

Evaluating the Performance of Various Evaporation Estimation Method Using Satellite images over Saline Water Body (Case study: Urmia Lake)

R. Ghahreman¹ and M. Rahimzadegan^{2*}

Abstract

Evaporation is one of the main sources of water loss. Various methods were introduced to estimate evaporation and evaluating their performances in saline water bodies is of great significant. Accordingly, the aim of this study was to use the remote sensing images in evaporation estimation models applied to a saline water body and evaluate the results. Accordingly, using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) images and meteorological data, evaporation from the Urmia Lake was calculated by employing FAO56-PM, Priestley-Taylor, Kimberly-Penman, Hargreaves-Samani, and METRIC methods and the spatial distribution of evaporation was mapped. The result of this research showed that the evaporation is not evenly distributed over the selected saline water surface and considering a constant value of albedo for the whole surface would result in an error in the evaporation estimation. The obtained result indicated that combined methods give more reliable results compared to the other methods since they consider all effective parameters.

Keywords: Net Radiation, Potential Evaporation, Open Water Evaporation, Remote Sensing, Saline Water.

Received: March 18, 2023
Accepted: August 11, 2022

بررسی کارایی روش‌های مختلف برآورد تبخیر با بهره‌گیری از داده‌های ماهواره‌ای در سطح آب شور (مطالعه موردی: دریاچه ارومیه)

رامین قهرمان^۱ و مجید رحیم‌زادگان^{۲*}

چکیده

تبخیر یکی از منابع مهم هدررفت آب از سطح پهنه‌های آبی است. روش‌های متعددی برای برآورد تبخیر ارائه شده است که بررسی کارایی آن‌ها در سطح آب شور از اهمیت بالایی برخوردار است. به همین دلیل، هدف این تحقیق، استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در مدل‌های محاسبه تبخیر از سطح آب شور و ارزیابی روش‌های مختلف برآورد تبخیر (روش ترکیبی، دما مینا، تابش مینا و بیلان انرژی) بود. در این راستا، با استفاده از تصاویر اسپکترورادیمیتر تصویربردار با قدرت تفکیک متوسط (MODIS) و اندازه‌گیری‌های هواشناسی، تبخیر از دریاچه ارومیه با استفاده از روش‌های Makkink، Hargreaves-، Kimberly-Penman، Priestley-Taylor، FAO56-PM و Samani و METRIC محاسبه و نقشه توزیع تبخیر در سطح دریاچه تولید شد. نتایج این تحقیق، نشان‌دهنده آن بود که تبخیر در سطح آب شور دریاچه توزیع یکسانی ندارد و ثابت گرفتن مقدار آلبیدو و تابش درون دریاچه باعث بروز خطا در محاسبه تبخیر از آب خواهد شد. همچنین، مشخص شد که روش‌های ترکیبی به دلیل در نظر گرفتن تمام پارامترهای مؤثر بر تبخیر، خطای کمتری داشته و نتایج قابل اعتمادتری را نسبت به دیگر روش‌ها ارائه می‌دهند.

کلمات کلیدی: تابش خالص، تبخیر پتانسیل، تبخیر آب‌های آزاد، سنجش از دور، آب شور.

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۲/۲۷
تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۵/۳۰

1- M.Sc. Graduate of Water Resources Engineering and Management Department, Faculty of Civil Engineering, K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran.

2- Associate professor, Water Resources Engineering and Management Department, Faculty of Civil Engineering, K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran. Email: rahimzadegan@kntu.ac.ir

*- Corresponding Author

Dor: [20.1001.1.17352347.1402.19.2.1.8](https://doi.org/10.1001.1.17352347.1402.19.2.1.8)

۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد مهندسی و مدیریت منابع آب، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران.

۲- دانشیار گروه مهندسی و مدیریت منابع آب، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران.

*- نویسنده مسئول

بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان تابستان ۱۴۰۲ امکانپذیر است.



کریدل و لیناکر در مقیاس ماهانه مورد بررسی و نتایج با خروجی روش FAO56-PM مقایسه شد (Babamiri and Dinpashoh, 2014). نتایج نشان داد که در حوضه مورد مطالعه قبل و بعد از واسنجی بهترین نتایج را در بین در بین روش‌ها، مدل هارگریوز ارائه می‌دهد. همچنین مشخص شد که روش تورنت وایت خطای زیادی داشته و برای تخمین ET_0 در منطقه مورد مطالعه مناسب نیست. از آنجایی که مقدار ET_0 به شدت وابسته به متغیرهای هواشناسی است، بررسی حساسیت ET_0 به متغیرهای هواشناسی در مدیریت بحران منابع آب مهم می‌باشد. از این جهت در مطالعه‌ای تبخیرتعرق مرجع در اطراف حوضه آبریز دریاچه ارومیه برای یک دوره ۲۸ ساله با روش پنمن-مانتیت فائو برآورد شد (Hejabi et al., 2022). ارزیابی روند تغییرات میانگین متغیرهای هواشناسی سالانه ایستگاه‌ها، نشان دهنده روند افزایشی معنی‌دار در دمای کمینه، دمای بیشینه و سرعت باد بود. نتایج تحلیل حساسیت ET_0 در مقیاس سالانه بیانگر حساسیت زیاد ET_0 به رطوبت نسبی و حساسیت کم آن به دمای کمینه بود. در مطالعه‌ای دیگر توسط Dinpashoh et al. (2023) سه مدل تجربی تورک، دورنبوس و پروت و بلانی کریدل که نیاز به داده‌های کم هواشناسی دارند، در حوضه دریاچه ارومیه به منظور برآورد ET_0 اجرا و نتایج با مدل FAO56-PM مورد ارزیابی قرار گرفت. طبق نتایج به دست آمده مدل تورک به عنوان مناسبترین مدل برای تخمین ET_0 در حوضه دریاچه ارومیه عنوان شد.

با پیشرفت‌های تکنولوژی در ماهواره، ابزارهای الکترونیک و انفورماتیک، چندین روش سنجش از دور برای محاسبه منطقه‌ای ET و تبخیر از سطح مخزن بررسی و بهبود یافته است (Fadel et al., 2020; Rahimpour and Rahimzadegan, 2021; Zhao and Gao, 2019). از الگوریتم‌های سنجش از دوری پرکاربرد برای برآورد تبخیر تعرق می‌توان به $SEBAL^3$ ، $METRIC^4$ ، $SEBS^5$ و $SSEBop^6$ اشاره کرد (Allen et al., 2005; Senay et al., 2007). $SEBAL$ ابتدا توسط Bastiaanssen et al. (1998) به منظور برآورد تبخیر تعرق از سطح پوشش گیاهی، معرفی شد. سپس، توسط Allen et al. (2002) برای استفاده در دیگر پوشش‌های زمینی اصلاح شد. Sima et al. (2013) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و مدل $SEBAL$ تبخیر از دریاچه شور ارومیه را برآورد کرد که این کار با در نظر گرفتن اثرات شوری و توزیع مکانی متغیرها انجام گردید. طی مطالعه‌ای سه روش $SEBAL$ ، $METRIC$ و $SEBS$ در سطح دریاچه ارومیه توسط Losgedaragh and Rahimzadegan (2018) اجرا گردید و نتایج سه مدل با اندازه‌گیری تشریح تبخیر مقایسه گردید و مشخص شد که مدل $SEBS$ در بین این مدل‌ها جواب قابل

تبخیرتعرق گیاهان و تبخیر از سطح آب یکی از پارامترهای مهم در بیلان آب و بیلان انرژی است (Rahimzadegan and Janani, 2019). روش‌های مختلفی برای برآورد تبخیر از سطح آب وجود دارد، که برخی از آنها به‌طور مستقیم و برخی دیگر غیرمستقیم، مقدار تبخیر را برآورد می‌کنند. از جمله مهمترین این روش‌ها تشریح تبخیر، بیلان آب، بیلان انرژی، انتقال جرم و روش‌های ترکیبی هستند (Jensen, 2010). دقت و عملکرد هر یک از این روش‌ها می‌تواند تأثیر قابل ملاحظه‌ای در مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آبی کشور داشته باشد.

در نیم قرن اخیر، رابطه پنمن به‌طور گسترده برای برآورد تبخیر از سطح آب و یا گیاه استفاده شده است. Penman (1948) رابطه‌ای بر مبنای روابط فیزیکی برای محاسبه تبخیر پتانسیل^۱ (EO) با ترکیب بیلان انرژی و رابطه آیرودینامیکی برای انتقال بخار آب ارائه نمود. در روش ذکر شده، از داده‌های هواشناسی ساعت آفتابی، دما، سرعت باد و رطوبت هوا استفاده شده بود. در این راستا، روابط گوناگونی برای محاسبه تبخیر از آب یا گیاه با استفاده از رابطه اصلی پنمن توسط محققان مختلف ارائه و در مناطق مختلف ارزیابی شده است. De Bruin and Keijman (1979) رابطه Priestley-Taylor را به منظور برآورد تبخیر در دریاچه‌ای بزرگ و کم‌عمق (میانگین عمق ۳ متر) در هلند استفاده کردند و نشان دادند که نتایج حاصله تطابق خوبی با تبخیر محاسبه شده از روش بودجه آب و بودجه انرژی دارد. Winter et al. (1995) یازده روش مختلف برآورد ET را در دریاچه‌ای کوچک به پهنای ۶۰۰ متر و حداکثر عمق ۹ متر در منطقه با آب‌وهوای مرطوب در ایالات متحده آمریکا بررسی کردند. نتایج حاکی از آن بود که روابط نشأت گرفته از رابطه اصلی پنمن مقادیر تبخیر را با تطابق بیشتری نسبت به مقادیر بیلان انرژی برآورد می‌کند. Craig (2006) با در نظر گرفتن مقدار صفر برای مقاومت سطح آب در رابطه پنمن-مانتیت، عملکرد دو روش پنمن-مانتیت و FAO56-PM را در استرالیا مورد ارزیابی قرار داد که نتایج نشان‌دهنده کارایی قابل قبول روش پنمن-مانتیت فائو بود. در مطالعه‌ای در جنوب شرقی اسپانیا و در یک منطقه نیمه خشک چندین روش برای ارزیابی تبخیر از یک مخزن پوششی^۲ مورد ارزیابی قرار گرفت و نتایج حاکی از آن بود که رابطه FAO56-PM جواب قابل قبولی را ارائه می‌دهد (Gallego-Elvira et al., 2012). نتایج وی نشان دهنده خطای ۸ درصد مرتبط با تبخیر ماهانه برآورد شده با استفاده از رابطه پنمن و مقدار میانه ۰/۹۹ و انحراف معیار ۰/۱۲ بود. طی مطالعه‌ای در حوضه دریاچه ارومیه، چهار روش مختلف مبتنی بر درجه حرارت هوا شامل روش هارگریوز، تورنت وایت، بلانی

و Makkink که روش‌هایی مبنی بر بیلان انرژی، دما و تابش هستند، محاسبه و ارزیابی شود.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه مطالعاتی

مطابق شکل ۱، در مطالعه حاضر دریاچه ارومیه به عنوان پهنه آبی شور مورد ارزیابی قرار گرفت. این دریاچه دارای حداکثر مساحت ۶۱۰۰ کیلومترمربع و عمق ۱۶ متر بوده و با طول جغرافیایی $38^{\circ}00'$ تا $36^{\circ}00'$ شرقی و عرض جغرافیایی $45^{\circ}00'$ تا $46^{\circ}00'$ شمالی در حوضه دریاچه ارومیه قرار گرفته است (Eimanifar and Mohebbi, 2007). همچنین، طبق برآورد انجام شده، مساحت دریاچه در مرداد سال ۱۳۹۰ به ۲۳۶۶ کیلومتر مربع کاهش یافته است که به دلیل تبخیر و کاهش جریانات ورودی می‌باشد (Pengra, 2012). حوضه دریاچه ارومیه دربرگیرنده سه استان آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی و کردستان بوده و دارای وسعتی در حدود ۵۹۱۲۳ کیلومترمربع می‌باشد. میانگین سالانه بارندگی در این حوضه از ۳۵۰ تا ۶۰۰ میلی‌متر متغیر است.

قبولی ارائه می‌دهد. در طی مطالعه‌ای Ghahreman and Rahimzadegan (2022) رابطه‌ای اختصاصی برای محاسبه تابش خالص در سطح آب ارائه دادند و تبخیر از دریاچه امیرکبیر و دریاچه ارومیه را با استفاده از شش روش مختلف محاسبه کردند. نتایج نشان‌دهنده آن بود که روش ترکیبی نتایج قابل اعتمادی را در محاسبه تبخیر ارائه می‌دهد.

همانطور که مطالعات بررسی شده نشان می‌دهد، مدل‌های مختلفی بر مبنای دما، تابش خورشید و روش‌های ترکیبی به منظور برآورد تبخیر ارائه شده است که بررسی و ارزیابی عملکرد این روش‌ها در آب‌های شور می‌تواند در نگهداری این دریاچه‌ها دارای اهمیت باشد. همچنین، به جز روش‌های مبنی بر تصاویر ماهواره‌ای، در بیشتر روش‌های موجود یک مقدار ثابت برای آلبیدو در سطح پهنه‌های آب شور در نظر گرفته شده و در نتیجه یک مقدار به‌عنوان نماینده تبخیر از منطقه مورد نظر در نظر گرفته می‌شود (Finch and Hall, 2001). در این راستا، در مطالعه حاضر سعی شده است با بهره‌گیری از تصاویر ماهواره‌ای توزیع آلبیدو و تابش خالص در سطح آب شور محاسبه و تبخیر برآورد شده از سطح دریاچه ارومیه با استفاده از روش‌های METRIC, Priestley-Taylor, FAO56-PM, Hargreaves-Samani و KP⁷.

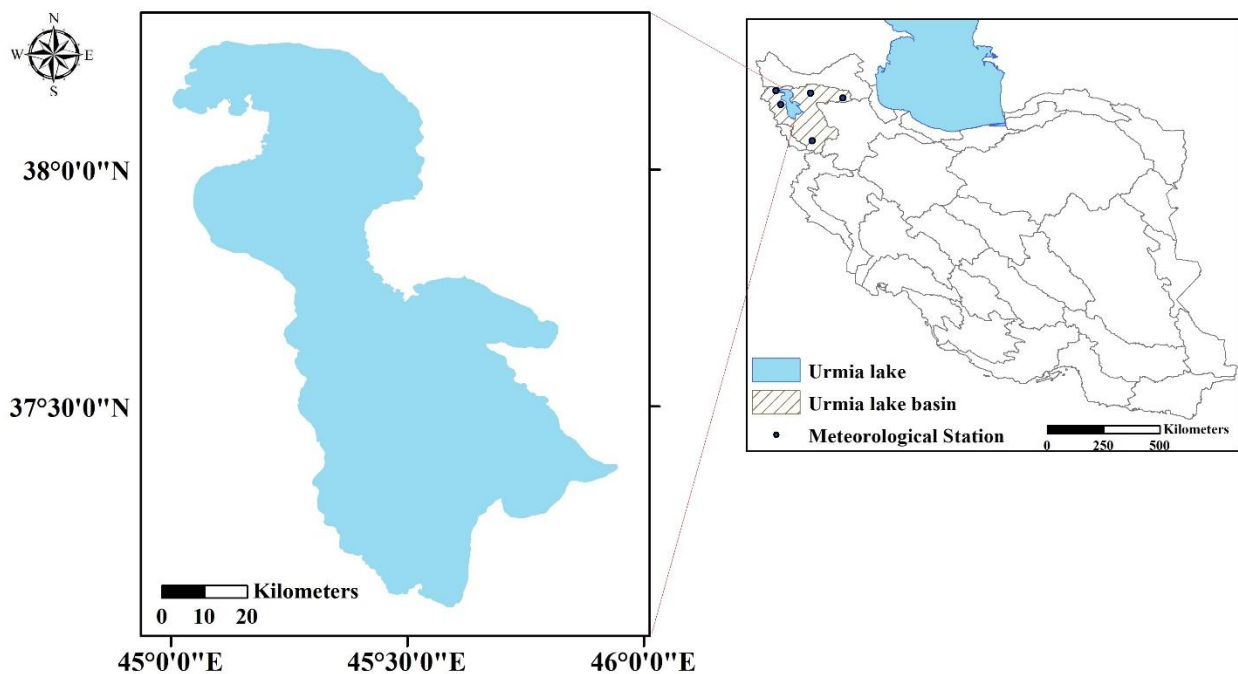


Fig. 1- Location of Urmia Lake and pan evaporation stations used in this study
 شکل ۱- محدوده دریاچه ارومیه به همراه موقعیت ایستگاه تشت تبخیر استفاده شده در این مطالعه

۲-۲- داده‌های مورد استفاده

در این مطالعه، ۱۶ تصویر ماهواره MODIS⁸ در سال ۲۰۲۰ در شرایط آسمان صاف استفاده شد که اطلاعاتی از قبیل بازتابندگی طیفی و زاویه تابش خورشید از تصاویر MOD09A1 و اطلاعات مربوط به دمای سطح از تصاویر MOD11A2 استخراج گردید. تصویر انتخابی از سایت سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده به آدرس www.usgs.gov تهیه شدند. همچنین، مدل رقومی ارتفاع زمین (DEM⁹) با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متری از تصاویر ماهواره SRTM¹⁰ مورد استفاده قرار گرفت. داده‌های ایستگاه هواشناسی مورد نیاز نیز متناظر با تصاویر انتخابی از سازمان هواشناسی تهیه شد. این داده‌ها شامل داده‌های تابش خورشیدی، ساعت آفتابی، تابش طول موج کوتاه، رطوبت نسبی، دمای بیشینه، کمینه، متوسط، سرعت باد، دمای نقطه شبنم است. علاوه بر این، مقادیر تبخیر اندازه‌گیری شده توسط تشت تبخیر برای ارزیابی تبخیر تعرق مرجع مورد استفاده قرار گرفته است. تشت تبخیر مورد استفاده کلاس A بوده و دقت اندازه‌گیری تبخیر ۰/۱ mm است. تبخیر از تشت روزانه یک بار در ساعت ۶ به وقت UTC با استفاده از روش حجمی برداشت می‌شود.

۳- روش‌شناسی

فلوچارت کلی روش پیاده‌سازی شده در این تحقیق در شکل ۲ ارائه شده است.

مدل‌های ارائه شده برای برآورد تبخیر پتانسیل از روابط ساده تا روابط پیچیده بر مبنای فرآیندهای فیزیکی مانند روش ترکیبی^{۱۱} Penman (1948) متغیر هستند. به دلیل این که روش ترکیبی، داده‌های هواشناسی زیادی را می‌طلبد و در بسیاری از مناطق، توزیع مناسبی از ایستگاه‌های هواشناسی برای جمع‌آوری داده مورد نیاز موجود نمی‌باشد، مدل‌های ساده شده‌ی دما مینا و تابش مینا ارائه شده‌اند که به داده ورودی کمتری برای محاسبه تبخیر نیاز دارند. در ادامه روش‌های استفاده شده در این تحقیق تشریح شده است.

۳-۱- مدل METRIC

مدل METRIC، مدلی بر مبنای بیلان انرژی می‌باشد و در آن از تصاویر ماهواره‌ای برای برآورد پارامترهای بیلان انرژی و تبخیر استفاده می‌شود. رابطه بیلان انرژی به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (1)$$

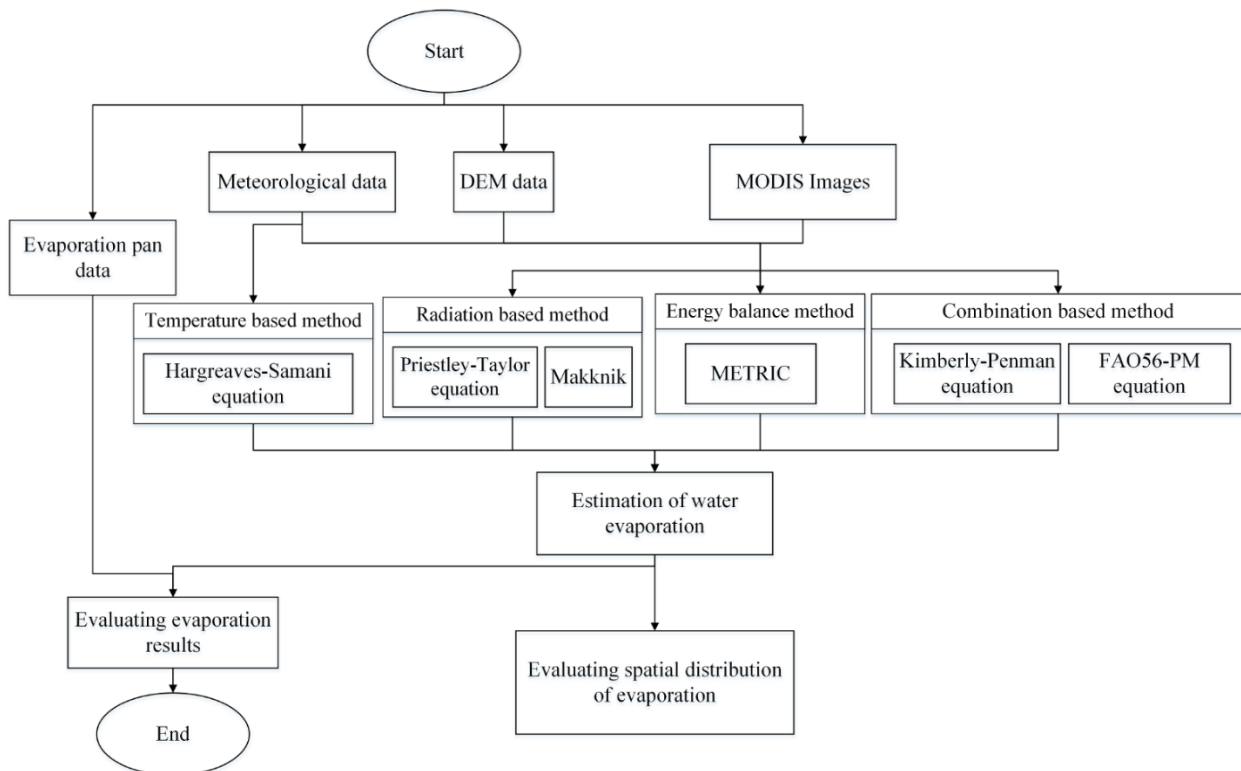


Fig. 2- The overall flowchart of the method of the study
شکل ۲- فلوچارت کلی روش استفاده شده در این مطالعه برای محاسبه تبخیر

ماهواره‌ای پیکسل‌های حدی تعریف می‌شود که به صورت پیکسل گرم و پیکسل سرد بیان می‌شوند. پیکسل گرم، پیکسلی است که در آن تبخیر صفر و دمای سطح مقدار زیادی دارد. پیکسل سرد، پیکسلی است که مقدار تبخیر در آن زیاد بوده و شار گرما محسوس مقدار کمی دارد.

دلیل انتخاب این دو پیکسل مشخصات معلوم آن‌ها می‌باشد که با توجه به آن گرمای محسوس در این دو پیکسل محاسبه می‌شود. با توجه به رابطه ۴، با معلوم بودن مقدار گرمای محسوس، مقدار dT در پیکسل گرم و سرد قابل تعیین می‌باشد. بنابراین با تشکیل دو معادله و دو مجهول، ضرایب a و b محاسبه می‌شود. روند محاسبه مقاومت آبرودینامیک نیز به این شکل می‌باشد که در آن ابتدا شرایط هوای خنثی در نظر گرفته می‌شود، سپس با توجه به معادلات مونین-آبوخو^{۱۳} شرایط جوی اصلاح می‌گردد. این روند به صورت تکراری انجام می‌پذیرد تا نتایج پایدار گردد.

بعد از محاسبات شار تابش خالص، شار گرمای خاک و شار گرمای محسوس، شار گرمای نهان طبق رابطه (۱) محاسبه می‌شود. سپس طبق رابطه (۶) مقدار تبخیر در لحظه گذر ماهواره تبدیل به تبخیر در ساعت مربوط به گذر ماهواره می‌شود:

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (6)$$

که ET_{inst} مربوط به تبخیر در ساعت گذر ماهواره و λ گرمای نهان تبخیر می‌باشد. معمولاً تبخیر به صورت روزانه بیان شده و استفاده می‌شود. بنابراین، تبخیر ساعتی باید به تبخیر روزانه تبدیل شود. در این خصوص، پارامتری به نام کسر تبخیر تعریف می‌شود.

در مدل METRIC، کسر تبخیر با استفاده از مفهوم تبخیر تعرق مرجع در ساعت گذر ماهواره مطابق رابطه (۷) محاسبه می‌شود:

$$EF = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (7)$$

که در آن ET_r تبخیر تعرق گیاه مرجع در ساعت گذر ماهواره است. کسر تبخیر محاسبه شده مقداری بین ۰ تا ۱ به خود می‌گیرد. بطوری که، اگر در پیکسلی کسر تبخیر صفر باشد، تبخیر صفر خواهد بود. همچنین، اگر در پیکسلی کسر تبخیر نزدیک ۱ باشد و پیکسل مورد نظر پوشش گیاهی بالایی داشته باشد، خصوصیات مشابه پیکسل سرد خواهد داشت. پس از محاسبه کسر تبخیر، با استفاده از تبخیر تعرق گیاه مرجع تبخیر تعرق روزانه محاسبه می‌شود:

$$ET_{daily} = EF \times ET_{r24} \quad (8)$$

که در آن λET شار گرمای نهان (W/m^2)، R_n شار تابش خالص بر حسب (W/m^2)، H شار گرمای محسوس (W/m^2) و G شار گرمای خاک یا آب (W/m^2) است. در این مطالعه طبق پیشنهاد (Allen et al. 2002) رابطه $G=0.5R_n$ برای محاسبه شار گرمای آب مورد استفاده قرار گرفت. در ادامه روش محاسبه هریک از پارامترهای مربوطه شرح داده می‌شود. مقدار تابش خالص در لحظه گذر ماهواره با استفاده از رابطه (۲) به دست می‌آید:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (2)$$

که α آلبدو سطح، $R_{s\downarrow}$ شار تابش موج کوتاه ورودی (W/m^2) و $R_{L\downarrow}$ تابش طول موج بلند ورودی ($W.m^2$) است، که با استفاده از رابطه استافان-بولتزمن^{۱۲} محاسبه می‌شود (Bastiaanssen, 2000). $R_{L\uparrow}$ تابش طول موج بلند خروجی می‌باشد ($W.m^2$)، که با استفاده از گسیلندگی سطح و دمای سطح محاسبه می‌شود. $(1-\epsilon_0)R_{L\downarrow}$ بیانگر نسبتی از تابش طول موج بلند ورودی است که به دلیل بازتابندگی از سطح از دست رفته است. آلبدوی سطح با استفاده از اطلاعات بازتابندگی طیفی محصول MOD09A1 مطابق رابطه زیر محاسبه شد (Liang, 2001):

$$\alpha = 0.16r_1 + 0.291r_2 + 0.243r_3 + 0.116r_4 + 0.112r_5 + 0.08r_7 - 0.0015 \quad (3)$$

که r_1 تا r_7 بازتابندگی طیفی می‌باشد.

در بیشتر مدل‌ها بر مبنای بیلان انرژی روند محاسبه R_n و G شباهت زیادی به هم دارد، اما این مدل‌ها تفاوت قابل ملاحظه‌ای در محاسبه شار گرمای محسوس با یکدیگر دارند. یکی از پارامترهای مورد نیاز برای محاسبه شار گرمای محسوس، اختلاف دما بین دمای هوای نزدیک سطح و دمای هوا در ارتفاع ۲ متری در هر پیکسل است. بنابراین، یکی از چالش‌های محققان محاسبه گرادیان دمای نزدیک سطح (dT) بوده است. در مدل METRIC، شار گرمای محسوس طبق رابطه (۴) محاسبه می‌شود:

$$H = \frac{\rho_a \times c_p \times dT}{\Gamma_{ah}} \quad (4)$$

که H شار گرمای محسوس، ρ_a چگالی هوا، c_p گرمای مخصوص هوا و Γ_{ah} مقاومت آبرودینامیک در برابر انتقال گرما می‌باشد. برای محاسبه گرادیان دما در مدل METRIC از یک رابطه خطی بر مبنای دمای سطح استفاده می‌شود. این ایده برای اولین بار توسط Bastiaanssen et al. (1998) ارائه شد.

$$dT = aT_s + b \quad (5)$$

در رابطه بالا a و b ضرایب کالیبراسیون هستند که برای هر منطقه به صورت مستقل کالیبره می‌شود. برای محاسبه این ضرایب از تصاویر

$$ET_0 = \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{6.43\gamma W_f (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma} \right] / \lambda \quad (12)$$

W_f تابع باد است که در طول سال متغیر است و به صورت زیر تعریف شده است (Wright, 1987).

$$W_f = a_w + b_w U_2 \quad (13)$$

که در آن U_2 میانگین سرعت باد در ارتفاع ۲ متری سطح زمین (m) است. همچنین ضرایب a_w و b_w برای چمن مرجع به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$a_w = 0.3 + 0.58 \exp \left(\left[- \left(\frac{J - 170}{45} \right)^2 \right] \right) \quad (14)$$

$$b_w = 0.32 + 0.54 \exp \left(- \left[\left(\frac{J - 228}{67} \right)^2 \right] \right) \quad (15)$$

که J بیانگر شماره روز از سال می‌باشد.

۳-۳- مدل‌های دما مبنا و تابش مبنا

روش PM نیاز به داده هواشناسی دقیق و قابل اعتماد دارد. به دلیل امکان خطا در برداشت و ثبت داده‌ها و یا فقدان برخی از داده‌های مورد نظر در ایستگاه هواشناسی، روش‌های ساده‌تر از PM مانند روش ارائه شده توسط Hargreaves and Samani (1985) ارائه شد که داده

هواشناسی کمتری را به منظور برآورد تبخیر تعرق پتانسیل نیاز دارد:

$$ET_0 = 0.0023 (T_{max} - T_{min})^{0.5} (T_{mean} + 17.8) R_a \quad (16)$$

که T_{max} و T_{min} دمای بیشینه و کمینه روزانه بوده و R_a تابش فراجوی می‌باشد.

روش‌های Priestley-Taylor و Makkink نیز روش‌های ساده شده‌ای بر مبنای تابش هستند که به ترتیب مطابق رابطه ۱۷ و ۱۸ تعریف می‌شوند (Makkink, 1957; Priestley and Taylor, 1972):

$$ET_0 = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{(R_n - G)}{\lambda} \quad (17)$$

$$ET_0 = 0.61 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{2.45} - 0.12 \quad (18)$$

که α ضریب Priestley-Taylor می‌باشد. طبق بررسی‌های انجام شده توسط Priestley and Taylor مقدار متوسط α برای سطح آب برابر 1.26 است.

طبق بحث انجام شده در این بخش، به جز روش Hargreaves-Samani و Makkink، تابش خالص یکی از اجزای محاسبه تبخیر است. در این مطالعه، به منظور محاسبه توزیع مکانی تبخیر، سعی شد از تصاویر ماهواره‌ای برای محاسبه آلبیدو و تابش خالص استفاده شود.

که ET_{r24} تبخیر تعرق گیاه مرجع ۲۴ ساعته بوده و از اطلاعات ثبت شده در ایستگاه هواشناسی محاسبه می‌شود. علاوه بر محاسبه تبخیر روزانه، تبخیر در طول یک دوره را می‌توان با فرض ثابت بودن کسر تبخیر در آن دوره محاسبه کرد (Allen et al., 2002):

$$ET_{period} = EF_{period} \times \sum_1^n ET_{r24} \quad (9)$$

EF_{period} کسر تبخیر در دوره مورد نظر بوده و n نشانگر روزهای مربوط به دوره مورد بررسی است.

۳-۲- مدل‌های ترکیبی

Penman (1948) اولین کسی بود که رابطه ترکیبی را به منظور محاسبه تبخیر از سطح آب آزاد^{۱۴} معرفی کرد و روش تعادل انرژی نظری^{۱۵} را با روش انتقال جرم ترکیب کرد (Burman and Pochop, 1994). Monteith (1965) رابطه ترکیبی پنمن را به منظور تأثیر دادن مقاومت سطح برای انتشار بخار آب اصلاح کرد که به رابطه Penman-Monteith (PM) معروف است:

$$\lambda E_0 = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma (1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (10)$$

که λE_0 شار گرمای نهان، $(e_s - e_a)$ نشان دهنده کمبود فشار هوا، Δ شیب منحنی فشار بخار-دما ($KPa \cdot ^\circ C^{-1}$)، γ ثابت سایکرومتریک ($KPa \cdot ^\circ C^{-1}$) و λ شار گرمای نهان ($Mj \cdot kg^{-1}$) می‌باشد. ρ_a میانگین چگالی هوا در فشار ثابت، c_p گرمای مخصوص هوا، r_s و r_a به ترتیب مقاومت سطح و آیرودینامیک می‌باشد. این رابطه توسط محققان مختلف برای محاسبه تبخیر از سطوح آبی استفاده شده است (Craig, 2006). با استفاده از رابطه ترکیبی Penman-Monteith رابطه‌ای استاندارد شده تحت عنوان FAO56-PM برای محاسبه تبخیر تعرق ارائه شده است (Allen et al., 1998):

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \quad (11)$$

که ET_0 تبخیر تعرق گیاه مرجع ($mm \cdot d^{-1}$) و T میانگین ساعتی دمای هوا ($^\circ C$) می‌باشد که از اطلاعات ایستگاه هواشناسی به دست می‌آید.

روش KP با استفاده از رابطه اصلی پنمن و با اعمال ضرایب باد و اندازه‌گیری‌های لایسیمتری با دقت بالا، توسعه داده شد (Wright, 1982). در این مطالعه نسخه اصلاح شده KP را به منظور محاسبه تبخیر استفاده شده است:

۳-۴- روش‌های ارزیابی نتایج

در این مطالعه، خطای جذر میانگین مربعات برای محاسبه خطا بین مقادیر پیش‌بینی شده و مقادیر اندازه‌گیری شده است که مقدار بهینه آن صفر است:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_i)^2} \quad (19)$$

که n تعداد مشاهدات می‌باشد، \hat{x}_i مقادیر اندازه‌گیری شده است و x_i مقادیر پیش‌بینی شده است. علاوه بر این، ضریب تعیین برای محاسبه همبستگی بین مقادیر پیش‌بینی شده و مقادیر ارزیابی شده استفاده شده است که مقدار بهینه این شاخص ۱ است:

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^n x_i \hat{x}_i - \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)(\sum_{i=1}^n \hat{x}_i)}{n} \right]^2}{\left[\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)^2}{n} \right] \left[\sum_{i=1}^n \hat{x}_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n \hat{x}_i)^2}{n} \right]} \quad (20)$$

همچنین، ضریب بی بعد نش-ساتلیکف^{۱۶} برای بررسی کارایی مدل‌ها مورد استفاده قرار گرفت:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \hat{x}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\hat{x}_i - \bar{x}_i)^2} \quad (21)$$

که در آن \bar{x}_i میانگین مقادیر مشاهداتی می‌باشد. ضریب نش-ساتلیکف بین $-\infty$ تا $+1$ تغییر می‌کند. در صورتی که مقدار آن برابر $+1$ شود، یعنی مقدار شاخص بهینه بوده و مقادیر پیش‌بینی شده و اندازه‌گیری شده دقیقاً منطبق بر هم هستند. منفی بودن مقدار نش-ساتلیکف بیانگر عملکرد ضعیف مدل در برابر مقادیر مشاهداتی است.

۴- نتایج و بحث

۴-۱- تبخیر روزانه

همانطور که در قسمت قبل گفته شد، در این مطالعه، از تصاویر ماهواره ای برای محاسبه شار تابش خالص لحظه‌ای، شار گرمای آب و شار گرمای محسوس استفاده شد که ورودی‌های مدل METRIC می‌باشد. علاوه بر این، آلبیدو نیز از تصاویر محصول MOD09A1 به منظور استفاده در مدل‌های FAO56PM، KP، Priestley-Taylor محاسبه شد. در ادامه تبخیر از دریاچه ارومیه با استفاده از ۶ روش Hargreaves-Samani، METRIC، برآورد و توزیع تبخیر محاسبه شد. به منظور ارزیابی مدل‌های مذکور نتایج تشت تبخیر ایستگاه‌های هواشناسی حوضه دریاچه ارومیه مطابق شکل ۳ درونیابی و محدوده مربوط به دریاچه ارومیه به منظور محاسبه میانگین وزنی جدا شد و

مقادیر آن برای ارزیابی نقطه‌ای مدل‌ها مورد استفاده قرار گرفت. جدول ۱ نتایج به دست آمده از مدل‌های مختلف را نشان می‌دهد. همانطور که مشخص است، نتایج مدل KP، FAO56PM و METRIC به نتایج مشاهداتی نزدیک هستند. این مورد بدان دلیل است که در این روش‌ها تمام پارامترهای مؤثر بر تبخیر از جمله سرعت باد، دما و تابش در نظر گرفته می‌شود. ولی، روش‌های Makkink، Priestley-Taylor و Hargreaves-Samani روش‌های ساده‌شده‌ای می‌باشند که تمام پارامتر مؤثر بر تبخیر را در نظر نمی‌گیرند که این مورد باعث بروز برخی عدم قطعیت‌ها می‌شود.

شکل ۴ نمودار پراکنش نتایج شش مدل مورد بررسی در این مطالعه را در مقابل نتایج مشاهداتی نشان می‌دهد. طبق پارامترهای آماری محاسبه شده، بین مدل‌های مورد بررسی، مدل FAO56PM خطای کمتری نسبت به نتایج مشاهداتی داشته و همبستگی بالایی با مقادیر مشاهداتی دارد. نتیجه‌ای مشابه در سطح آب شیرین توسط Ghahreman and Rahimzadegan (2022) به دست آمد که در آن مدل FAO56PM بیشترین دقت بیشتری را بین مدل‌ها مورد بررسی در سطح آب شیرین نشان داد. در شکل ۴ نتایج مدل METRIC نیز نشان داده است. این مدل ابتدا به منظور برآورد تبخیر تعرق در مزرعه‌هایی با محصول مختلف توسعه داده شد و بعدها توسط محققان در سطح آب نیز مورد استفاده قرار گرفت. در این مدل تعیین شار گرمای آب (G) در لحظه گذر ماهواره دارای عدم قطعیت است و طبق نتایج به دست آمده این مدل نسبت به روش FAO56-PM دقت کمتری در سطح آب شور داشته است. مطابق شکل ۴، بین روش‌های Makkink، Priestley-Taylor و Hargreaves-Samani که روش‌های ساده شده بر مبنای تابش و دما هستند، مدل Priestley-Taylor از دقت بالایی برخوردار بوده است. همانطور که در قسمت روش شناسی گفته شد، مدل Makkink و Priestley-Taylor هر دو روش تابش مبنای هستند با این تفاوت که مهمترین پارامتر ورودی در مدل Priestley-Taylor تابش خالص (R_n) و در مدل Makkink تابش خورشیدی طول موج کوتاه (R_s) می‌باشد. در محاسبه R_n مقدار آلبیدو تأثیر مستقیم دارد، بطوری که این مقدار در سطح گیاه مرجع ۰٫۲۳ و در سطوح آبی نزدیک به صفر و در حدود ۰٫۰۶۵ می‌باشد (Finch and Hall, 2001). بیشتر مدل‌های ارائه شده برای محاسبه تبخیر تعرق مرجع که R_n به صورت مستقیم در آنها وجود ندارد، با در نظر گرفتن مقدار آلبیدو برابر ۰٫۲۳ توسعه یافته‌اند (Allen et al., 1998).

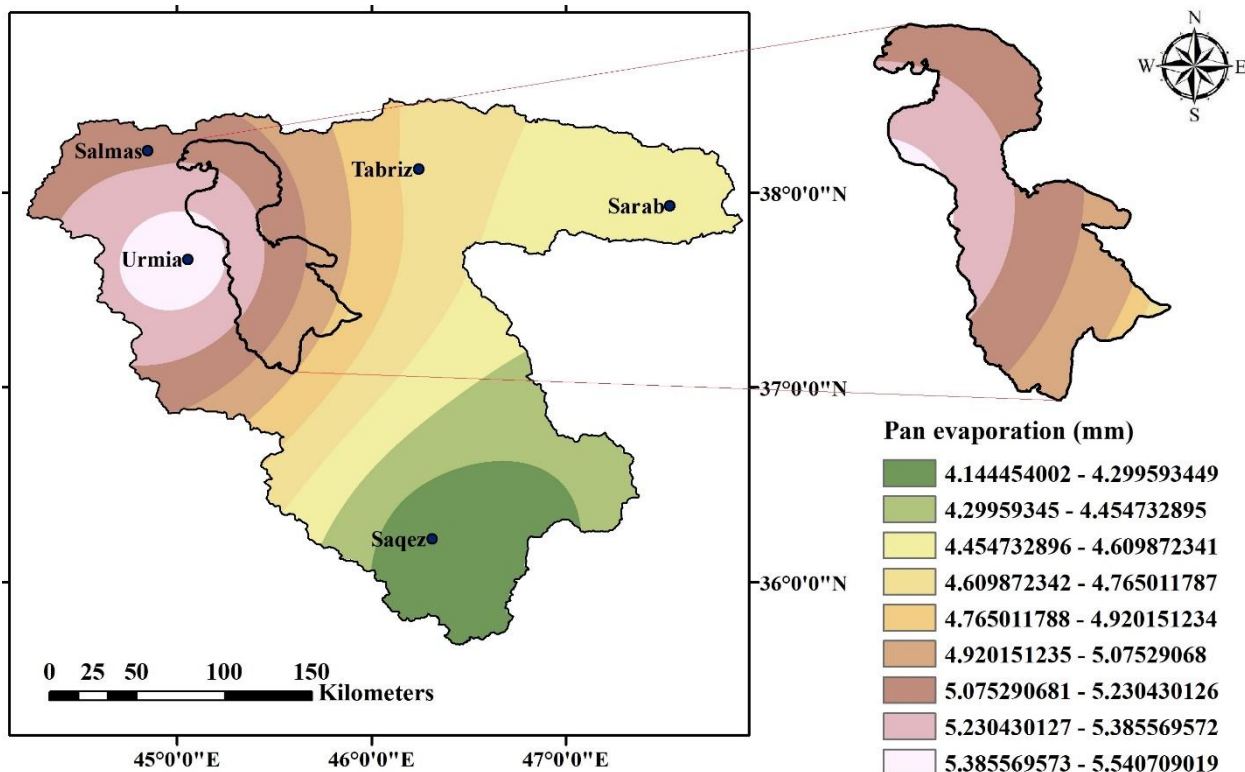


Fig. 3- A sample of interpolated evaporation over Urmia Lake basin using meteorological Pan evaporation measurements on September 21, 2020

شکل ۳- نمونه‌ای از درونیابی نتایج تشت تبخیر از ایستگاه‌های هواشناسی درون حوضه ارومیه در تاریخ ۲۱ سپتامبر سال ۲۰۲۰

Table 1- The result of daily estimated evaporation using employed methods over Urmia Lake at 2020
جدول ۱- نتایج تبخیر روزانه برآورد شده با استفاده از روش‌های مورد بررسی در سطح دریاچه ارومیه در سال ۲۰۲۰

Image no.	Imaging Date	Pan (mm)	METRIC (mm)	FAO56-PM (mm)	KP (mm)	Makkink (mm)	Hargreaves-Samani (mm)	Priestley-Taylor (mm)
1	1 Jun	7.68	9.65	9.04	9.60	5.07	10.96	7.54
2	9 Jun	9.03	10.10	9.33	10.06	4.83	11.33	7.33
3	17 Jun	9.28	9.43	9.15	10.14	5.00	12.08	7.66
4	25 Jun	9.70	9.80	9.49	11.34	5.18	11.57	7.96
5	3 Jul	9.57	9.89	9.65	11.12	4.80	12.50	7.34
6	19 Jul	9.85	10.93	10.55	12.09	5.12	14.71	7.80
7	27 Jul	9.71	9.41	9.08	10.58	5.12	12.07	7.61
8	4 Aug	8.67	10.22	9.26	11.32	4.98	10.74	7.29
9	12 Aug	8.09	8.18	8.00	9.81	4.62	9.92	7.02
10	20 Aug	6.68	8.52	7.92	9.11	4.59	9.58	6.51
11	5 Sep	7.22	7.66	7.18	7.91	3.88	8.78	5.36
12	21 Sep	5.36	6.23	5.87	6.33	3.42	6.98	4.68
13	29 Sep	5.00	6.33	5.04	5.40	2.89	5.34	3.78
14	15 Oct	3.20	5.50	3.71	3.56	2.57	4.01	2.83
15	23 Oct	2.92	4.85	3.11	2.89	2.11	3.59	2.30
16	31 Oct	3.51	4.70	3.36	2.87	1.97	3.60	1.93

Priestley-Taylor مدل نتایج ۴ شکل ۴ ماهواره‌ای محاسبه شد). در برابر نتایج تست تبخیر قابل مشاهده است که در آن مدل Priestley-Taylor از دقت بالایی برخوردار بوده و نتایج قابل اعتمادتری نسبت به مدل‌های در سطح آب ارائه داده است.

بنابراین با توجه به توضیحات فوق، بر خلاف مدل Makkink، مقدار آبی‌دوی آب در مدل Priestley-Taylor قابل اعمال است که می‌تواند در دقت مدل تأثیرگذار باشد (همانطور که گفته شد در مطالعه حاضر نتایج توزیع آبی‌دوی سطح آب شور با استفاده از تصاویر

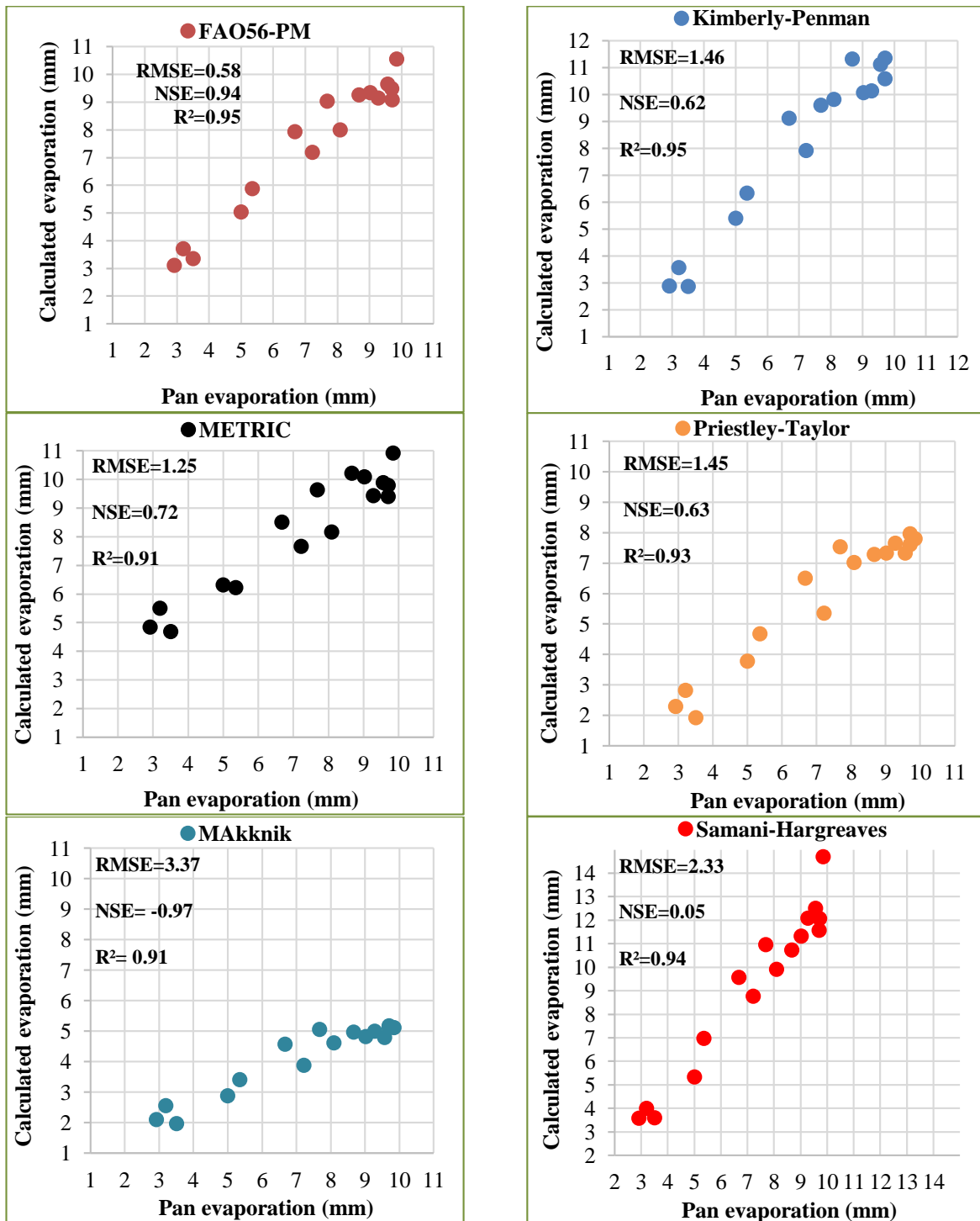


Fig. 4- Performance diagram for the selected evaporation estimation methods versus pan evaporation measurements

شکل ۴- نمودار عملکرد روش‌های مورد بررسی در مقایسه با نتایج تست تبخیر

آلبیدوی متغیر در سطح دریاچه. در حالت آلبیدو ثابت، مقدار 0.7065 به عنوان آلبیدو در نظر گرفته شد که دلیل آن استفاده بیشتر محققان از مقدار 0.7065 برای آلبیدوی سطح آب است (Finch and Hall, 2001). طبق نتایج، با استفاده از مدل FAO56-PM و در حالت آلبیدوی ثابت حجم تبخیر 40.16×10^3 مترمکعب و در حالت آلبیدوی متغیر حجم تبخیر 40.55×10^3 مترمکعب محاسبه شد که تفاوت بین حجم برآورد شده در دو حالت 539×10^3 مترمکعب است که قابل تأمل است.

۵- نتیجه گیری

تبخیر یکی از عوامل مهم در هدر رفت آب از پهنه‌های آبی از جمله آب‌های شور است. از این رو، برآورد دقیق تبخیر در مباحث مدیریت منابع آبی از اهمیت بالایی برخوردار است. در طی سالیان، روابط ساده شده متعددی برای برآورد تبخیر پتانسیل بر مبنای دما و تابش ارائه شده است که ارزیابی دقت این مدل‌ها با روش‌های ترکیبی می‌تواند در تصمیم‌گیری محققان در مطالعات آبی تأثیرگذار باشد. از این رو، هدف مطالعه حاضر بررسی کارایی روش‌های مختلف برآورد تبخیر در سطح آب شور و تهیه نقشه توزیع مکانی تبخیر از سطح دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای بود. برای این منظور، از میان روش‌های موجود دو مدل FAO56-PM و KP به‌عنوان روش ترکیبی، مدل METRIC به‌عنوان روشی بر اساس بیلان انرژی، مدل‌های Priestley-Taylor و Makkink به‌عنوان روشی بر مبنای تابش و مدل Hargreaves-Samani به‌عنوان روش دما مینا ارزیابی شدند. نتایج برآورد تبخیر با استفاده از شش روش با داده‌های مشاهداتی مورد ارزیابی قرار گرفت و مشخص گردید که مدل FAO56-PM با $NSE=0.93$ و $RMSE=0.73$ (mm) مدل KP با $NSE=0.73$ و $RMSE=1.41$ (mm) و مدل METRIC با $NSE=0.75$ و $RMSE=1.36$ (mm) نتایج قابل قبولی نسبت به روش‌های دما مینا و تابش مینا ارائه می‌دهند. به طور کلی نتایج نشان‌دهنده آن بود که مدل FAO56-PM کارایی بهتری در میان مدل‌های ترکیبی و مدل‌های ساده شده دارد و همچنین مشخص شد که در بین مدل‌های دما مینا و تابش مینا مدل Priestley-Taylor خطای کمتری با نتایج مشاهداتی دارد.

همچنین، برای بررسی بیشتر می‌توان نتایج پژوهش در منطقه فریمان در استان خراسان رضوی را در نظر گرفت که در آن مدل Priestley-Taylor در مقایسه با نتایج مدل FAO56-PM مقادیر $R^2=0.91$ و $RMSE=0.78$ را نشان داد (Moqbeli, 2018). (Dameneh and Sanaeinejad, 2018).

در بیشتر مطالعات، محققان از روش FAO56-PM به‌عنوان روش استاندارد برای ارزیابی نتایج استفاده می‌کنند (Craig, 2006; Melesse et al., 2009). از این رو، نتایج مدل‌های بررسی شده در این مطالعه طبق جدول ۲ با نتایج حاصله از روش FAO56-PM مورد ارزیابی قرار گرفت. همانطور که مشخص است، روش KP خطای کمتری با مدل FAO56-PM داشته و NSE بالایی دارد. همچنین، در روش‌های مبتنی بر بیلان انرژی و تصاویر ماهواره‌ای، تبدیل مقیاس نقش اساسی در دقت مدل دارد که برای این کار در مدل METRIC از روش ترکیبی ASCE-PM استفاده می‌شود (Allen et al., 2005). از این رو، مدل METRIC همبستگی قابل قبولی با روش FAO56-PM داشته و خطای کمتری نسبت به آن دارد، که طبق بررسی‌های انجام شده این مورد به دلیل استفاده از روش ترکیبی در تبدیل مقیاس تبخیر است.

۴-۲- توزیع تبخیر سطح دریاچه

همانطور که گفته شد، تصاویر ماهواره‌ای در این مطالعه برای برآورد توزیع تبخیر از دریاچه ارومیه مورد استفاده شده است. برای نمونه، شکل ۵ توزیع تبخیر دریاچه ارومیه را در تاریخ ۱ ژوئن ۲۰۲۰ با استفاده از ۴ روش نشان می‌دهد. به دلیل آنکه در روش Makkink و Hargreaves-Samani از پارامتر تابش خالص استفاده نمی‌شود، امکان ترسیم توزیع تبخیر با استفاده از آن وجود نداشت. همچنین، به دلیل تعداد بالای تصاویر، ترسیم توزیع تبخیر در تمامی تصاویر امکان‌پذیر نبود و یک تصویر برای تحلیل انتخاب شد. همانطور که از شکل ۵ مشخص است، توزیع تبخیر در کل دریاچه یکسان نبوده و تفاوت قابل ملاحظه‌ای دارد. طبق بررسی‌های انجام شده این مورد به دلیل تفاوت مقدار آلبیدو در سطح دریاچه است که در محاسبه تابش خالص نقش ایفا می‌کند. از آنجا که تابش خالص یکی از تأثیرگذارترین پارامترها در مقدار تبخیر است، باعث تفاوت تبخیر بین نواحی شمالی و جنوبی شده است، به طوری که در قسمت جنوبی دریاچه تبخیر بیشتر بوده و تفاوت در برخی نقاط شمالی و جنوبی به 0.9 میلی‌متر در روز می‌رسد. برای بررسی بیشتر حجم تبخیر از دریاچه در دو حالت محاسبه شد: ۱- در نظر گرفتن آلبیدوی ثابت برای کل دریاچه، ۲- در نظر گرفتن

Table 2- Evaluation of the estimated evaporation with FAO56-PM method

جدول ۲- ارزیابی نتایج برآورد تبخیر با نتایج روش FAO56-PM

Evaluation Criteria	KP	METRIC	Priestley-Taylor	Hargreaves-Samani	Makkink
NSE	0.79	0.88	0.61	0.38	-0.89
RMSE (mm)	1.17	0.89	1.63	2.05	3.59

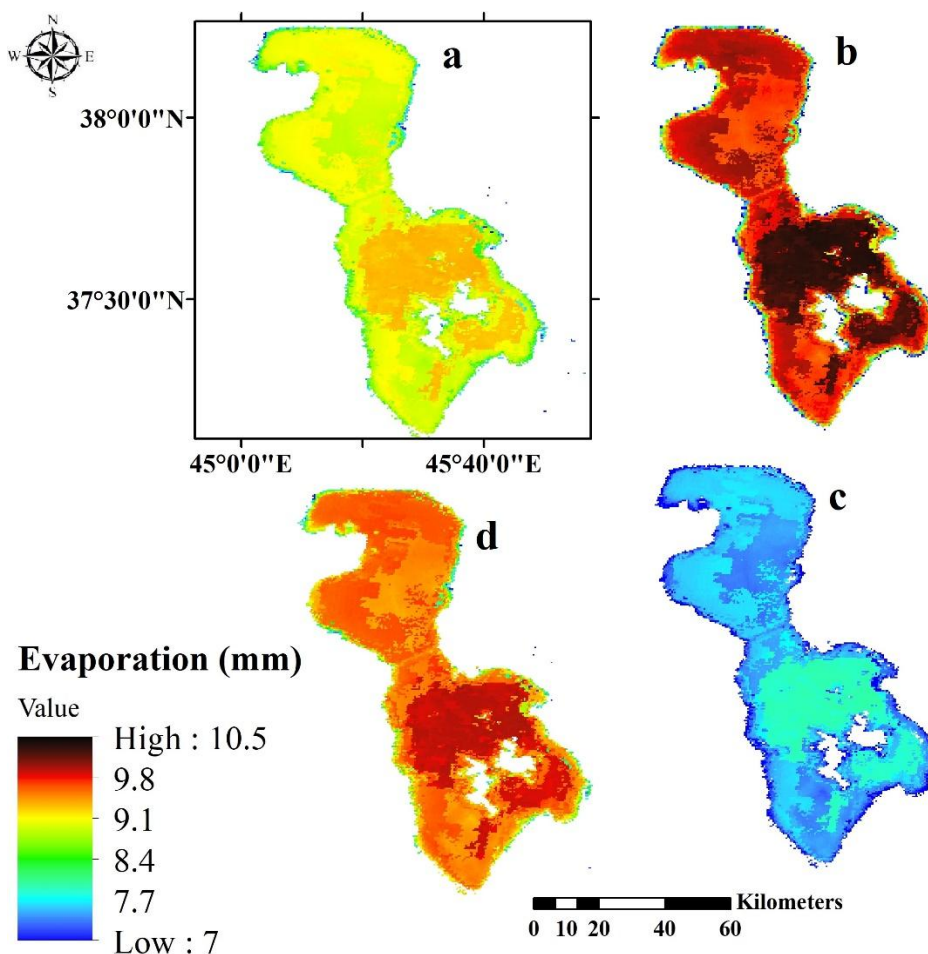


Fig. 5- Calculated map of the daily evaporation from Urmia Lake on June 1, 2020 using four methods: a) FAO56-PM, b) METRIC c) Priestley-Taylor, and d) KP

شکل ۵- توزیع تبخیر تبخیر روزانه از دریاچه ارومیه با استفاده از چهار روش: (a) FAO56-PM (b) METRIC (c) Priestley-Taylor و (d) KP در روز ۱ ژوئن ۲۰۲۰

پی‌نوشت‌ها

- 10- Shuttle Radar Topography Mission
- 11- Combination Method
- 12- Stefan Boltzmann
- 13- Monin Obukhov
- 14- Open Water Surface
- 15- The Theoretical Energy Balance
- 16- Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE)

- 1- Potential Evaporation
- 2- Covered Reservoir
- 3- Surface Energy Balance Algorithm for Land
- 4- Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration
- 5- Surface Energy Balance System
- 6- Operational Simplified Surface Energy Balance
- 7- Kimberly-Penman
- 8- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
- 9- Digital Elevation Model

۵- مراجع

- Allen R, Tasumi M, Morse A (2005). Satellite-based evaporation by METRIC and Landsat for western states water management. US Bureau of Reclamation Evapotranspiration Workshop. Forth Collins, Colo
- Allen R, Tasumi M, Trezza R, Waters R, Bastiaanssen W (2002) SEBAL, Surface energy balance algorithms for land. Idaho Implementation, Advanced Training and Users Manual. Version 1.0. The Idaho Department of Water Resources: Boise, ID, USA
- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998) Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. Fao, Rome 300(9):D05109
- Babamiri O, Dinpashoh Y (2014) Comparison of four temperature based reference crop evapotranspiration estimation method at Urmia Lake Basin. Irrigation Sciences and Engineering (Jise) (Scientific Journal Of Agriculture) 37(1):43-54 (In Persian)
- Bastiaanssen WG (2000) SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. Journal of Hydrology 229(1-2):87-100
- Bastiaanssen WG, Menenti M, Feddes R, Holtslag A (1998) A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. Journal of Hydrology 212:198-212
- Burman R, Pochop LO (1994) Evaporation, evapotranspiration and climatic data. Developments in Atmospheric science 22:251-270
- Craig I (2006) Comparison of precise water depth measurements on agricultural storages with open water evaporation estimates. Agricultural Water Management 85(1-2):193-200
- De Bruin H, Keijman J (1979) The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large, shallow lake in the Netherlands. Journal of Applied Meteorology 18(7):898-903
- Dinpashoh Y, Jahanbakhsh-Asl S, Mosavi-Jahani L (2023) Evaluation of the three empirical models in estimation of potential evapotranspiration (Case study: Urmia Lake basin). Water and Soil Science 33(3):21-32 (In Persian)
- Eimanifar A, Mohebbi F (2007) Urmia Lake (northwest Iran): A brief review. Saline Systems 3(1):1-8
- Fadel A, Mhaweij M, Faour G, Slim K (2020) On the application of METRIC-GEE to estimate spatial and temporal evaporation rates in a mediterranean lake. Remote Sensing Applications: Society and Environment 20:100431
- Finch J, Hall R (2001) Estimation of open water evaporation: A review of methods. Environment Agency Bristol, UK.
- Gallego-Elvira B, Baille A, Martin-Gorriz B, Maestre-Valero J, Martinez-Alvarez V (2012) Evaluation of evaporation estimation methods for a covered reservoir in a semi-arid climate (south-eastern Spain). Journal of Hydrology 458:59-67
- Ghahreman R, Rahimzadegan M (2022) Calculating net radiation of freshwater reservoir to estimate spatial distribution of evaporation using satellite images. Journal of Hydrology 605:127392
- Hargreaves GH, Samani ZA (1985) Reference crop evapotranspiration from temperature. Applied Engineering in Agriculture 1(2):96-99
- Hejabi S, Rezaeian H, Vazifekhah MA (2022) Evaluation of effective meteorological variables on reference evapotranspiration trend in Lake Urmia Basin. Irrigation and Water Engineering 12(4):310-333
- Jensen ME (2010) Estimating evaporation from water surfaces. CSU/ARS Evapotranspiration Workshop, Fort Collins, CO.
- Liang S (2001) Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. Remote Sensing of Environment 76(2):213-238
- Losgedaragh SZ, Rahimzadegan M (2018) Evaluation of SEBS, SEBAL, and METRIC models in estimation of the evaporation from the freshwater lakes (Case study: Amirkabir dam, Iran). Journal of Hydrology 561:523-531
- Makkink GF (1957) Testing the Penman formula by means of lysimeters. Journal of the Institution of Water Engineers 11:277-288
- Melesse AM, Abtew W, Dessalegne T (2009) Evaporation estimation of Rift Valley Lakes: comparison of models. Sensors 9(12):9603-9615
- Monteith JL (1965) Evaporation and environment. Symposia of the Society for Experimental Biology
- Moqbeli Dameneh M, Sanaeinejad SH (2018) Estimate of potential evapotranspiration in Freiman using the priestley-taylor method and remote sensing technique. Journal of Rs and Gis for Natural Resources (Journal of Applied Rs and GIS Techniques in Natural Resource Science) 9(3):72-84
- Pengra B (2012) The drying of Iran's Lake Urmia and its environmental consequences. UNEP-GRID, Sioux Falls, UNEP Global Environmental Alert Service (GEAS)

- Penman HL (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 193(1032):120-145
- Priestley CHB, Taylor R (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weather Review 100(2):81-92
- Rahimpour M, Rahimzadegan M (2021) Assessment of surface energy balance algorithm for land and operational simplified surface energy balance algorithm over freshwater and saline water bodies in Urmia Lake Basin. Theoretical and Applied Climatology 143(3):1457-1472
- Rahimzadegan M, Janani A (2019) Estimating evapotranspiration of pistachio crop based on SEBAL algorithm using Landsat 8 satellite imagery. Agricultural Water Management 217:383-390
- Senay GB, Budde M, Verdin JP, Melesse AM (2007) A coupled remote sensing and simplified surface energy balance approach to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields. Sensors 7(6):979-1000
- Sima S, Ahmadalipour A, Tajrishy M (2013) Mapping surface temperature in a hyper-saline lake and investigating the effect of temperature distribution on the lake evaporation. Remote Sensing of Environment 136:374-385
- Winter TC, Rosenberry DO, Sturrock A (1995) Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. Water Resources Research 31(4):983-993
- Wright J (1987) Personal communication to ASCE Committee of Irrigation Water Requirements.
- Wright JL (1982) New evapotranspiration crop coefficients. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Irrigation and Drainage Division 108(IR2):57-74
- Zhao G, Gao H (2019) Estimating reservoir evaporation losses for the United States: Fusing remote sensing and modeling approaches. Remote Sensing of Environment 226:109-124