمایش داده شده است که به طور خلاصه به توصیف آنها پرداخته می‌شود. لازم به ذکر است قدرت تفکیک مکانی تمام لایه‌های ورودی و خروجی مدل برابر ۵۰۰ متر تعریف شد.

(۱) برای برآورد متغیرهای رواناب، تبخیر و تعرق، برگاب و تغذیه آب‌های زیرزمینی، از داده‌های ماهانه دما و سرعت باد سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۲۰ در ایستگاه هواشناسی سینوپتیک ارومیه واقع در دشت آبخوان استفاده شد.

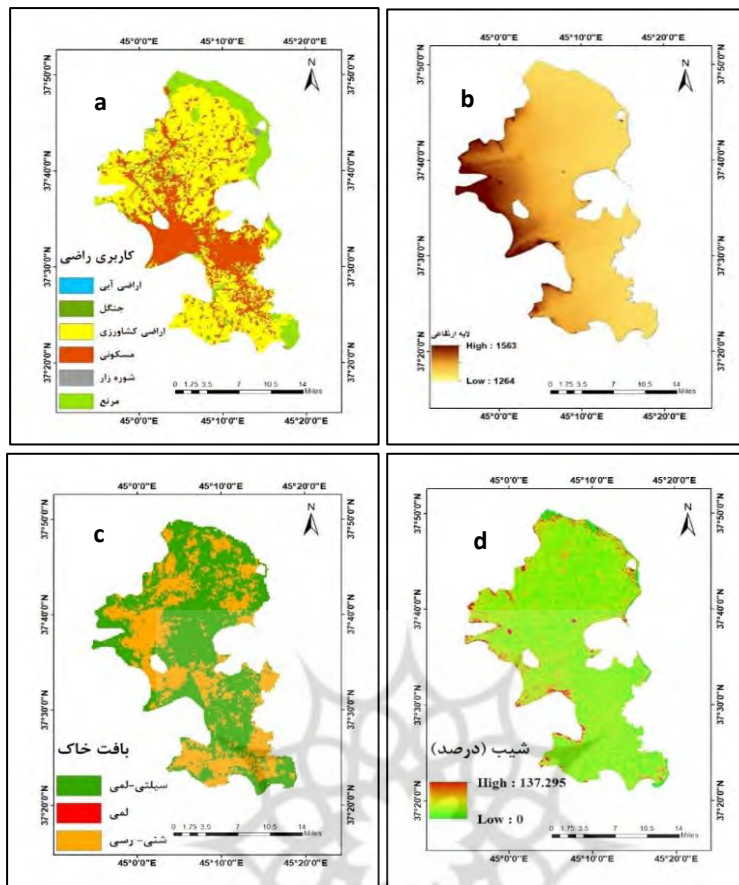
(۲) نقشه مدل رقومی ارتفاع (DEM) از پایگاه ALOS PALSAR با قدرت تفکیک ۱۲/۵ متر دانلود شد و از آن برای تهیه نقشه شیب استفاده گردید.

- (۳) داده‌های ماهانه عمق آب زیرزمینی از چاه‌های پیژومتری موجود در دشت آبخوان در دوره آماری ۲۰۰۶ تا ۲۰۲۰
- (۴) داده‌های تبخیر و تعرق پتانسیل ماهانه (میلی‌متر) مطابق روش تورنوایت بدست آمد.
- (۵) نقشه بافت خاک از پایگاه جهانی خاک (USDA) با قدرت تفکیک مکانی ۲۵۰ متر استخراج شد.
- (۶) نقشه کاربری اراضی استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای سنتیل با قدرت تفکیک ۱۰ متر (قابل دسترس جهانی) تهیه شد.
- (۷) نقشه‌های رستری شاخص سطح برگ (LAI) از محصولات ۸ روزه سنجنده مودیس با قدرت تفکیک ۵۰۰ متر بدست آمد.
- (۸) نقشه‌های سطح پوشش برف از محصول MOD10CM سنجنده مودیس با قدرت تفکیک ۵۰۰۰ متر تهیه شد.
- (۹) با توجه به تاثیر بالای بارش بعنوان ورودی سیستم آبخوان و به دلیل فقدان ایستگاه‌های ثبت بارش در سطح دشت آبخوان از پایگاه جهانی GPCC در تولید نقشه‌های رستری ماهانه بارش استفاده شد.
- (۱۰) داده‌های پمپاژ یا برداشت آب از چاه‌های بهره‌برداری واقع در دشت آبخوان که در سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۹ اندازه‌گیری شده و قابل دسترس بوده است (طبق گزارشات شرکت آب منطقه‌ای)، مورد استفاده قرار گرفت.
- از بین داده‌های ورودی مدل، لایه‌های شیب، لایه ارتفاعی، کاربری اراضی و بافت خاک (شکل ۳) طی دوره آماری، ثابت می‌باشند و سایر لایه‌های ورودی به صورت ماهانه تهیه شده است (۱۸۰ لایه برای هر فاکتور طی ۱۵ سال) می‌باشد.



شکل (۲): متغیرها و داده‌های ورودی و خروجی مدل WetSpas-M

Figure: (2) Input and output data and variables of the WetSpas-M model



شکل (۳): لایه های ورودی WetSpas-M شامل (a) کاربری اراضی، (b) مدل رقومی ارتفاع، (c) بافت خاک و (d) شیب (درصد)

Figure (3): WetSpas-M input layers, including a) land use, b) DEM, c) soil texture, and d) slope

معادله بیلان آب

به طور خلاصه، در مدل WetSpas-M مولفه های بیلان آب از روابط زیر برآورد می شوند:

$$ET_{raster} = \alpha_v ET_v + \alpha_s ET_s + \alpha_o ET_o + \alpha_i ET_i \quad (1)$$

$$S_{raster} = \alpha_v S_v + \alpha_s S_s + \alpha_o S_o + \alpha_i S_i \quad (2)$$

$$R_{raster} = \alpha_v R_v + \alpha_s R_s + \alpha_o R_o + \alpha_i R_i \quad (3)$$

که ET_{raster} ، S_{raster} و R_{raster} به ترتیب نشان دهنده تبخیر و تعرق، رواناب سطحی و تغذیه آب زیرزمینی (میلی متر) می باشند. ضرایب α_i ، α_o ، α_s ، α_v به ترتیب درصد مساحت یک پیکسل شامل پوشش گیاهی، خاک لخت، مخازن آب و یا سطح نفوذناپذیر هستند. اجزای معادله بیلان آب در هر پیکسل به طور ساده طبق رابطه (۴) برآورد می شوند:

$$P = I + S + ET + R \quad (4)$$

که در این رابطه، متغیرهای بارش (P)، برگاب (I)، رواناب سطحی (S)، تبخیر و تعرق (ET) و تغذیه آب زیرزمینی (R) در ماه مورد نظر در هر پیکسل (۵۰۰ متر) در سطح دشت آبخوان محاسبه گردیده است.

فرآیندهای هیدروژئولوژیک در مدل WetSpa-M

برگاب

بسته به نوع کاربری اراضی، برگاب ماهانه به عنوان بخشی از بارش در نظر گرفته می شود. تغییرات کاربری اراضی در طول فصول سال باعث تغییر مقدار شاخص سطح برگ می شود که روی مقدار برگاب و تبخیر و تعرق اثر می گذارد. مقدار کل برگاب در مقیاس ماهانه در مدل WetSpa-M از رابطه (۵) محاسبه می شود:

$$I_m = P_m I_R \quad (5)$$

که I_m برگاب بر حسب میلی متر، P_m بارندگی بر حسب میلی متر و I_R نسبت برگاب است. برای محاسبه نسبت برگاب از معادله دی گرون و سوئیچ^۱ (۲۰۰۶) استفاده می شود:

$$I_R = \frac{I_m}{P_m} = 1 - \exp\left(-\frac{I_p d_p}{P_m}\right) \quad (6)$$

که d_p تعداد روزهای بارانی در ماه و I_p آستانه برگاب روزانه است که به نوع کاربری اراضی دارد.

$$I_D = sLAI \left(1 - \frac{1}{1 + \frac{P_m \{1 - \exp(-0.463LAI)\}}{aLAI}}\right) \quad (7)$$

که LAI شاخص سطح برگ و a پارامتر برگاب می باشد که مقدار بهینه آن در مرحله واسنجی مدل تعیین گردید.

رواناب سطحی

مقدار رواناب سطحی در مدل WetSpa-M از رابطه (۸) برآورد می شود:

$$SR_m = C_{sr} C_h (P_m - I_m) \quad (8)$$

که SR_m رواناب سطحی بر حسب میلی متر، C_{sr} ضریب رواناب و C_h ضریب بی بعد نماینده شرایط رطوبتی خاک می باشد که از رابطه (۹) تخمین زده می شود:

$$C_h = \left(\frac{\theta_s}{\theta_{sat}}\right)^b \quad (9)$$

که θ_s مقدار رطوبت خاک، θ_{sat} تخلخل خاک و b توان بدون بعد (نمایند اثر شدت بارش) می باشند. مقدار بهینه b در مرحله واسنجی بدست آمد. با ورود C_h در معادله رواناب سطحی از خطای بیش برآورد رواناب سطحی در مناطقی نظیر مناطق نیمه خشک که رطوبت خاک در آنها کم و نرخ تبخیر و تعرق پتانسیل، بالا می باشد، اجتناب می شود. چون داده های رطوبت خاک ماهانه کمیاب است، مقادیر C_h (۰-۱) براساس مقادیر بارش و تبخیر ماهانه، با روابط زیر برآورد می شوند:

$$C_h = \frac{P_m}{LP(P_m^\alpha + ET_m^\alpha)^{\frac{1}{\alpha}}} \text{ if } ET_m > P_m \quad (10)$$

$$C_h = 1 \text{ if } ET_m \leq P_m \quad (11)$$

که ET_m تبخیر و تعرق پتانسیل ماهانه به میلی متر و LP یک پارامتر بی بعد کاهنده تبخیر و تعرق است که به شرایط رطوبت خاک بستگی دارد. مقدار پیش فرض آن برابر ۰/۶۵ تعریف شده است. در این تحقیق، مقادیر بهینه LP و α در مرحله واسنجی برآورد شدند. برای کاربری اراضی، خاک و شیب (درصد) با معلوم بودن وزن هر عامل به ترتیب از چپ به راست رابطه (۲)، مقدار ضریب رواناب مناطق نفوذپذیر C_{per} برآورد می شود:

$$C_{per} = W1 \left(\frac{0.02}{n}\right) + W2 \left(\frac{\theta_w}{1 - \theta_w}\right) + W3 \left(\frac{S_p}{10 + S_p}\right) \quad (12)$$

¹ De Groen & Savenije

که n ضریب زبری مانینگ (وابسته به نوع کاربری اراضی)، θ_w مقدار رطوبت خاک در نقطه پژمردگی (وابسته به نوع خاک) و S_p شیب پیکسل (درصد) می‌باشند. برای برآورد ضریب C_{per} مجموع وزن فاکتورهای مذکور باید برابر یک باشد:

$$W_1 + W_2 + W_3 = 1 \quad (13)$$

مقادیر $W_1=0.4$ ، $W_2=0.3$ و $W_3=0.3$ با ضرایب رواناب مندرج در جدول مرجع مدل WetSpas-M تطابق بیشتری دارند. ضریب رواناب پتانسیل (C_{WP}) یک پیکسل با تقسیم سطح آن به سطوح نفوذناپذیر و نفوذپذیر به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$C_{WP} = \left(1 - \frac{A_{Imp}}{100}\right) C_{Per} + \frac{A_{Imp}}{100} C_{Imp} \quad (14)$$

که C_{Imp} ضریب رواناب سطوح نفوذناپذیر و A_{Imp} درصد سطوح نفوذناپذیر پیکسل است.

$$C_{Imp} = 0.9 \exp(0.024 A_{Imp}) \quad (15)$$

رواناب حاصل از ذوب برف

ماژول ذوب برف مدل WetSpas-M می‌تواند مقدار ذوب برف را برآورد کند. متغیرهای مورد نیاز این ماژول شامل پوشش سطح برف، درجه حرارت و فاکتور درجه روز می‌باشند:

$$PerSW = 100 / (1.35^T \times 1.61 + 1) \quad (16)$$

$$SM = C_m \times T_a \times D_n \quad (17)$$

که $PerSW$ درصد پوشش برف، T دمای هوای ماهانه، SM مقدار ذوب برف بر حسب میلی‌متر، C_m فاکتور درجه روز، T_a میانگین ماهانه دمای هوای روزانه و D_n تعداد روزهای ماه می‌باشد. فاکتور درجه روز تابع عوامل زیادی از جمله ارتفاع، درجه حرارت و خصوصیات برف می‌باشد. در مدل‌سازی معمولاً مقدار اولیه این پارامتر از روی مقادیر اندازه‌گیری شده یا منابع موجود باید تعریف شود اما در مرحله واسنجی باید مقدار بهینه آن برآورد شود.

تبخیر و تعرق

تبخیر و تعرق واقعی از مجموع تبخیر و تعرق واقعی پوشش گیاهی (ET_v)، آب آزاد (ET_o)، خاک لخت (ER_s) و سطوح غیرقابل نفوذ (ET_i) در هر پیکسل بدست می‌آید. مدل WetSpas-M به طور مشابه از همین روش برای محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل ماهانه استفاده می‌کند. به منظور برآورد تعرق گیاه مرجع از روی تبخیر و تعرق پتانسیل (ET_p)، ضریب پوشش گیاهی بر اساس معادله پنمن‌مانتیت مطابق رابطه (۱۸) در نظر گرفته می‌شود:

$$C = \frac{1 + \frac{\gamma}{\Delta}}{1 + \frac{\gamma}{\Delta} + (1 + \frac{\gamma}{\Delta}) \frac{r_a}{r_c}} \quad (18)$$

که γ ثابت سایکرومتریک بر حسب $\frac{kpa}{^\circ C}$ ، Δ شیب منحنی فشار بخار اشباع بر حسب $\frac{kpa}{^\circ C}$ ، r_c مقاومت سطحی بر حسب ثانیه بر متر است و r_a مقاومت آئرو دینامیکی (ثانیه بر متر) از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$r_a = \frac{1}{K^2 U_a Z_a} \left(\ln \left(\frac{Z_a - Z_d}{Z_o} \right) \right)^2 \quad (19)$$

که K ثابت ون کارمان (0.41)، U_a (m/s) سرعت باد در ارتفاع Z_a (m)، Z_d ارتفاع جابجایی (m) و Z_o ارتفاع زبری دینامیکی سطح (m) می‌باشد. بنابراین تعرق مرجع (ET_{rv}) به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$ET_{rv} = c ET_p \quad (20)$$

در مناطق دارای پوشش گیاهی که سطح آب زیرزمینی پایینتر از عمق ریشه گیاهان باشد، تعرق واقعی از روش زیر اصلاح می‌شود:

$$T_V = (1 - A_{I_{Trv}}^w) \quad (21)$$

$$ET_m = a_v ET_V + a_s ET_s + a_o ET_o + a_i ET_i \quad (22)$$

که کسر مساحت سلول از مقدار ۱ (۱۰۰ درصد سلول) برای پوشش گیاهی با نماد a_v ، برای خاک با نماد a_s و برای آب آزاد با نماد a_o و برای مناطق غیرقابل نفوذ به صورت a_i نشان داده شده است.

روش Scanlon

به منظور اعتبارسنجی مدل و عبارت دیگر برای ارزیابی عملکرد آن در برآورد تغذیه سالانه، از روش اصلاح شده Scanlon و همکاران (۲۰۰۲) استفاده شد که مقدار واقعی سالانه تغذیه را بر اساس شواهد یا اندازه گیری در چاه های بهره برداری، محاسبه می کند:

$$R = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (23)$$

که R تغذیه سالانه (میلی متر)، Δh تغییرات سطح آب (میلی متر)، Δt دوره زمانی (یک سال) و S_y ضریب ذخیره آبخوان (حدود ۰/۰۶ طبق گزارشات سازمان آب منطقه ای) می باشد. در رابطه اخیر، حجم پمپاژ یا برداشت آب از آبخوان در دوره زمانی یک سال، در نظر گرفته نشده است. آبخوان ارومیه از نوع غیرمحصور است و حجم آب پمپاژ شده سالانه، اغلب برای آبیاری اراضی کشاورزی و باغات مورد استفاده قرار می گیرد و بدون در نظر گرفتن تغذیه یا نفوذ آب از سطح دشت به آبخوان، باعث افت سریع سطح ایستابی می شود. با در نظر گرفتن توام امکان افزایش سطح ایستابی به دلیل تغذیه و کاهش سطح به دلیل پمپاژ، رابطه اصلاح شده تخمین مقدار تغذیه سالانه به صورت زیر تعریف می شود:

$$R = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \mp \text{Pumpage} \quad (24)$$

معیارها یا سنجنه های ارزیابی مدل

به منظور اعتبارسنجی مدل از معیارهای R ، RSR ، $PBIAS$ ، KGE و Dr استفاده شد. معیار $PBIAS$ نشان می دهد داده های مدل، به طور میانگین چند درصد از مقادیر مشاهده ای، بیشتر یا کمتر برآورد شده است. RSR به صورت نسبت $RMSE$ به انحراف معیار داده ها بیان می شود (مرایسی و همکاران^۱، ۲۰۰۷: ۸۸۸). هرچه مقادیر $PBIAS$ و RSR به صفر نزدیک باشد، نشان دهنده عملکرد بهتر مدل است. معیار Dr از ۱- تا ۱ قابل تغییر است. هرچه مقدار Dr به ۱ نزدیک تر باشد، نشان دهنده تطابق بالاتر و هرچه به سمت ۱- متمایل شود، نشان دهنده عدم تطابق بین داده های مشاهده ای و برآوردی است (دی مدیروس و همکاران^۲، ۲۰۲۲: ۵). معیار KGE نسبت میانگین ها و واریانس های مقادیر مشاهده ای و برآوردی را در نظر گرفته و ارزیابی جامع تری از عملکرد مدل ارائه می دهد. مقدار KGE نزدیک به ۱ نشان دهنده عملکرد بهتر مدل می باشد، در حالیکه مقادیر پایین تر نشان دهنده افزایش خطای مدل است (گوپتا و همکاران^۳، ۲۰۰۹: ۸۳). معیارهای آماری MAE ، $RMSE$ ، KGE ، $PBIAS$ ، RSR و Dr از روابط زیر محاسبه شدند:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2} \quad (25)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |E_i - O_i| \quad (26)$$

¹ Moriasi et al

² De Medeiros et al.

³ Gupta et al.

$$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (\sigma_E/\sigma_O - 1)^2 + (\mu_E/\mu_O - 1)^2} \quad (27)$$

$$PBIAS = \frac{RMSE}{STDEV_O} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - E_i) \times 100}{\sum_{i=1}^n (O_i)} \right] \quad (28)$$

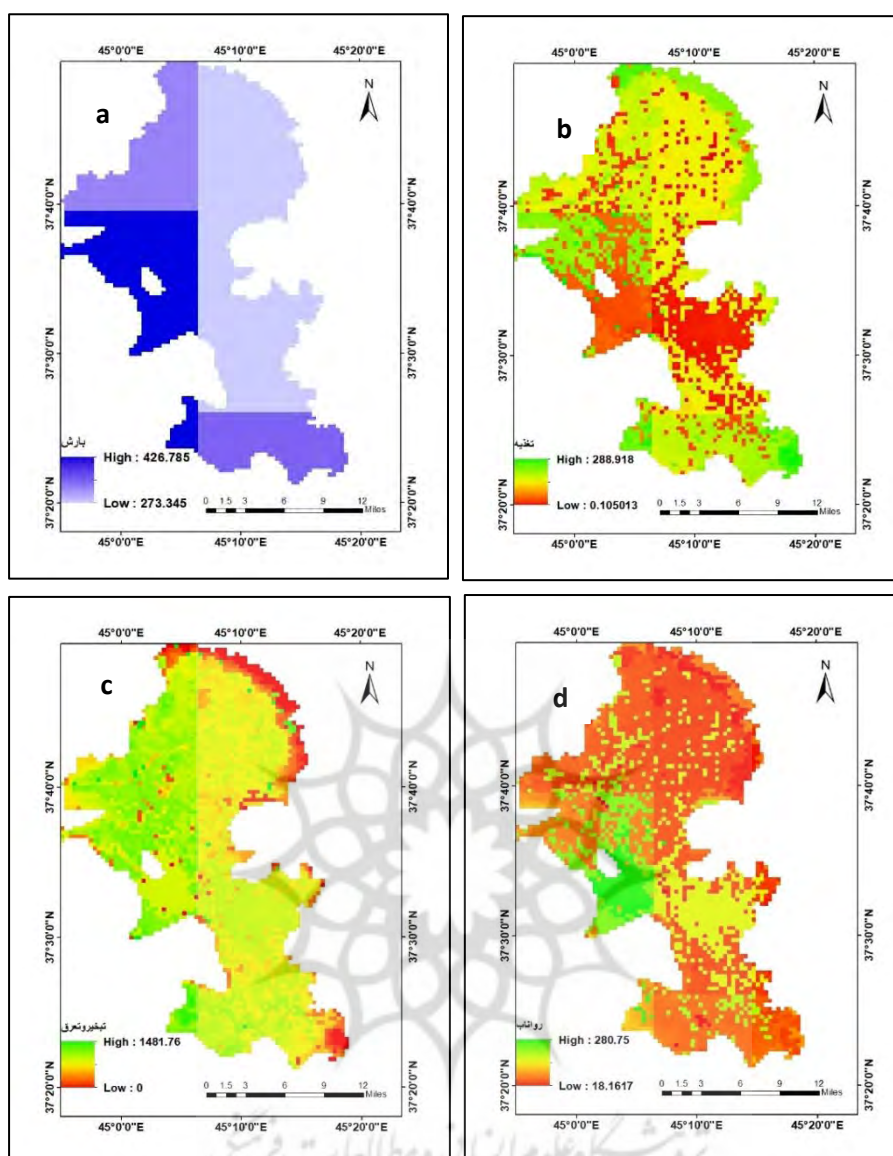
$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_O} = \left[\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}_i)^2}} \right] \quad (29)$$

$$Dr = \begin{cases} 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |E_i - O_i|}{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}_i|} & \text{when } \sum_{i=1}^n |E_i - O_i| \leq 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}_i| \\ \frac{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}_i|}{\sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}_i|} - 1 & \text{when } \sum_{i=1}^n |E_i - O_i| > 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}_i| \end{cases} \quad (30)$$

که n تعداد کل مشاهدات (تعداد چاه‌های پیزومتری)، O_i مقادیر تغذیه روش Scanlon و E_i مقادیر تغذیه برآورد شده مدل می‌باشد. σ_M انحراف معیار مقادیر مدل، σ_O انحراف معیار مقادیر مشاهده‌ای، μ_M میانگین مقادیر مدل و μ_O میانگین مقادیر مشاهده‌ای است. همچنین r نشان‌دهنده ضریب همبستگی پیرسون بین مقادیر مشاهده‌ای و برآوردی می‌باشد.

بحث

در پژوهش حاضر، واسنجی WetSpas-M برای تخمین مقادیر بهینه پارامترهای اساسی مدل مطابق جدول (۱) انجام شد. باید گفت مقدار بهینه این پارامترها با اجرای متعدد مدل و تحلیل حساسیت، تخمین زده می‌شود و فرآیند واسنجی یا کالیبراسیون مدل یک موضوع پیچیده و زمان‌بر است و به دلیل عدم امکان استفاده از نرم افزارهای تحلیل حساسیت به صورت خودکار، نتایج واسنجی این مدل بویژه در شرایط کمبود داده‌های اعتبارسنجی، می‌تواند با عدم قطعیت زیاد همراه باشد. پس از واسنجی، با وارد کردن داده‌های ورودی رستری ماهانه در مدل واسنجی شده در دوره زمانی ۲۰۲۰-۲۰۰۶، مقادیر ماهانه بیلان آب به صورت رستری بدست آمد. همانطور که قبلاً ذکر شد برای هر متغیر ورودی، تعداد ۱۸۰ لایه رستری با قدرت تفکیک مکانی ۵۰۰ متر و با فرمت ASCII تهیه و وارد مدل گردید. تعداد سطرها و ستون‌ها هر لایه رستری به ترتیب برابر ۱۱۳ و ۸۰ تعریف شد تا محدوده آبخوان را به طور کامل پوشش دهد. خروجی WetSpas شامل نقشه‌های ماهانه برگاب، تبخیر و تعرق، رواناب و مقدار تغذیه است که میانگین سالانه اجزای بیلان آب دشت آبخوان ارومیه در دوره ۱۵ ساله مذکور بدست آمد (شکل ۴). همانطور که مشاهده می‌شود نواحی غرب و شمالغرب آبخوان، بارش سالانه بیشتری دریافت کرده است. بیشترین رواناب مربوط به قسمت‌های غربی با حداکثر میزان بارندگی است. در قسمت‌های شمالی، غربی و جنوبی، میزان تغذیه سالانه، بیشتر می‌باشد. با این حال باید گفت عوامل دیگر از جمله کاربری اراضی بر مقدار تغذیه در سطح دشت آبخوان، تاثیر دارند به‌طوری‌که اراضی مرتعی و کشاورزی، بالاترین تغذیه را دارند و در مناطق مسکونی، کمترین تغذیه مشاهده شده است و علی‌رغم بارش سالانه نسبتاً بیشتر در این مناطق، رواناب بیشتری داشته‌اند. در قسمت‌های غربی و مرکزی آبخوان به دلیل بارش بالا، نرخ سالانه تبخیر و تعرق، بالاتر بوده است ولی در نواحی شمالی دشت، تبخیر و تعرق کمتری مشاهده می‌شود. بعلاوه، از میانگین بارش سالانه دوره ۱۵ ساله، حدود ۴۷/۵۴ درصد صرف تغذیه آبخون، ۲۴/۱۴ درصد در فرآیند تبخیر و تعرق، ۲۶/۳ درصد برای تولید رواناب و ۲ درصد نیز صرف برگاب شده است.



شکل (۴): نقشه‌های مکانی میانگین سالانه (a) بارش، (b) تغذیه، (c) تبخیر و تعرق و (d) رواناب (میلی‌متر) ۲۰۰۶-۲۰۲۰
Figure (4): Spatial maps of annual precipitation, b) recharge, c) ET, and d) runoff (mm) for 2006-2020

جدول (۱): مقادیر بهینه پارامترهای پایه مدل WetSpa-M

Table1(1): Optimal values of basic parameters in WetSpa-M model

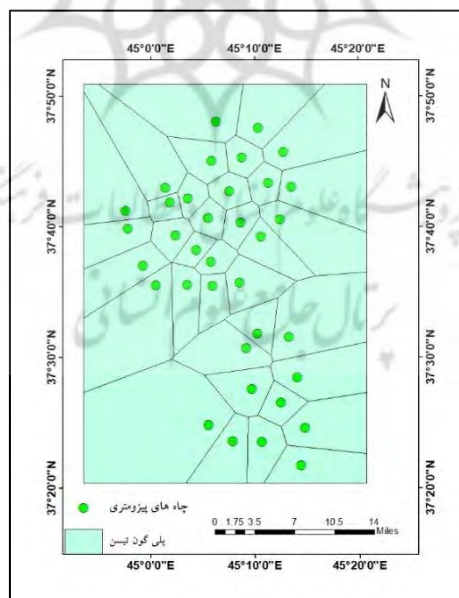
پارامتر	اجزای بیلان	مقدار بهینه	آستانه تغییرات
LP	رواناب	۰/۵	۰/۵ - ۴/۵
α	تبخیر و تعرق	۲	۰/۳ - ۶/۵
A	برگاب	۴/۵	۰/۳ - ۶/۵
X	رواناب سطحی	۰/۵	۰ - ۱
β	جریان پایه	۰/۷۵	۰ - ۱
ϕ	مشارکت‌کننده تغذیه	۰/۵	۰ - ۱

جدول (۲): معیارهای ارزیابی مقادیر تغذیه برآوردی مدل و مقادیر مشاهده‌ای با روش Scanlon

Table(2): The evaluation criteria of estimated and observed recharges by model and Scanlon method

سال	KGE	PBIAS (%)	RSR	R	R ²	Dr	RMSE	MAE
۲۰۰۹	۰/۵۲۰	-۳۱/۰۲	۰/۸۰	۰/۶۴	۰/۵۹۵	۰/۶۲	۹۱/۲۲	۲۱۷/۳۷
۲۰۱۹	۰/۶۲۵	-۲۲/۹۸	۰/۶۶۲	۰/۸۱۸	۰/۶۶۹	۰/۶۷	۱۵۱/۴۶	۳۹۵/۷

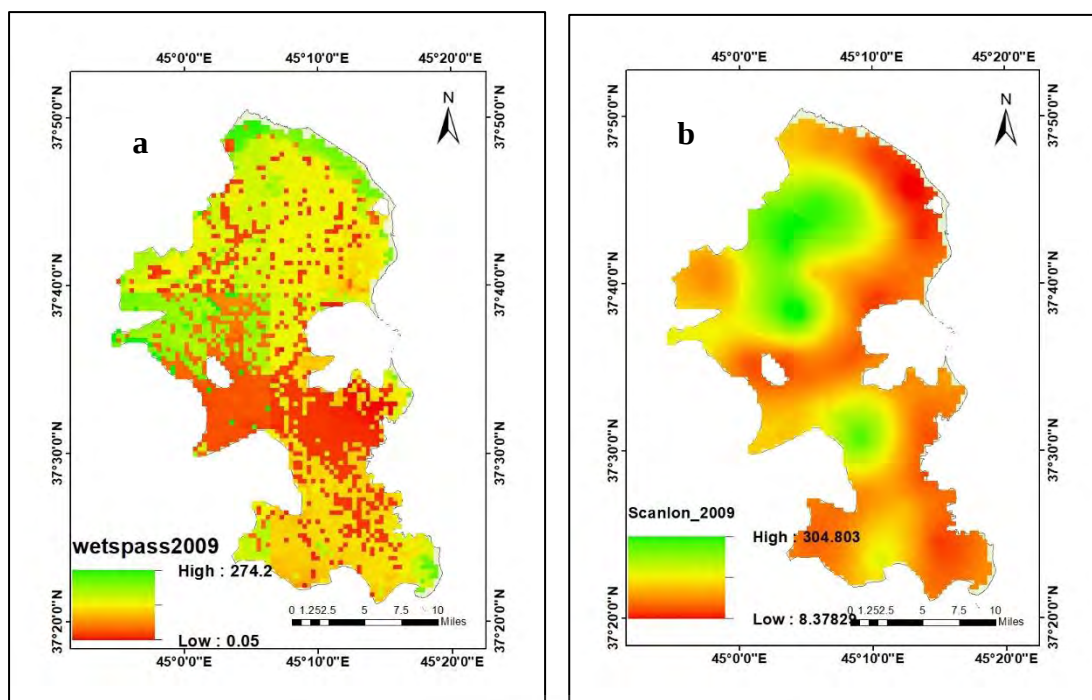
به منظور برآورد تغذیه در هر چاه، از روش پلی‌گون‌بندی تیسن برای تعیین مساحت تحت تاثیر چاه‌های پیزومتری استفاده شد (شکل ۵). مقدار تغذیه در هریک از چاه‌ها با معلوم بودن مقدار سالانه پمپاژ در چاه‌های بهره‌برداری محاسبه شد. باتوجه به اینکه آمار چاه‌های بهره‌برداری فقط در سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۹ موجود بود، اعتبارسنجی مدل نیز ناچاراً فقط برای این دو سال انجام شد. نقشه تغذیه WetSpa-M و نقشه تغذیه روش Scanlon (درونیابی کریجینگ) در سال ۲۰۰۹ و سال ۲۰۱۹ به ترتیب در شکل‌های (۶) و (۷) با یکدیگر مقایسه شده است. مقادیر معیارهای آماری یا سنجه‌های ارزیابی مدل در جدول ۲ ارائه شده است. مقادیر سنجه‌ها و به طور ویژه معیار کارایی KGE نشان می‌دهد مدل WetSpa قادر است. مقدار تغذیه سالانه آبخوان را با درصد خطای قابل قبول برآورد کند. می‌توان گفت که معیارهای KGE و Dr به عنوان بهترین معیارهای ارزیابی میزان تطابق مدل WetSpa و مقدار تغذیه حاصل از مدل Scanlon عمل کرده‌اند. مقدار ضریب تبیین (R^2) نیز برای هر دو سال مقدار مطلوبی را نشان می‌دهد؛ اگرچه این مقدار برای سال ۲۰۱۹ قابل قبول‌تر است. مقدار نسبتاً بالای خطای مدل بر اساس معیارهای RMSE، RSR و MAE را می‌توان به دلیل ضعف WetSpa در عدم در نظر گرفتن حجم پمپاژ و خطای مقادیر تغذیه روش Scanlon به دلیل عدم اطمینان کامل از مقادیر پمپاژ سالانه و میزان افت آب در شروع و پایان سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۹ مربوط دانست. با این حال، مقادیر سنجه‌ها در سال ۲۰۱۹ رضایت بخش‌تر می‌باشد. بر نمودار پراکنش^۱ به تفکیک برای سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۹ در شکل ۸ آمده است. بر اساس پراکندگی نقاط می‌توان گفت که مقادیر برآوردی مدل بیشتر از مقادیر واقعی (مشاهده‌ای) می‌باشند.



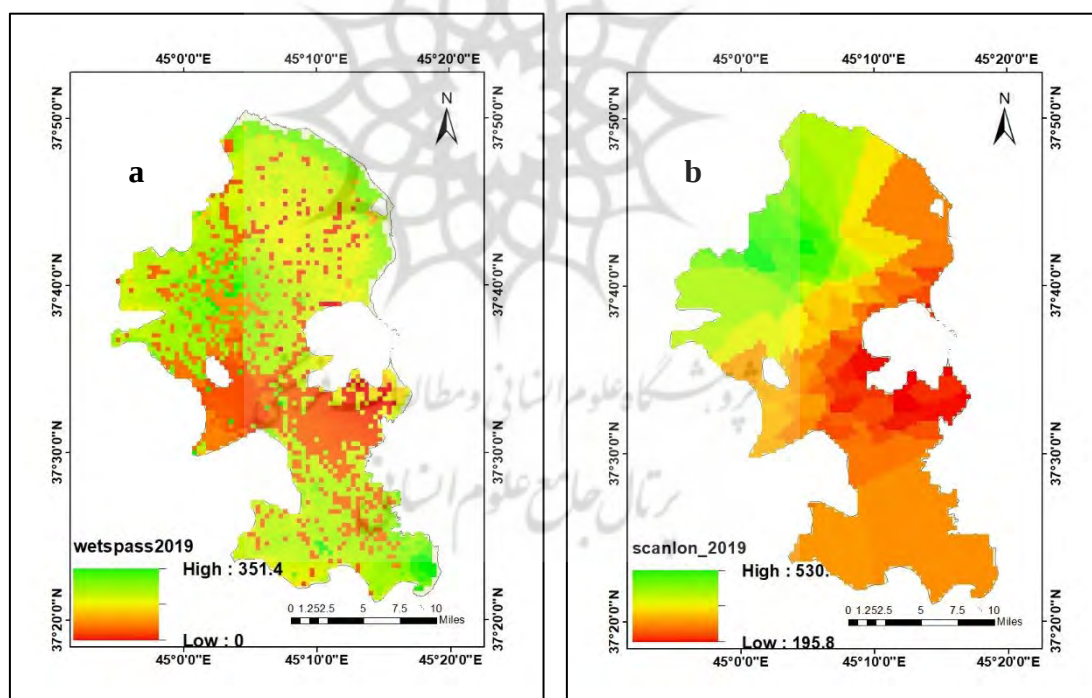
شکل (۵): پلی‌گون‌بندی تیسن برای چاه‌های پیزومتری دشت آبخوان ارومیه

Figure (5): Thiessen polygons for piezometric wells in Urmia aquifer plain

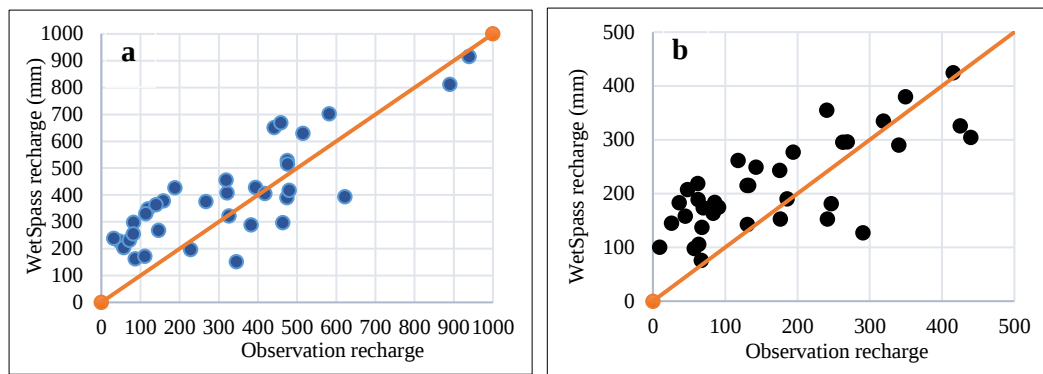
¹ Scatter Plot



شکل (۶): (a) لایه تغذیه (میلی‌متر در سال) روش Scanlon و (b) لایه تغذیه مدل Wetspass در سال ۲۰۰۹
Figure (6): a) recharge layer from Scanlon method (mm/year), b) recharge layer by Wetspass in 2009



شکل (۷): (a) لایه تغذیه (میلی‌متر در سال) روش Scanlon و (b) لایه تغذیه مدل Wetspass در سال ۲۰۱۹
Figure (7): a) recharge (mm/year) from Scanlon method, b) recharge by Wetspass in 2019



شکل (۸): نمودار پراکنش مقادیر تغذیه سالانه برآوردی مدل و مقادیر مشاهده‌ای (a) سال ۲۰۱۹ و (b) ۲۰۰۹

Figure (8): Scatter plot of annual recharge from model and observation related to a) 2019 and b) 2009

در تحقیقات انجام شده اغلب از معادلات تجربی و ساده مانند در نظر گرفتن درصدی از مقدار بارش سالیانه (۴۰-۱۰ درصد) بر اساس روابط تجربی بعنوان تغذیه سالانه استفاده شده است، بدون اینکه به عوامل تاثیرگذار بر تغذیه و فرآیندهای هیدرولوژیک، ژئومورفولوژیک و پوشش گیاهی توجه شود (پروین، ۱۳۹۹: ۱۲۹؛ آندوالم و همکاران^۱، ۲۰۲۱: ۱). نکته حائز اهمیت پژوهش، استفاده از لایه‌های رستری درصد پوشش برف و شاخص سطح برگ (LAI) از پایگاه جهانی محصولات ماهواره‌ای سنجنده مودیس است. با توجه به کوهستانی بودن منطقه مورد مطالعه و تاثیر بالای رواناب حاصل از ذوب برف بر مقدار تغذیه آبخوان، حجم قابل توجهی از آب رودخانه‌های جاری در سطح دشت در دوره ذوب برف، تولید می‌شود. تاثیر شاخص سطح برگ در برآورد مولفه تبخیر و تعرق در بیلان آب بویژه در فصول رشد گیاهان برای پیکسل‌های دارای پوشش گیاهی، از اهمیت بسزایی برخوردار است. در تحقیقات انجام شده، از مدل WetSpa در تخمین تغذیه در ایران و خارج با در نظر گرفتن مقادیر پیش فرض و یا روابط تجربی استفاده شده است بدون اینکه به اهمیت داده‌های پوشش برف و شاخص سطح برگ، اشاره‌ای شده باشد (بشیریان و همکاران، ۱۳۹۹: ۸۷؛ محمودی و همکاران، ۱۳۹۹: ۳۲؛ کیسیکی و همکاران، ۲۰۲۳: ۶) در تعدادی از مطالعات، از روابط تجربی برای تخمین پوشش برف استفاده شده است (عبداللهی و همکاران، ۱۳۹۸: ۸۷۱). یکی از موارد کلیدی قابل طرح در پژوهش حاضر، استفاده از پایگاه جهانی بارش ماهانه GPCC در تولید نقشه‌های باران ماهانه بوده است. متغیر بارش یکی از اجزای مهم معادله بیلان آب می‌باشد و نادیده گرفتن این موضوع می‌تواند به خطای فاحش در برآورد مولفه‌های بیلان بالاخص مقدار تغذیه منجر شود (بابایی و کتابچی، ۱۳۹۹: ۱۴۵۹؛ زارعی و همکاران، ۲۰۱۶: ۱۹۸). نتایج تحقیقات و مطالعات بسیاری در سطح کشور نشان می‌دهد که داده‌های شبکه‌بندی شده GPCC دارای دقت مناسب در سطح ایران بوده و ضریب همبستگی برای مناطق شمال شرق، غرب میانه و شمال غرب ایران بیشتر است (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۵: ۴۷؛ میری و همکاران، ۱۳۹۵: ۶۷۱؛ دارند و زندکریمی، ۱۳۹۵: ۱۱۱؛ حسینی مقاری و همکاران، ۲۰۱۸: ۱۶۸۵؛ عراقی و آداموسکی^۲، ۲۰۲۴: ۱۳۰۱). از بزرگترین چالش فرآیند مدل‌سازی، واسنجی و اعتبارسنجی مدل می‌باشد. در اغلب تحقیقات گذشته، بدلیل عدم وجود داده‌های مشاهده‌ای تغذیه آب زیرزمینی، در اعتبارسنجی مدل از روش‌های غیرمستقیم و یا مقادیر دبی رودخانه‌های دشت آبخوان و داده‌های مشاهده‌ای تبخیر و تعرق استفاده شده است و به روش مستقیم یا استفاده از مقادیر تغذیه مشاهده‌ای، توجه نشده است.

بنابراین در این تحقیق از روش Scanlon در تولید مقادیر تغذیه سالانه (مقادیر مشاهده‌ای) استفاده شد. این روش با احتساب مقادیر افت سالانه سطح ایستابی و پمپاژ آبخوان، دقت خوبی دارد و کارایی آن تا حد زیادی به مقادیر مشاهده‌ای پمپاژ، ضریب ذخیره آبخوان و میزان افت سطح ایستابی، بستگی دارد. در برخی تحقیقات گذشته (ندیری و همکاران، ۲۰۱۷: ۶۹۹؛ چاترجی و همکاران^۳، ۲۰۲۰: ۱۱) از این روش استفاده شده است؛ اما مقادیر مشاهده‌ای تغذیه با نتایج مدل WetSpa مقایسه نشده است و اغلب به روش‌های غیرمستقیم

¹ Andualem et al.

² Adamowski

³ Chatterjee et al.

(مقادیر دبی جریان رودخانه) توجه شده است (بشیریان، ۱۳۹۹: ۹۲؛ عبداللهی، ۱۳۹۸: ۸۷۱؛ محمودی، ۱۳۹۹: ۳۳؛ بابایی و کتابچی، ۱۳۹۹: ۱۴۶۳؛ گوپلی و همکاران، ۲۰۱۷: ۸۰۰؛ آرمانوس و همکاران^۱، ۲۰۱۶: ۹) ذکر این نکته ضروری است که ارزیابی مدل WetSpss در یک آبخوان باید براساس داده‌ها و آمار طولانی‌مدت از فعالیت‌های انسانی (اراضی کشاورزی، باغات، صنایع)، اثرات دقیق کاربری اراضی، نوع و بافت خاک، اطلاعات سفره آب زیرزمینی (پمپاژ، تغذیه مصنوعی، ضریب ذخیره سالانه، عمق آب، افت سطح)، آمار مشاهده‌ای تبخیر- تعرق و دبی جریان رودخانه‌های دشت آبخوان، انجام شود. در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای بارش (کاظم پور و همکاران، ۲۰۲۴: ۲۲) و محصولات سنجنده مودیس، برآورد مولفه‌های بیلان آب با دقت نسبتاً بالاتری در مقایسه با سایر تحقیقات انجام شده است (بشیریان و همکاران، ۱۳۹۹: ۸۷؛ محمودی و همکاران، ۱۳۹۹: ۳۲؛ عبداللهی و همکاران، ۱۳۹۸: ۸۷۲) و اعتبارسنجی مدل در سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۹ به دلیل فقدان داده‌ها و آمار مشاهده‌ای مورد نیاز روش Scanlon در سایر سال‌ها بوده است. در برخی از پژوهش‌های انجام شده از مدل‌های GMS و SWAT به منظور تخمین مقادیر تغذیه در آبخوان استفاده شده است. این مدل‌ها به داده‌های دقیق‌تر، منابع رایانه‌ای و هزینه محاسباتی بالاتری نیاز داشته و کالیبراسیون (واسنجی) آن‌ها با چالش و تلاش زیادی همراه است. از این مدل‌ها میزان نفوذ نزولات جوی و آب‌های سطحی به منطقه غیراشباع آبخوان و در شرایط خاص تا سطح ایستابی (منطقه اشباع) استفاده می‌شود (مهدی‌دوست رودبند و همکاران، ۲۰۲۳: ۱۵۵۸؛ خیون^۲ و همکاران، ۲۰۲۰: ۳۱۰۹). در این تحقیق از مدل WetSpss به عنوان یک مدل توزیعی ساده و نسبتاً دقیق به منظور برآورد تغذیه آب زیرزمینی (ماهانه، فصلی و سالانه) و اجزای بیلان آب در آبخوان ارومیه استفاده گردید؛ چون در اجرا و واسنجی این مدل به داده‌های مکانی- زمانی کمتر و قابل دسترس‌تر نیاز است. اگرچه در تحقیقات آینده، مقادیر تغذیه آبخوان ارومیه با مدل‌های GMS و SWAT باید برآورد شود تا بتوان ارزیابی و مقایسه جامع‌تری انجام داد.

نتیجه‌گیری

برآورد میزان تغذیه باران به سفره‌های آب زیرزمینی یک فرآیند پیچیده و چالش‌برانگیز است. میزان تغذیه بارش، رواناب و ذوب برف به منطقه اشباع هر آبخوان به عوامل مختلف از جمله کاربری اراضی، توپوگرافی، خاک، شرایط اقلیمی و ویژگی‌های هیدرولوژیکی بستگی دارد. در تحقیق حاضر از مدل WetSpss-M به منظور برآورد مقدار تغذیه سالانه در بازه ۱۵ ساله (۲۰۰۶-۲۰۲۰) استفاده شد. به منظور اعتبارسنجی مقادیر تغذیه، از مقادیر مشاهده‌ای بدست آمده از روش Scanlon در سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۹ به دلیل داده‌های در دسترس (پمپاژ و افت سطح آب) استفاده شد. نتایج اعتبارسنجی با استفاده از معیارهای ارزیابی نشان داد که این مدل عملکرد قابل قبولی در تخمین میزان تغذیه سالانه آبخوان ارومیه دارد و معیار KGE با مقادیر ۰/۵۲ و ۰/۶۵۲ به ترتیب برای سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۹ و همچنین معیار Dr با مقادیر ۰/۶۲ و ۰/۶۷ به ترتیب برای سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۹ به عنوان معیارهای رایج و قابل قبول‌تر بیانگر کارایی مدل می‌باشند. نتایج برای سال ۲۰۱۹ رضایت‌بخش است و این موضوع را می‌توان به دقت بالای داده‌های پمپاژ آب سال ۲۰۱۹ در ارائه آمار نزدیک به واقعیت در این دوره آماری مرتبط دانست. همچنین میانگین ۱۵ ساله متغیرهای بیلان آب دشت ارومیه نشان داد که بارش سالانه نقش بسزایی در تغذیه آبخوان دارد و حدود ۵۰ درصد بارش سالانه به تغذیه (نفوذ عمقی آب به منطقه اشباع) تبدیل می‌شود. همچنین قسمت‌های شمالی، جنوبی و غربی دشت آبخوان، بیشترین مقدار تغذیه را داشتند. بررسی نقشه‌های خروجی حاصل از مدل WetSpss نشان داد که رابطه عکس بین متغیر تغذیه و مقدار رواناب و تبخیر و تعرق وجود دارد به‌طوری‌که با افزایش مقادیر رواناب و تبخیر و تعرق، مقدار تغذیه در این پیکسل‌ها کاهش می‌یابد.

آگاهی از نواحی با پتانسیل تغذیه بالا، از منظر مدیریتی می‌تواند یک استراتژی یا راهبرد برای تعادل بخشی آبخوان و توسعه منابع آب زیرزمینی ایجاد کند. استفاده بهینه از رواناب‌های سطحی در قالب پروژه‌های پخش سیلاب و ایجاد چاه‌های تغذیه مصنوعی در مناطق با ظرفیت تغذیه بالاتر در سطح دشت می‌تواند باعث توسعه پایدار سفره‌های آب زیرزمینی در این منطقه شود. با مکان‌یابی مناطق مستعد

¹ Armanuos et al.

² Khayyun et al.

تغذیه مصنوعی، رعایت الگوی کشت مناسب، عدم تغییر کاربری اراضی، نظارت بر حفر چاه‌های غیرمجاز و پایش میزان پمپاژ ماهانه چاه‌های بهره‌برداری، در افزایش سطح تراز آب زیرزمینی و تعادل بخشی آبخوان موثر است.

سیاسگزاری

از سازمان آب منطقه‌ای استان آذربایجان غربی بابت در اختیار گذاشتن آمار پیزومترها، داده‌های سطح ایستابی، پمپاژ، ضریب ذخیره آبخوان، اطلاعات و نقشه‌های رقومی آبخوان ارومیه، تشکر و قدردانی می‌شود.

References

- Abdollahi, K., Bayati, S., Nasr Esfehiani, M. (2019). A comparative study on spatial variation in the runoff and groundwater recharge due to differences in land use and slope classes: a case study of the Vanak Basin. *Iranian Journal of Watershed Engineering and Management*. 11(4): 866-878.
- Abdollahi. K., Bashir. I., Batelaan. O. (2012). WetSpas Graphical User Interface. *Cartography of Higher Swiss Education*.
- Aish, A. M., Batelaan, O., & De Smedt, F. (2010). Distributed recharge estimation for groundwater modeling using WetSpas model, case study-Gaza strip, Palestine. *Arabian Journal for science and Engineering*, 35(1), 155.
- Andualem, T. G., Demeke, G. G., Ahmed, I., Dar, M. A., & Yibeltal, M. (2021). Groundwater recharge estimation using empirical methods from rainfall and streamflow records. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 37, 100917.
- Araghi, A., & Adamowski, J. F. (2024). Assessment of 30 gridded precipitation datasets over different climates on a country scale. *Earth Science Informatics*, 17(2), 1301-1313.
- Armanuos, A. M., Negm, A., Yoshimura, C., & Valeriano, O. C. S. (2016). Application of WetSpas model to estimate groundwater recharge variability in the Nile Delta aquifer. *Arabian Journal of Geosciences*, 9, 1-14.
- Azizi, G., Safarrad, T., Mohammadi, H., & Faraji Sabokbar, H. (2016). Evaluation and comparison of reanalysis precipitation data in Iran. *Physical Geography Research*, 48(1), 33-49.
- Babaei, M., Ketabchi, H. (2020). Estimation of groundwater recharge rate using a distributed model (Case study of Rafsanjan aquifer, Kerman Province). *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 51(6): 1457-1468.
- Bashirian, F., Rahimi, D., Movahedi, S., Zakerinejad, R. (2020). Analysis of hydrology cycle in the Urmia lake basin with the WetSpas-M model. *Iranian Water Research Journal*. 14 (3): 85-95.
- Batelaan, O., & De Smedt, F. (2007). GIS-based recharge estimation by coupling surface–subsurface water balances. *Journal of Hydrology*, 337(3-4), 337-355.
- Bredehoeft, J. D. (2002). The water budget myth revisited: why hydrogeologists model. *Groundwater*, 40(4), 340-345.
- Chatterjee, R. S., Pranjal, P., Jally, S., Kumar, B., Dadhwal, V. K., Srivastav, S. K., & Kumar, D. (2020). Potential groundwater recharge in north-western India vs spaceborne GRACE gravity anomaly based

monsoonal groundwater storage change for evaluation of groundwater potential and sustainability. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100307.

Crosbie, R. S., McCallum, J. L., Walker, G. R., & Chiew, F. H. (2012). Episodic recharge and climate change in the Murray-Darling Basin, Australia. *Hydrogeology Journal*, 2(20), 245-261.

Darand, M., & Zand Karimi, S. (2016). Evaluation of the accuracy of the Global Precipitation Climatology Center (GPCC) data over Iran. *Iranian Journal of Geophysics*, 10(3), 95-113.

De Groen, M. M., & Savenije, H. H. (2006). A monthly interception equation based on the statistical characteristics of daily rainfall. *Water Resources Research*, 42(12).

de Medeiros, F. J., de Oliveira, C. P., & Avila-Diaz, A. (2022). Evaluation of extreme precipitation climate indices and their projected changes for Brazil: From CMIP3 to CMIP6. *Weather and Climate Extremes*, 38, 100511.

Dereje, B., & Nedaw, D. (2019). Groundwater recharge estimation using WetSpas modeling in Upper Bilate Catchment, southern Ethiopia. *Momona Ethiopian Journal of Science*, 11(1), 37-51.

Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., & Leduc, C. (2009). Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review, *Water Resources Research*, 45(7).

Ghouili, N., Horriche, F. J., Zammouri, M., Benabdallah, S., & Farhat, B. (2017). Coupling WetSpas and MODFLOW for groundwater recharge assessment: a case study of the Takelsa multilayer aquifer, northeastern Tunisia. *Geosciences Journal*, 21, 791-805.

Goodarzi, L., Akhondali, A. M., Zarei, H. (2014). Identification of sites suitable for artificial recharging using GIS and AHP techniques (Case study: Oshtorinan Plain). *Iranian Journal of RS and GIS for Natural Resources*, 5(4): 47-60.

Graf, R., & Przybyłek, J. (2014). Estimation of shallow groundwater recharge using a GIS-based distributed water balance model. *Quaestiones Geographicae*, 33(3), 27-37.

Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2), 80-91.

Hosseini-Moghari, S. M., Araghinejad, S., & Ebrahimi, K. (2018). Spatio-temporal evaluation of global gridded precipitation datasets across Iran. *Hydrological Sciences Journal*, 63(11), 1669-1688.

Kazempour Choursi, S., Erfanian, M., Abghari, H., Miryaghoubzadeh, M., & Javan, K. (2024). Enhancing drought monitoring through spatial downscaling: A geographically weighted regression approach using TRMM 3B43 precipitation in the Urmia Lake Basin. *Earth Science Informatics*, 1-26.

Khayyun, T. S., & Mahdi, H. H. (2020). Estimation of average groundwater recharge by using groundwater modelling system (GMS) program for upper zone of Iraqi aquifers system. *Journal of Critical Reviews*, 7, 3094-112.

Kisiki, C. P., Ayenew, T., & Mjemah, I. C. (2023). Estimation of groundwater recharge variability using a GIS-based distributed water balance model in Makutupora basin, Tanzania. *Heliyon*, 9(4).

- Madani, K. (2014). Water management in Iran: what is causing the looming crisis? *Journal of Environmental Studies and Sciences*, 4, 315-328.
- Mahmoodi, Z., Bahremand, A. R., Abdollahi, K., Sadoddin, A., Kuhestani, S., Komaki, C. B. (2020). Investigation of temporal and spatial variations of water balance components and hydrograph separation of Arazkouse watershed through groundwater recharge modeling using WetSpas model. *Iranian Journal of Soil and Water Conservation Research*. 27 (1): 25-47.
- Mehdidoost Roudbaneh, I., Janatrostami, S., Ashrafzadeh, A., & Javadi, S. (2023). Accuracy assessment of groundwater recharge estimation using SWAT and MODFLOW in paddy fields (Case study: Astane-Kouchsefahan aquifer). *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 54(10), 1541-1564.
- Miri, M., Raziei, T., & Rahimi, M. (2016). Evaluation and statistically comparison of TRMM and GPCC datasets with observed precipitation in Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 42(3), 657-672.
- Molla, D. D., Tegaye, T. A., & Fletcher, C. G. (2019). Simulated surface and shallow groundwater resources in the Abaya-Chamo Lake basin, Ethiopia using a spatially-distributed water balance model. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 24, 100615.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900.
- Nadiri, A. A., Gharekhani, M., Khatibi, R., Sadeghfam, S., & Moghaddam, A. A. (2017). Groundwater vulnerability indices conditioned by supervised intelligence committee machine (SICM). *Science of the Total Environment*, 574, 691-706.
- Nadiri, A. A., Naderi, K., Khatibi, R., & Gharekhani, M. (2019). Modelling groundwater level variations by learning from multiple models using fuzzy logic. *Hydrological Sciences Journal*, 64(2), 210-226.
- Nyembo, L. O., Larbi, I., Mwabumba, M., Selemani, J. R., Dotse, S. Q., Limantol, A. M., & Bessah, E. (2022). Impact of climate change on groundwater recharge in the Lake Manyara catchment, Tanzania. *Scientific African*, 15, e01072.
- Parvin, M. (2020). Zoning areas in need of underground water in the catchment basin of Mahidasht Kermanshah. *Iranian Journal of Hydrogeomorphology*, 7(22): 129-153
- Safari Shad, M., Habibnejad Roshan, M., Solaimani, K., Ildoromi, A. R., Zeinivand, H. (2017). The potential effects of the climate change on the river flow in Hamadan Watershed-Bahar. *Iranian Journal of Hydrogeomorphology*, 4(10): 81-98.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 18-39.
- Seddon, D., Kashaigili, J. J., Taylor, R. G., Cuthbert, M. O., Mwihumbo, C., & MacDonald, A. M. (2021). Focused groundwater recharge in a tropical dryland: Empirical evidence from central, semi-arid Tanzania. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 37, 100919.
- Taylor, R. G., Todd, M. C., Kongola, L., Maurice, L., Nahozya, E., Sanga, H., & MacDonald, A. M. (2013). Evidence of the dependence of groundwater resources on extreme rainfall in East Africa. *Nature Climate Change*, 3(4), 374-378.

- Teklebirhan, A., Dessie, N., & Tesfamichael, G. (2012). Groundwater recharge, evapotranspiration and surface runoff estimation using WetSpa modeling method in Illala catchment, northern Ethiopia. *Momona Ethiopian Journal of Science*, 4(2), 96-110.
- Tilahun, K., & Merkel, B. J. (2009). Estimation of groundwater recharge using a GIS-based distributed water balance model in Dire Dawa, Ethiopia. *Hydrogeology Journal*, 17(6), 1443.
- Watto, A. (2015). The economics of groundwater irrigation in the Indus Basin, Pakistan: Tube-well adoption, technical and irrigation water efficiency and optimal allocation.
- Yenehun, A., Dessie, M., Nigate, F., Belay, A. S., Azeze, et al. (2022). Spatial and temporal simulation of groundwater recharge and cross-validation with point estimations in volcanic aquifers with variable topography. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 42, 101142.
- Zarei, M., Ghazavi, R., Vali, A., & Abdollahi, K. (2016). Estimating groundwater recharge, evapotranspiration and surface runoff using land-use data: a case study in northeast Iran. *Biological Forum – An International Journal*, 8, 196-202.

