

Research Article

Evaluation of the Three Empirical Models in Estimation of Potential Evapotranspiration (Case Study: Urmia Lake Basin)

Y Dinpashoh^{1*}, S Jahanbakhsh-Asl², L Mosavi Jahani³

Received: June 12, 2021

Accepted: March 7, 2022

Received in Revised: February 16, 2022

Published online: September 23, 2023

1-Assoc. Prof. Water Engineering Department, University of Tabriz, Iran

2-Prof. Dept. of Weather and Climate, University of Tabriz, Iran

3-Msc Student, in Weather and Climatology, Dept. of Weather and Climate, University of Tabriz, Iran

*Corresponding Author, Email: Dinpashoh@yahoo.com

Abstract

Background and Objectives

One of the main elements of hydrological cycle is evapotranspiration. Accurate estimate of this element is so crucial in agricultural water management. The reference crop potential evapotranspiration (ET_0) is defined as the rate of evapotranspiration from a clipped green grass with a height of 8-12 cm, well irrigated and without nutrition deficiency in a given time (mainly day). In such conditions the hypothetical effective grass leaf area index is $2.88 \text{ m}^2\text{m}^{-2}$ (Allen et al. 1998). The aim of this study is to find the most suitable method among the three empirical ET_0 models that needs less meteorological parameters in Urmia Lake basin. For this purpose, daily climatic data of the nine weather stations selected across the Urmia Lake basin were used.

Methodology

The study area is the Urmia Lake basin located in north west part of Iran with an area of about 52000 square km. This basin faced with water deficiencies problem in recent years that led to shrinkage the water surface of the lake dramatically. The water in the lake is hypersaline and was found as the second saline lake after the Dead Sea in middle east. The three candidate models used here are the Turk, Doorenbos and Pruitt (DP), and Blaney-Criddle (BC) models. Their accuracies were evaluated with the FAO-56 Penman–Monteith (FAO56PM) model (Allen et al. 1998). The main reason in selecting the FAO56PM method as a bench mark to evaluate other three methods is that this approach is physically based and explicitly incorporates both physiological and aerodynamic parameters (Sentelhas et al. 2010). Also, this method was used as the bench mark method in previous published papers (Allen et al. 1998, Sentelhas et al. 2010, Tabari 2010). Data in daily scale were collected from Islamic Republic of Iran Meteorological Organization (IRIMO). The data are the wind speed in 10 m height (U_{10}), maximum air temperature (T_{max}), minimum air temperature (T_{min}), relative humidity (RH) and actual sunshine hours (n). The U_{10} converted to the two m height wind speed (U_2) using the equation presented in Nandagiri and koor (2005). The mean daily air temperature (T_{mean}) evaluated using the arithmetic mean of T_{max} and T_{min} . All the equations used in estimation of other parameters are included in the work of Dinpashoh et al. (2011). The quality of data inspected visually and few missing values constructed using the most suitable method for each of the climatic parameters (Hasanpour Kashani and Dinpashoh. 2012). The performances of the candidate models



were evaluated using the three criteria which are the coefficient of determination (R^2), root mean square error (RMSE), and mean absolute error (MAE).

Findings

Results showed that the medians of R^2 obtained for the stations in the two models namely Turk and BC were equal to 0.9, but it was about 0.75 in the case of DP model. The median of RMSE obtained for Turk model was about 2 (mm day^{-1}), however, it was about 2.2 and 3.5 (mm day^{-1}) for the BC and DP models, respectively. The median of MAE for the selected stations was less than 1 (mm day^{-1}) obtained for Turk, however, it was 1.9 and 2.5 (mm day^{-1}) in the case of BC and DP, respectively. Both the two empirical models namely Turk and BC had similar performances which can be used as the alternative method to FAO54PM in Urmia Lake basin. In order to solve the water crisis in Urmia Lake basin it can be suggested to modification of crop pattern, i.e. cultivation of those crops that need less water, improving water efficiency by using modern systems such as drip irrigation, sprinkler irrigation and so on. Restriction of digging new deep wells in this basin is recommended for sustainable water use. Finally, some serious and quick works should be done in this basin to restrict pollution of both surface and groundwater. It can be claimed that the findings of this study can help water authority managers in better management of water resources across the basin.

Conclusion

In this research potential reference crop evapotranspiration estimated in the nine stations selected in (and/or the adjacent borders of) Urmia Lake basin. Three candidate models namely Turk, Doorenbos and Pruitt (DP), and Blaney-Criddle (BC) models compared with the FAO56PM output in this study. Based on the two performance criteria namely R^2 and RMSE it can be concluded that the Turk model having the R^2 equal to 0.9 and RMSE equal to 2 (mm day^{-1}) is the preferable one among the others for the region under study. It can be suggested that this conclusion is valid when the candidate empirical models limited to the aforementioned three models. It is recommended to use other empirical models for better estimation of ET_0 in the Urmia Lake basin. It can be claimed that the findings of this study can help water authority managers in better management of water resources across the basin.

Keywords: Blaney-Criddle, Doorenbos and Pruitt, Evapotranspiration, Penman-Monteith, Turk, Urmia Lake.

مقاله پژوهشی

ارزیابی کارایی سه مدل تجربی در تخمین تبخیر - تعرق پتانسیل

(مطالعه موردی: حوضه دریاچه ارومیه)

یعقوب دین پژوه*^۱، سعید جهانبخش اصل^۲، لیلا موسوی جهانی^۳

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۳/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۱۶

تاریخ دریافت و ویرایش: ۱۴۰۰/۱۱/۲۷ تاریخ انتشار آنلاین: ۱۴۰۲/۷/۱

۱-دانشیار گروه مهندسی آب، دانشگاه تبریز، ایران

۲-استاد گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز، ایران

۳-دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز، ایران

* مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: dinpashoh@yahoo.com

چکیده

هدف این مطالعه، یافتن مناسب‌ترین روش تخمین ET_0 از بین سه مدل تجربی که نیاز به داده‌های کم هواشناسی دارند، در حوضه دریاچه ارومیه می‌باشد. برای این کار، از داده‌های روزانه نه ایستگاه هواشناسی بهره گرفته شد. سه مدل مذکور شامل مدل‌های تورک، دورنبوس و پروت (DP) و بلانی‌کریدل (BC) بودند که دقت آنها با مدل فائو پنمن-مانتیث (FAO56PM) ارزیابی شد. عملکرد مدل‌ها با سه معیار ضریب تعیین (R^2)، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین خطای مطلق (MAE) ورد ارزیابی واقع شد. نتایج نشان داد که میانه مقادیر R^2 ایستگاه‌ها در مورد مدل‌های تورک و BC معادل ۰/۹ و برای مدل DP حدود ۰/۷۵ بود. در مدل تورک، میانه مقادیر RMSE حدود $2 \text{ (mm day}^{-1}\text{)}$ و برای مدل‌های BC و DP به ترتیب، حدود $2/20$ و $3/5 \text{ (mm day}^{-1}\text{)}$ بود. میانه آماره MAE ایستگاه‌های منتخب، برای مدل تورک از $1 \text{ (mm day}^{-1}\text{)}$ نیز کمتر بود. این رقم در مورد مدل BC و DP به ترتیب، حدود $1/9 \text{ (mm day}^{-1}\text{)}$ و $2/5 \text{ (mm day}^{-1}\text{)}$ بود. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که مدل تورک مناسب‌ترین مدل برای تخمین ET_0 در حوضه دریاچه ارومیه می‌باشد. برای مدیریت بهتر منابع آب این حوضه لازم است از آب بصورت منطقی و بهینه استفاده شود.

واژه‌های کلیدی: بلانی‌کریدل، پنمن - مانتیث، تبخیر-تعرق، تورک، دورنبوس و پروت.

مقدمه

شمال ایران (بی‌آزار و همکاران ۲۰۱۹) و در ایستگاه نیمه خشک و سرد همدان (دین‌پژوه ۲۰۱۲) مطالعه کرده-اند. اثر گرمایش جو زمین روی تغییرات ناگهانی ET_0 در غرب ایران بررسی شده است (دین‌پژوه ۲۰۱۸). اخیراً روند تغییرات تبخیر-تعرق پتانسیل گیاه مرجع را در حوضه دریاچه ارومیه مطالعه شده است (دین‌پژوه و بابامیری ۲۰۲۰). مطالعه مشابهی نیز برای ۱۶ ایستگاه هواشناسی همدید که از نقاط مختلف ایران انتخاب شده بود، انجام شده است (دین‌پژوه و همکاران ۲۰۱۱).

الگوی کلی ET_0 بر اساس مدل FAO56PM و با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای جمع‌آوری شده در یک دوره دو ساله ارائه شده است (چودهوری^۲ ۱۹۹۷). کارایی شش مدل تجربی تخمین ET_0 در ۳۶ حوضه واقع جنوب شرق ایالات متحده ارزیابی گردید (لو و همکاران ۲۰۰۵). بنا به گزارش مذکور، مدل‌های پریستلی تیلور (PT)، تورک و هامون برای تخمین ET_0 در منطقه مذکور مناسب بودند. میزان شدت تبخیر-تعرق در یک دوره ۱۹ ماهه در فلوریدا با استفاده از مدل‌های متکی بر داده‌های سهل‌الوصول تخمین زده شد (سامنر^۳ و جکوبز ۲۰۰۵). از سویی مقادیر ET_0 با روش FAO56PM در پنج ایستگاه هواشناسی در کشور بلغارستان با پارامترهای هواشناسی کم تخمین زده شد و با خروجی مدل FAO56PM مقایسه گردید (پاپاوا و همکاران ۲۰۰۶). یازده مدل مختلف تجربی برای تخمین ET_0 در استان کانسو واقع در چین مورد ارزیابی قرار گرفت (ژای و همکاران ۲۰۱۰). نتایج نشان داد که در ایستگاه‌هایی که مقدار میانگین دمای هوا (T_{mean}) از صفر بیشتر بوده، مدل تورک و در ایستگاه‌هایی که T_{mean} آن‌ها بیش از منهای سه درجه سلسیوس بوده، مدل جنسن - هیز برای تخمین ET_0 مناسب بودند. در اسپانیا، دوازده مدل تجربی در ۴۵ ایستگاه هواشناسی مورد ارزیابی قرار گرفت (وایسنت‌سرانو و همکاران ۲۰۱۴). براساس این گزارش

تبخیر و تعرق، یکی از مولفه‌های اصلی گردش آب در طبیعت، بیلان آب و بیلان انرژی می‌باشد و تخمین دقیق مقدار آن در طراحی سیستم‌های آبیاری و زهکشی، بیلان آب و انرژی حوضه‌ها و مخازن آب، ابعاد سازه‌های مختلف آبی ضروری می‌باشد (جهانبخش‌اصل و همکاران ۲۰۱۲). تخمین دقیق تبخیر و تعرق پتانسیل (ET_0) در نواحی خشک و نیمه‌خشک، که در آن آب ماده‌ای حیاتی برای حفظ و ادامه حیات بشر و اکوسیستم‌های گیاهی و جانوری محسوب می‌شود، از اهمیت به‌سزایی برخوردار است، اندازه‌گیری مستقیم ET_0 که با لایسیمتر صورت می‌گیرد، کاری زمان‌بر، پرهزینه، و پرهزینه است. بنابراین، محققین مختلف برای تخمین آن اغلب از مدل‌های تجربی استفاده می‌کنند. مدل استاندارد برای تخمین ET_0 در غالب اقلیم‌ها، مدل فائو ۵۶ پنمن-مانتیث (FAO56PM) می‌باشد (آلن و همکاران ۱۹۹۸). گرچه مدل مذکور دارای دقت زیاد بوده و در همه انواع اقلیم قابل کاربرد است، لیکن به داده‌های هواشناسی زیاد هم نیاز دارد که در اکثر موارد قابل دسترس نیستند. در این شرایط، انتخاب مدلی که در عین سادگی، نیازمند پارامترهای کم اقلیمی (و سهل‌الوصول) داشته باشد و از طرفی دارای دقت قابل قبولی نیز باشد، بسیار مهم است.

تاکنون در جهان تحقیقات متعددی در زمینه تخمین ET_0 با مدل‌های تجربی صورت گرفته است که از بین آن‌ها می‌توان به مطالعات انجام شده در مالزی (حضرت‌علی و شای ۲۰۰۹)، در هند (گویال ۲۰۰۴)، در منطقه نیمه‌خشک راهوری هند (سینگاندپ^۱ و برهمناند ۲۰۱۶)، صربستان (الکساندریس ۲۰۰۸)، اشاره کرد. در ایران نیز مطالعات مختلفی روی موضوع مذکور انجام شده است. در جنوب ایران (فولادمند و احمدی ۲۰۰۹)، در چند اقلیم ایران (طبری ۲۰۱۰)، در ایران (شریفی و دین‌پژوه ۲۰۱۴)، در

³ Sumner

¹ Singandhube

² Choudhury

ایستگاه های منتخب در حوضه آبریز دریاچه ارومیه می باشد.

مواد و روش ها

منطقه مورد مطالعه، حوضه آبریز دریاچه ارومیه می باشد. موقعیت جغرافیایی حوضه مابین ۴۴ درجه و ۱۳ دقیقه تا ۴۳ درجه و ۵۳ دقیقه طول شرقی و ۳۵ درجه و ۴۰ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۲۹ دقیقه عرض شمالی می باشد. مساحت حوضه حدود ۵۱۸۷۶ کیلومتر مربع و برابر با ۳ درصد مساحت ایران است. این حوضه در شمال غرب ایران بوده و دریاچه بسیار شور ارومیه در داخل آن واقع شده است. رودهای اصلی حوضه دریاچه ارومیه شامل آجی چای، زرینه رود، سیمینه رود، مهاباد رود، باراندوزچای، زولاچای و نازلی چای می باشد (شکل ۱).

برای انجام این پژوهش، داده های مورد نیاز از ادارات کل هواشناسی استان های آذربایجان غربی و شرقی اخذ شد. آمار داده های ثبت شده در نه ایستگاه هواشناسی همدید (اهر، خوی، مهاباد، مراغه، ارومیه، پیرانشهر، سراب، تکاب و تبریز) از سال ۱۹۹۲ تا پایان سال ۲۰۱۸ جمع آوری و مورد استفاده واقع شد. برای تشخیص داده های پرت، از دو روش بشرح زیر استفاده شد: الف- نمودار سری های زمانی پارامترهای مذکور رسم گردید و داده های پرت معلوم و میانگین داده های روز قبل و بعد به جای آن استفاده شد (دین پژوه و همکاران ۲۰۱۱، دین پژوه و بابامیری ۲۰۲۰) ب- با استفاده از روش گرابز تست^۵ دو دامنه ای^۵ در سطح معنی داری ۵ درصد و با کمک نرم افزار EXLSTAT داده های پرت از دو طرف شناسایی شدند. فرض صفر در این آزمون عدم وجود داده پرت (اعم از بالا یا پایین) بود و فرض مخالف وجود داده پرت در سری مورد آزمون بود. برای این منظور، اولین ایستگاه در نظر گرفته شد. داده های متغیر مورد نظر (مانند حداکثر دمای هوا) در صفحه اکسل برای

در مقیاس های زمانی سالانه و فصلی، مدل هارگریوز برای تخمین ET_0 اسپانیا مناسب تر تشخیص داده شد.

در ایران نیز مطالعات مشابهی انجام شده است. مثلاً چند مدل تجربی ET_0 در یک اقلیم سرد نیمه خشک با خروجی مدل FAO56PM مقایسه شده است (سبزی پرور و همکاران ۲۰۰۸). دقت مدل های تجربی تورک، هارگریوز (HG) و شبکه های عصبی مصنوعی (ANN) برای تخمین ET_0 با خروجی مدل FAO56PM مقایسه گردید (سلطانی و همکاران ۲۰۱۲). روش های ترکیبی تخمین ET_0 در ایستگاه تبریز با آمار ۲۰ ساله استفاده و خروجی آن ها با مقادیر اندازه گیری شده مقایسه شده است (جهانبخشاصل و همکاران ۲۰۰۱).

بررسی منابع حاکی از آن است که تخمین دقیق ET_0 با مدل های تجربی که نیاز به داده های کم هواشناسی دارند مورد توجه محققان جهان قرار داشته و لذا دارای اهمیت زیاد نیز بوده است. در ایران و در دهه های اخیر، تغییرات اقلیمی، خشکسالی، احداث سدهای متعدد برای جبران کمبود آب شیرین، عدم توسعه متوازن بویژه در بخش کشاورزی موجب اختلال بیلان آب حوضه دریاچه ارومیه شده است، طبیعی است که با بهم خوردن بیلان آب حوضه، بیلان انرژی آن نیز دستخوش تغییر شده و آن نیز به نوبه خود دما و سایر پارامترهای هواشناسی موثر بر ET_0 را تغییر می دهد. این تغییرات با کاهش شدید تراز آب دریاچه ارومیه و تراز آب دشت های واقع در حوضه جلوه گر شده که مشکلات فراوانی را برای اکوسیستم منطقه به بار آورده است. از آنجاییکه بیشتر حجم آب مصرفی متعلق به بخش کشاورزی است، برای حل این مشکلات، تخمین دقیق ET_0 در ایستگاه های واقع در اطراف این دریاچه ضرورت دارد. بنابراین، هدف اصلی این مطالعه، ارزیابی کارایی سه مدل تجربی تخمین ET_0 (شامل مدل های تورک، DP و BC که نیاز به پارامترهای هواشناسی اندک و سهل الوصول دارند)، در

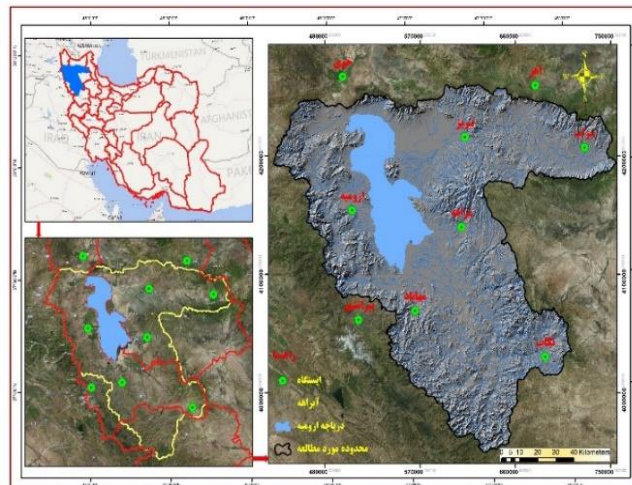
⁵- Two tailed

⁴- Grubbs Test

بطور جداگانه مورد آزمایش قرار گرفتند. بعد از اتمام تست گرابز در ایستگاه اول، بطور مشابه داده های سری های زمانی متغیرهای هواشناسی در ماههای مختلف سال برای ایستگاه دوم، سوم، ... و نهم رسید. در هر سری زمانی که داده پرت تشخیص داده می شد آن داده حذف می شد و به جای آن داده بازسازی شده از اطلاعات نزدیکترین ایستگاه همسایه قرار داده شد.

در ادامه داده های ناقص مربوط به سری های زمانی دما، رطوبت هوا و ساعات آفتابی با توجه به اطلاعات ایستگاه همسایه بازسازی شدند (کاشانی و دین پژوه ۲۰۱۲). ایستگاه هایی انتخاب شدند که دارای پراکندگی مناسب در حوضه بوده و درصد داده های گم شده آن از ۵٪ کل داده ها تجاوز نمی کرد. نمودار باکس پلات هر سری زمانی برای ایستگاه های مختلف جداگانه ترسیم شد. جدول ۱ مشخصات ایستگاه های هواشناسی منتخب در حوضه دریاچه ارومیه را نشان می دهد.

روزهای متعلق به ماه ژانویه در یک ستون از بالا به پایین برای سال اول دوره آماری چیده شد. پس از آن روزهای همان ماه (ماه اول) در دومین سال آماری بترتیب چیده شدند. این کار تا زمانی که داده های روزانه ماه ژانویه آخرین سال دوره آماری در ستون مورد نظر پشت سرهم درج شود ادامه یافت. آنگاه آزمون مورد نظر برای این سری زمانی برای یافتن داده (ها) پرت هم از بالا و هم از پایین اجرا شد. نتایج در همان فایل (در صفحه گسترده جدید) اکسل ثبت شد. در مرحله بعد برای همان ایستگاه و همان متغیر، سری زمانی داده های روزانه ماه فوریه تست شد. به همین ترتیب، سری زمانی تمام ماه های سال برای ایستگاه و متغیر مورد نظر تست به انجام رسید. آنگاه نوبت به داده های متغیر دوم (مثلا حداقل دمای هوا) رسید. برای تمام ماه های سال و همان ایستگاه تست گرابز برای سری زمانی متغیر دوم در هر ماه بطور جداگانه انجام شد. پس از اتمام تست داده های روزانه متغیر دوم در هر ماه نوبت به متغیر سوم، چهارم و ... رسید. همه این متغیرها در هر ماه برای همان ایستگاه



شکل ۱- موقعیت ایستگاه ها در حوضه دریاچه ارومیه.

جدول ۱ - موقعیت جغرافیایی ۹ ایستگاه منتخب در حوضه آبریز دریاچه ارومیه.

نام ایستگاه	طول جغرافیایی		عرض جغرافیایی		ارتفاع (متر) (m)	ET ₀ سالانه (میلیمتر) (mm)
	دقیقه (')	درجه (°)	دقیقه (')	درجه (°)		
تبریز	۱۷	۴۶	۰۷	۳۸	۱۳۶۴	۱۶۰۵
مراغه	۱۶	۴۶	۲۴	۳۷	۱۳۴۴	۱۶۲۹
اهر	۰۴	۴۷	۲۶	۳۸	۱۳۹۱	۱۲۲۲
سراب	۲۳	۴۷	۵۶	۳۷	۱۶۸۲	۱۱۳۵
ارومیه	۰۵	۴۵	۳۳	۳۸	۱۳۳۵	۱۲۷۰
تکاب	۰۷	۴۷	۲۳	۳۶	۱۸۱۷	۱۲۳۰
مهاباد	۴۳	۴۵	۴۶	۳۶	۱۳۵۲	۱۳۰۰
پیرانشهر	۰۸	۴۵	۴۰	۳۶	۱۴۴۴	۱۳۹۵
خوی	۵۸	۴۴	۳۳	۳۸	۱۱۰۳	۱۱۷۲

زیر استفاده شد (دین پژوه و همکاران ۲۰۱۱، سنتلهاس و همکاران ۲۰۱۰):

$$u_2 = \frac{U_z \times 4.87}{\ln(67.8 \times Z - 5.42)} \quad [1]$$

که در آن u_z : سرعت باد ($m s^{-1}$) در ارتفاع Z متری، u_2 : سرعت باد در ارتفاع دو متری ($m s^{-1}$) و Z : ارتفاع بادسنج بوده که در ایستگاه‌های همدید به‌طور استاندارد ده متر فرض شد.

روش فائو-۵۶- پنمن مانیتیت (FAO56PM)

روش FAO56PM یکی از روش‌های علمی دقیق برای تخمین ET_0 در همه انواع اقلیم‌ها می‌باشد (سنتلهاس و همکاران ۲۰۱۰). در این مطالعه، برای محاسبه ET_0 از فرم توصیه شده مدل به‌شرح زیر استفاده شد (آلن و همکاران ۱۹۹۸):

$$ET_0 = \frac{0.484 \times \Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 u_2)} \quad [2]$$

که در آن:

ET_0 مقدار تبخیر- تعرق پتانسیل مرجع ($mm day^{-1}$) و T میانگین دمای هوا به ($^{\circ}C$) می‌باشد. در مطالعه حاضر، برای محاسبه فشار بخار واقعی هوا (e_a)، ابتدا فشار بخار

در این مطالعه، از داده‌های حداکثر دمای هوا (T_{max})، حداقل دمای هوا (T_{min})، تعداد ساعات آفتابی (N)، میانگین سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری به نات (u_{10}) میانگین رطوبت نسبی هوا (RH)، عرض جغرافیایی ایستگاه (ϕ) برحسب درجه و دقیقه در مقیاس روزانه بهره گرفته شد. در مورد ساعات آفتابی مقادیر گم‌شده N با توجه به مقدار نظیر ایستگاه همسایه و با روش تفاضل‌ها بازسازی گردید. ضمن اینکه در کل دوره آماری کنترل گردید که مقدار N منفی و یا بیشتر از مقدار نظیر حداکثر ساعات آفتابی ممکن (N) همان روز نباشد. برای سری زمانی سرعت باد، کمینه مقدار ثبت شده برای این پارامتر در کل دوره آماری از نظر منفی نبودن کنترل شد. ضمناً در کل سری آماری حداکثر سرعت باد روزانه از نظر عددی کنترل گردید که این عدد پرت نباشد. مثلاً در ایستگاه هواشناسی تبریز در کل ۹۹۳۱ روز دوره آماری، وقوع حداکثر سرعت باد مشاهده شده ۱۱/۲۵ متر بر ثانیه منطقی و صحیح فرض می‌شد و عدد ۱۱۲ متر برثانیه در صورت وجود عدد پرت تلقی می‌گردید. این قبیل کنترل‌ها برای همه ایستگاه‌های منتخب انجام شد. برای تبدیل سرعت باد از ارتفاع ۱۰ متری به ۲ متری از رابطه

و نیز ω_s زاویه غروب آفتاب (رادیان) بوده که از رابطه زیر به دست آمد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$\omega_s = \arccos(\tan \phi \times \tan \delta) \quad [۹]$$

در روش FAO56PM مقدار تابش خالص رسیده به سطح (R_n) از فرمول زیر تخمین زده شد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$R_n = S_n + L_n \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}) \quad [۱۰]$$

که در آن S_n و L_n به ترتیب، تابش‌های با طول موج کوتاه رسیده به سطح زمین برحسب $\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$ می‌باشد. برای محاسبه S_n از رابطه زیر استفاده شد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$S_n = S_t(1-\alpha) \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}) \quad [۱۱]$$

که در آن α ضریب انعکاس سطح می‌باشد که برای گیاه مرجع چمن سبز مقدار آن 0.23 فرض شد. برای محاسبه پارامتر L_n از رابطه زیر استفاده شد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$L_n = -f\delta(T + 273.2)^4 \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}) \quad [۱۲]$$

که در آن δ پارامتری است که اصطلاحاً گسیل خالص بین اتمسفر و زمین نامیده می‌شود و مقدار آن از رابطه زیر به دست آمد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$\delta = -0.02 + 0.261 \times \exp(-7.77 \times 10^{-4} \times T^2) \quad [۱۳]$$

که در آن δ ثابت استفن-بولتزمن بوده که مقدار آن $4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{K}^{-4} \text{ day}^{-1}$ در نظر گرفته شد، ضمناً f به عامل تصحیح برای پوشش ابری آسمان موسوم است و مقدار آن از رابطه زیر به دست آمد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$f = 0.9 \frac{n}{N} + 0.1 \quad [۱۴]$$

اشباع (e_s) با توجه به میزان میانگین دمای هوا از رابطه زیر محاسبه شد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$e_s = 0.6108 \times \exp\left(\frac{17.27 \times T}{237.3 + T}\right) \quad (\text{kPa}) \quad [۳]$$

که در آن T میانگین روزانه دمای هوا ($^\circ\text{C}$) می‌باشد. پس از محاسبه e_s مقدار آن به میانگین رطوبت نسبی هوای همان روز ضرب شد و به این ترتیب، مقدار e_a بر حسب kPa به دست آمد. برای محاسبه Δ (شیب منحنی فشار بخار اشباع تابعی از میانگین دمای هوا) از رابطه زیر بهره گرفته شد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(237.3 + T)^2} \quad (\text{kPa} / ^\circ\text{C}) \quad [۴]$$

که در آن e_s فشار بخار اشباع بوده که از رابطه ۲ به دست آمد. برای محاسبه کل تابش خورشیدی رسیده به سطح زمین (S_t) برحسب $\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$ از رابطه زیر استفاده شد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$S_t = 2.5 (0.25 + 0.5 \frac{r_n}{N}) S_0 \quad [۵]$$

که در آن S_0 میزان تابش‌های برون زمینی (خارج از جو زمین) (mm day^{-1}) است که از رابطه زیر تخمین زده شد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$S_0 = 15.392 dr (\omega_s \sin \phi \sin \delta + \cos \delta \sin \omega_s) \quad [۶]$$

که در آن d_r فاصله نسبی زمین تا خورشید بوده که با توجه به شماره روز ژولیوسی از رابطه زیر به دست آمد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad [۷]$$

همچنین δ زاویه میل خورشیدی (رادیان) بوده که از رابطه زیر به دست آمد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$\delta = 0.4093 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.405\right) \quad [۸]$$

مدل تورک

$$f = P(0.46T + 8.13) \quad [20]$$

که در آن T میانگین درجه حرارت هوا (°C) و P نسبت ساعات روشنایی روز به مجموع ساعات روشنایی سالانه (%) بوده که مقدار آن به عرض جغرافیایی ایستگاه و ماه بستگی دارد. مثلاً برای ایستگاه تبریز با عرض جغرافیایی ۳۸/۰۸ درجه، مقادیر P برای ماه‌های ژانویه، فوریه، ... و دسامبر به ترتیب، معادل با ۶/۸۷، ۶/۷۹، ۸/۳۴، ۸/۹، ۹/۹۲، ۹/۹۵، ۱۰/۱، ۹/۴۷، ۸/۳۸، ۷/۸، ۸/۸۲ و ۶/۶۶ می‌باشد. در مدل مذکور، a_{BC} از رابطه زیر به دست آمد (فولادمند و احمدی ۲۰۰۹، شاتلورث ۱۹۹۳):

$$a_{BC} = 0.0043RH_{\min} - \left(\frac{n}{N}\right) - 1.41 \quad [21]$$

ضمناً مقدار b_{BC} نیز به شرح زیر تخمین زده شد (فولادمند و احمدی ۲۰۰۹، شاتلورث ۱۹۹۳):

$$b_{BC} = 0.82 - 0.0041(RH_{\min}) + 1.07\left(\frac{n}{N}\right) + 0.066(U_d) - 0.006(RH_{\min})\left(\frac{n}{N}\right) - 0.0006(RH_{\min})(U_d) \quad [22]$$

ارزیابی عملکرد مدل‌ها

برای ارزیابی عملکرد مدل‌های مختلف تجربی از سه شاخص ضریب تعیین (R^2)، میانگین خطای مطلق (MAE) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) به شرح زیر استفاده شد.

۱- ضریب تعیین (R^2): برای محاسبه این آماره از رابطه زیر بهره گرفته شد:

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})(q_i - \bar{q})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2 \sum_{i=1}^n (q_i - \bar{q})^2}} \right]^2 \quad [23]$$

که در آن Q_i مقدار ET_0 روزانه حاصل از مدل مبنا در روز i ام ($mm \ day^{-1}$)، \bar{Q} میانگین داده‌های سری نظیر ($mm \ day^{-1}$)، q_i مقدار ET_0 به دست آمده از مدل مورد آزمون، \bar{q} میانگین داده‌های سری روزانه n تعداد کل داده‌ها و \bar{Q} میانگین داده‌های سری روزانه

در روش تورک، چنانچه رطوبت نسبی هوا کمتر از ۵۰٪ باشد، مقدار ET_0 برحسب میلی‌متر بر روز از رابطه زیر محاسبه شد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$ET = 0.31 \frac{T}{T+15} (S_n + 2.09) \left(1 + \frac{50-RH}{70}\right) \quad [15]$$

و چنانچه رطوبت نسبی هوا بزرگتر یا مساوی ۵۰٪ باشد مقدار ET_0 از رابطه زیر تخمین زده شد (آلن و همکاران ۱۹۹۸ و شاتلورث ۱۹۹۳):

$$ET_0 = 0.31 \frac{T}{T+15} (S_n + 2.09) \quad (mm \ day^{-1}) \quad [16]$$

مدل دورنبوس و پروت^۶ (DP)

فرم ریاضی مدل دورنبوس و پروت (DP) به شرح زیر در نظر گرفته شد (شاتلورث ۱۹۹۳):

$$ET_0 = -0.3 + b_{dp} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} S_n \quad (mm \ day^{-1}) \quad [17]$$

که در آن b_{dp} ضریبی است که مقدار آن از فرمول زیر به دست آمد:

$$b_{dp} = 1.066 - 0.0013(RH_{\text{mean}}) + 0.045(U_d) - 0.0002(RH_{\text{mean}})(U_d) - 0.000315(RH_{\text{mean}})^2 - 0.0011(U_d)^2 \quad [18]$$

مدل بلانی کریدل (BC)

مدل BC یکی از پرکاربردترین مدل‌های تجربی برای تخمین ET_0 است. این مدل بارها اصلاح شده و ارجح‌ترین فرم آن که در این مطالعه از آن استفاده شد، به شرح زیر است (فولادمند و احمدی ۲۰۰۹، شاتلورث ۱۹۹۳):

$$ET_0 = (a_{BC} + b_{BC} f) \quad [19]$$

که در آن ET_0 مقدار تبخیر- تعرق پتانسیل گیاه مرجع ($mm \ day^{-1}$) بوده و f از رابطه زیر به دست آمد (فولادمند و احمدی ۲۰۰۹، شاتلورث ۱۹۹۳):

⁶ Doorenbos and Pruitt

شکل‌های ۲، ۳ و ۴ بترتیب، نمودارهای باکس پلات معیارهای ارزیابی را برای نه ایستگاه منتخب در حوضه دریاچه ارومیه و برای سه مدل تجربی کاندیدا (تورک، DP و BC) نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۲، میانه مقادیر R^2 برای مدل‌های تورک و BC بیشتر از مدل نظیر DP است. میانه R^2 ایستگاه‌ها برای هر دو مدل، BC و تورک، حدود ۰/۹۰ است، در حالی‌که، این رقم برای مدل DP حدود ۰/۷۵ به دست آمد. از طرفی، با توجه به اینکه ارتفاع جعبه‌ها (مستطیل‌ها) در مدل BC کوتاهتر از ارتفاع نظیر DP است، بنابراین، واریانس مقادیر R^2 ایستگاه‌ها در مدل BC کمتر از مدل DP می‌باشد. افزون بر این، میانه مقادیر R^2 در مدل BC در همه ایستگاه‌ها (بجز مراغه)، بیشتر از ۰/۸۸ بود. از شکل ۳ می‌توان استنباط کرد، کمترین مقدار میانه مقادیر RMSE متعلق به مدل تورک بوده که حدود $2 \text{ (mm day}^{-1}\text{)}$ است. این رقم، برای دو مدل دیگر بیشتر از مقدار حاصل شده برای مدل تورک است. زیرا میانه آماره RMSE برای مدل‌های BC و DP بترتیب، حدود ۲/۲ و ۳/۵ $\text{(mm day}^{-1}\text{)}$ می‌باشد. با این حال، واریانس مقادیر آماره RMSE در مدل BC کمتر از دو مدل دیگر است.

ET_0 به دست آمده از مدل مورد نظر در آزمون $\text{(mm day}^{-1}\text{)}$ است. ^(۱)

۲- متوسط خطای مطلق (MAE): این شاخص در واقع میانگین قدر مطلق خطای مدل (یعنی اختلاف ET_0 به دست آمده از مدل مورد آزمون با مقدار نظیر مدل مبنا یا FAO56PM می‌باشد.

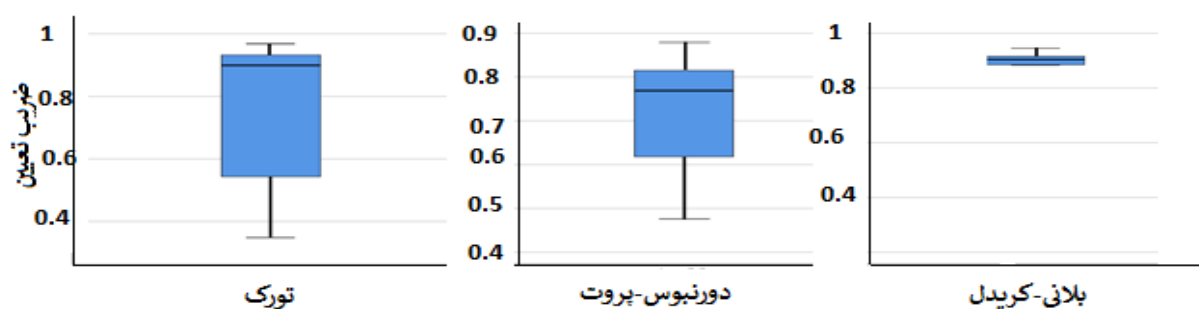
$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Q_i - q_i| \quad (\text{mm day}^{-1}) \quad [24]$$

۳- ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE): این شاخص یکی از آماره‌های پرکاربرد در ارزیابی عملکرد مدل‌های مختلف محسوب می‌شود. برای محاسبه این آماره از رابطه زیر استفاده شد:

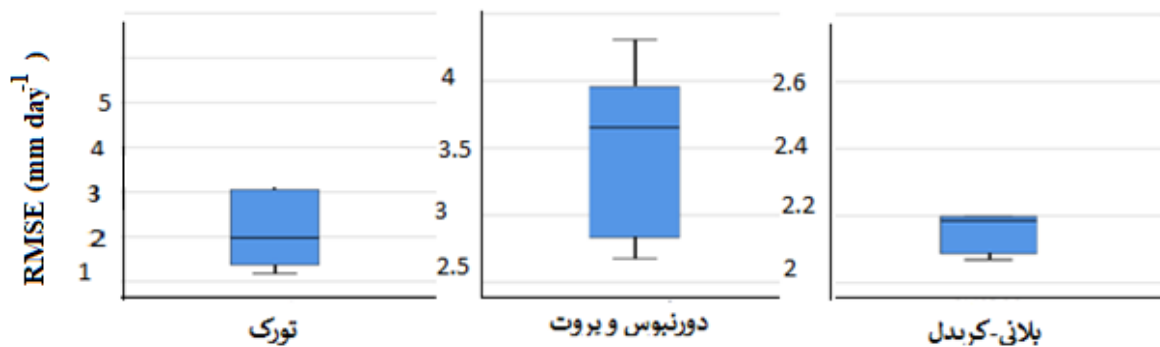
$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - q_i)^2}{n}} \quad (\text{mm day}^{-1}) \quad [25]$$

هرچه مقدار این آماره کوچکتر باشد، به همان اندازه حاکی از دقت بالای مدل می‌باشد.

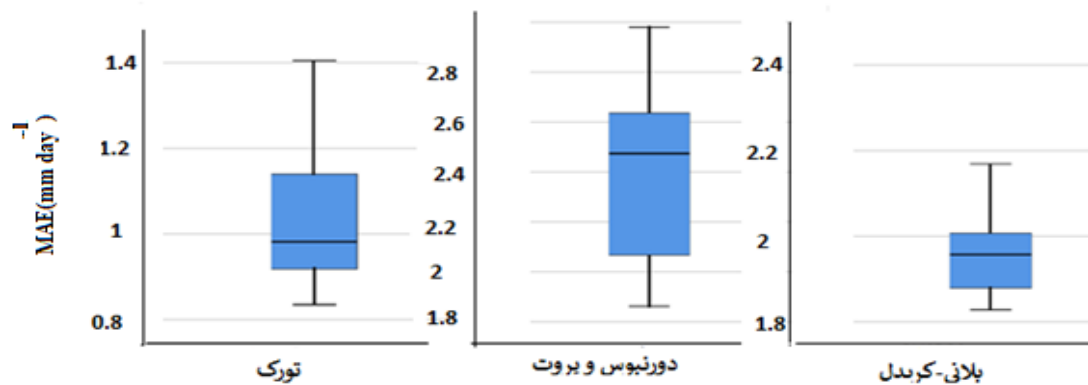
نتایج و بحث



شکل ۲- نمودار باکس پلات مقادیر آماره ضریب تعیین (R^2) برای سه مدل منتخب (از چپ به راست: تورک، DP و BC).



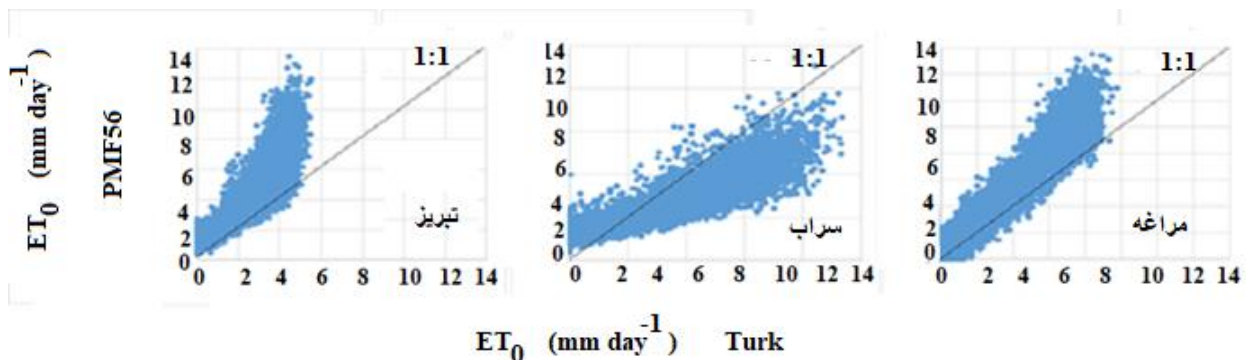
شکل ۳- نمودار باکس پلات مقادیر آماره RMSE برای سه مدل تجربی (از چپ به راست: تورک، DP و BC).



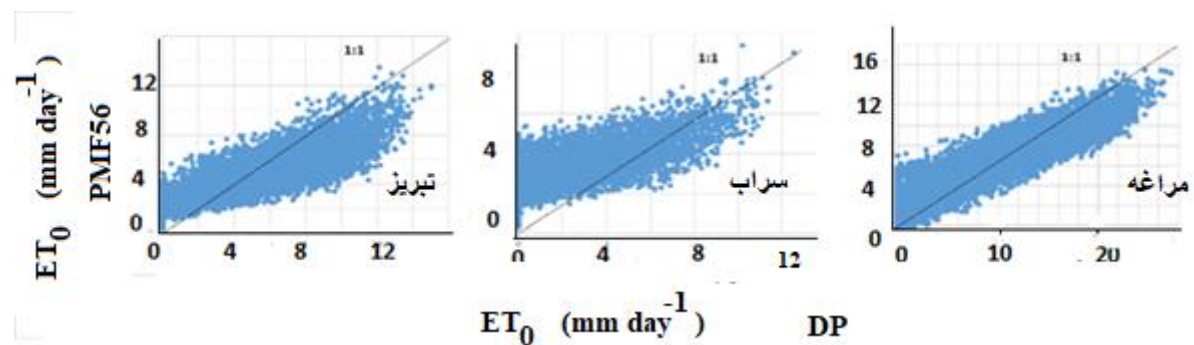
شکل ۴- نمودار باکس پلات مقادیر MAE برای سه مدل تجربی (از چپ به راست: تورک، DP و BC).

تورک برای تخمین ET_0 در منطقه مورد مطالعه، نسبت به دو مدل دیگر مناسبتر است. شکل ۵ نمودار پراکنش نقاط ET_0 روزانه حاصل از مدل تورک را در مقابل مدل FAO56PM (به عنوان مدل مرجع) در سه ایستگاه تبریز، مراغه و سراب (به عنوان نمونه) نشان می‌دهد. در ایستگاه سراب مقادیر ET_0 حاصل از مدل تورک کمی بیشتر از مقدار نظیر روش FAO56PM می‌باشد. از طرفی، ابر حاصل از نقاط رسم شده در سراب ضخیم‌تر از سایر ایستگاه‌ها است. اما در دو ایستگاه مراغه و تبریز مقادیر حاصل از مدل FAO56PM بیشتر از مدل تورک است. ضمناً در تبریز (شکل چپ) فرم کلی نقاط به یک مدل نمایی شباهت دارد که لازم است در حین واسنجی مد نظر قرارگیرد.

با توجه به شکل ۳، می‌توان نتیجه گرفت که چون واریانس مقادیر RMSE برای دو مدل DP و تورک زیاد بوده و از سویی مقادیر آماره RMSE مدل‌های BC و تورک خیلی به هم نزدیک هستند، بنابراین، اگر معیار انتخاب فقط آماره مذکور باشد، مدل تورک با RMSE حدود $2 \text{ (mm day}^{-1}\text{)}$ برای منطقه نتایج قابل قبولی ارائه می‌دهد. در شکل ۴ نمودار جعبه‌ای مقادیر آماره MAE ایستگاه‌های منتخب نشان داده شده است. از شکل ۴ می‌توان دید که میانه آماره MAE ایستگاه‌های منتخب، برای مدل تورک کمتر از $1 \text{ (mm day}^{-1}\text{)}$ و در مورد مدل‌های BC و DP به ترتیب در حدود $1/9 \text{ (mm day}^{-1}\text{)}$ و $2/5 \text{ (mm day}^{-1}\text{)}$ است. این نتیجه خبر از برتری مدل تورک نسبت به دو مدل DP و BC دارد. بنابراین، با توجه به جمیع معیارهای ارزیابی، می‌توان نتیجه گرفت که مدل



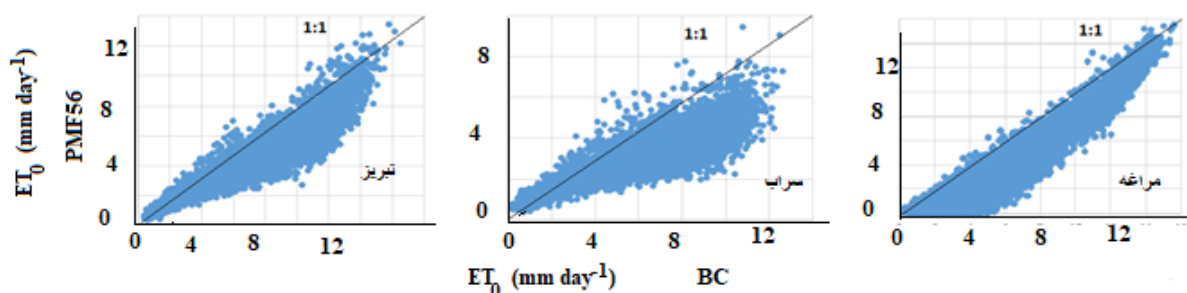
شکل ۵- نمودار پراکنش نقاط ET_0 روزانه حاصل از مدل تورک در مقابل FAO56PM.



شکل ۶- نمودار پراکنش نقاط ET_0 حاصل از مدل DP در مقابل FAO56PM.

در هنگام واسنجی مدل مد نظر قرار گیرد. مقادیر حاصل از روش DP در تبریز در روزهای سرد سال که میزان ET_0 پایین است اندکی کمتر از مقدار نظیر مدل FAO56PM (به‌عنوان روش مبنا) است. در ایستگاه سراب مقادیر حاصل از مدل FAO56PM بیشتر از مدل BP است. شکل ۷ نمودار پراکنش نقاط ET_0 حاصل از مدل BC را در مقابل FAO56PM برای ۳ ایستگاه نمونه بشرح تبریز، مراغه و سراب نشان می‌دهد.

شکل ۶ نمودار پراکنش نقاط ET_0 حاصل از مدل DP در مقابل FAO56PM برای سه ایستگاه نمونه شامل تبریز، مراغه و سراب نشان می‌دهد. به‌طوری که از این نمودارها می‌توان دید، در تبریز اکثر نقاط (به‌ویژه در روزهای گرم با تبخیر-تعرق شدید) در زیر نیمساز واقع شده‌اند. این نتیجه حاکی از تخمین مقدار ET_0 با مدل DP اندکی بیشتر از مدل FAO56PM است. از سویی ابر نقاط برای تبریز همانند شکل ۵ دارای مدل غیرخطی است. این واقعیت باید



شکل ۷- نمودار پراکنش نقاط ET_0 حاصل از مدل BC در مقابل FAO56PM.

بصورت نمودار جعبه‌ای رسم شد. نتایج بدست آمده معلوم نمود که در منطقه مورد مطالعه از بین سه مدل تجربی کاندیدا، مدل تورک مناسب‌تر بود. نتایج این مطالعه قابل قیاس با یافته‌های الکساندریس و همکاران در کشور صربستان است که در آن مقدار ET_0 حاصل از روش تورک حدود ۵ درصد کمتر از مقدار نظیر روش مبنای FAO56PM گزارش شده است (الکساندریس و همکاران ۲۰۰۸).

نتیجه گیری کلی

در حوضه دریاچه ارومیه بخش کشاورزی از کمبود آب رنج می‌برد. تراز آب سفره‌های زیرمینی در حاشیه دریاچه بویژه در شمال و شرق آن با افت زیادی روبرو شده (نگهبان‌خواجه و دین پژوه ۲۰۱۹) و بارش سالانه آن در اکثر نقاط حوضه روند نزولی داشته است (دین پژوه و همکاران ۲۰۱۴). از سویی دمای هوای منطقه بویژه در ماه‌های سرد سال روند صعودی معنی‌دار داشته است. این عوامل در کل موجب روند کاهشی در میانگین دبی روزانه رودخانه‌ها گردیده است (میرعباسی‌نجف‌آبادی و دین پژوه ۲۰۱۰). پر واضح است که برای استفاده بهینه از آب در بخش کشاورزی تخمین دقیق ET_0 بسیار مهم است. زیرا این پارامتر در تخمین دقیق آب موردنیاز محصولات کشاورزی استفاده می‌شود لازم است در این حوضه نه تنها آب به اندازه مصرف شود، بلکه الگوی کشت نیز طوری اصلاح شود که در کل آب کمتر از مقداری که قبلاً مصرف می‌شد، استفاده شود. گرچه روش FAO56PM به‌عنوان یک روش استاندارد در همه اقلیم‌ها کاربرد دارد ولیکن در اکثر موارد همه داده‌های مورد نیاز روش FAO56PM در دسترس نیست، بر این اساس، در حوضه دریاچه ارومیه سه مدل که داده موردنیاز آنها نسبتاً کم و سهل‌الوصول است (شامل تورک، DP و BC) مورد آزمایش واقع شدند. مدل‌ها با خروجی روش FAO56PM مقایسه شدند. نتایج نشان داد که در اکثر ایستگاه‌های این حوضه، مدل تورک

به‌طوری که از این نمودارها می‌توان دریافت، در هر ۳ ایستگاه مدل BC مقدار ET_0 را کمی بیشتر از مقادیر نظیر مدل FAO56PM تخمین زده است. پراکنش نقاط بیشتر متمایل به سمت پایین خط نیمساز است.

در این مطالعه از سه روش تجربی شامل مدل‌های تورک، DP و BC برای تخمین ET_0 و یافتن مناسب‌ترین مدل برای ۹ ایستگاه هواشناسی واقع در حوضه دریاچه ارومیه استفاده شد. از روش FAO56PM که توسط آلن و همکاران (۱۹۹۸) توصیه شده است، به‌عنوان روش مبنای مقایسه ET_0 مدل‌های کاندیدا استفاده شد. مدل مذکور در اکثر تحقیقات علمی مشابه به‌عنوان روش مبنای برگزیده شده است (دین‌پژوه و بابامیری ۲۰۲۱، سنتلهاس و همکاران ۲۰۱۰). سوالی که مطرح است این است که اگر روش فوق‌الذکر مقادیر دقیقی از ET_0 را ارائه می‌دهد چرا از خود آن روش در تخمین ET_0 ایستگاهها استفاده نمی‌شود؟ در پاسخ باید اذعان نمود که این روش در بسیاری از نقاط در منطقه مورد مطالعه که کشت و زرع در آنها رایج است داده اندازه‌گیری شده ندارد در نتیجه نقاطی که با محدودیت داده‌های هواشناسی مواجه هستند امکان استفاده از این روش را با مشکل مواجه می‌سازد (سنتلهاس و همکاران ۲۰۱۰). همانگونه که اشاره شد، این مشکل در حوضه مورد مطالعه برای خیلی از ایستگاه‌ها که تازه تاسیس شده‌اند وجود دارد. بنابراین، با مقایسه خروجی مدل‌های کاندیدا با خروجی نظیر مدل مبنای FAO56PM مناسب‌ترین مدل که به پارامترهای هواشناسی کمتری نیاز داشته باشد، باید معین شود. در این صورت اگر در نقطه‌ای داده کافی برای تخمین ET_0 با روش FAO56PM نبود، می‌توان با دقت قابل قبول، مدل تجربی معرفی شده برای منطقه را به‌کار برد. عملکرد مدل‌های کاندیدا در این مطالعه با سه معیار علمی از یک طرف و رسم و مشاهده نمودار پراکنش نقاط محاسباتی و مشاهداتی (FAO56PM) از طرف دیگر مورد ارزیابی واقع شد. ضمناً مقادیر آماره‌های ارزیابی در همه ایستگاه‌ها

بیشتر است، زیرا مقادیر ضریب همبستگی (r) در چین بین ۰/۹۰۳ تا ۰/۹۸۱ گزارش شده است که متناظر با ضریب تعیین حدود ۰/۸۱ تا ۰/۹۶ می‌باشد. این رقم کمتر از مقادیر نظیر برای حوضه دریاچه ارومیه است. از سویی مقایسه مقادیر RMSE حاصل از مطالعه فصلی با مقادیر نظیر در چین حاکی از آن است که مقادیر حاصل شده برای حوضه مورد مطالعه اندکی بیش از مقادیر نظیر در چین است. لازم به یادآوری است که مقادیر RMSE در چین فقط برای داده‌های روزانه در چهار ماه به‌طور جداگانه (ماه‌های ژوئن، ژوئیه، اوت و سپتامبر) به‌طور مجزا حاصل شده‌اند در حالی که مقادیر محاسبه شده در حوضه دریاچه ارومیه برای مقیاس روزانه در طول سال (به‌طور مسلسل) محاسبه شده‌اند. استفاده صحیح از منابع آب شیرین منطقه با توجه به محدود بودن کمیت آن قویا توصیه می‌شود. لازم است تدابیر منطقی برای جلوگیری از آلوده شدن منابع آبی (سطحی و زیرزمینی) اتخاذ شود.

سپاسگزاری

در این پژوهش داده‌های مورد استفاده از ادارات کل هواشناسی استان‌های آذربایجان شرقی و آذربایجان غربی اخذ شد که بدین‌وسیله سپاسگزاری می‌شود. از مدیر محترم مجله و اساتید داور که با ارائه نکات ارزشمند در بالا بردن کیفیت این مقاله نقش بسزایی ایفا نمودند، قدردانی می‌گردد

که فقط به سه پارامتر هواشناسی شامل میانگین دما (T_{mean})، ساعات آفتابی (n) و رطوبت نسبی (RH) نیاز دارد، می‌تواند به‌عنوان مناسب‌ترین روش از بین سه روش کاندیدا در حوضه دریاچه ارومیه استفاده شود. میانه مقادیر RMSE با روش تورک در حدود ۲ ($mm\ day^{-1}$) بود که نسبت به روش DP که دارای میانه آماره RMSE حدود ۳/۵ ($mm\ day^{-1}$) بود کمتر و در نتیجه ارجح‌تر برای استفاده در منطقه بود. از طرفی از بین ۳ مدل تجربی کاندیدا، مدل تورک دارای میانه آماره MAE معادل با ۰/۹ ($mm\ day^{-1}$) بود در حالی که میانه نظیر همین آماره برای روش BC حدود ۱/۹ و برای روش DP بیش از ۲/۵ ($mm\ day^{-1}$) به‌دست آمد که نشان می‌دهد، روش تورک با تعداد ۳ پارامتر هواشناسی دقیق‌تر از دو مدل دیگر است. در حالت کلی، می‌توان نتیجه گرفت که در صورتیکه داده‌های هواشناسی مورد نیاز روش FAO56PM در دسترس نباشد، می‌توان از بین سه روش بکار برده شده در این مطالعه، از روش تورک برای تخمین ET_0 در نقاط مختلف حوضه آبریز دریاچه ارومیه استفاده نمود. شاید مقایسه نتیجه این مطالعه با یافته‌های دیگران منطقی نباشد زیرا در مطالعه مشابهی که در آن عینا سه روش مورد استفاده در مطالعه حاضر بکار رفته باشد، وجود ندارد از طرفی دوره زمانی داده‌ها ممکن است با دوره نظیر مطالعه حاضر مطابقت نکند. با در ذهن داشتن این یادآوری مهم، مقایسه نتایج با یافته‌های ژانگ و همکاران (۲۰۱۹) نشان می‌دهد که مقادیر ضریب تعیین حاصل شده در مطالعه از مقادیر نظیر در چین بسیار

منابع مورد استفاده

- Alexandris S, Stricevic R and Petkovic S, 2008. Comparative analysis of reference evapotranspiration from the surface of rainfed grass in Central Serbia, calculated by six empirical methods against the Penman-Monteith formula. *European Water* 21: 17-28.
- Allen RG, Pereira L, Raes D and Smith M, 1998. *Crop Evapotranspiration— Guidelines for Computing Crop Water Requirements*, FAO Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, 1998, ISBN 92-5-104219-5

- Biazar SM, Dinpashoh Y and Singh VP, 2019. Sensitivity analysis of the reference crop evapotranspiration in a humid region. *Environmental Science and Pollution Research* 26: 32517-32544. Doi:10.1007/s11356-019-06419-w.
- Choudhury B, 1997. Global pattern of potential evaporation calculated from the Penman-Monteith equation using satellite and assimilated data. *Remote Sensing of Environment* 61(1):64-81.
- Dinpashoh Y, 2012. Analysis of trends in reference crop evapotranspiration (Case study: station Hmadan). *Geographical Space* 11(34): 260 – 286. (In Persian with English abstract)
- Dinpashoh Y and Babamiri O, 2020. Trend analysis of reference crop evapotranspiration in Urmia Lake Basin. *Arabian Journal of Geosciences* 13: 372-382. Doi:10.1007/s12517-020-05404-9.
- Dinpashoh Y and Foroughi M, 2018. Impact of climate change on sudden changes in potential evapotranspiration Time Series (Case Study: NW of Iran). *Soil and Water Science* 32 (3): 617 – 632. (In Persian with English abstract)
- Dinpashoh Y, Jhajharia D, Fakheri-Fard A, Singh VP and Kahya E, 2011. Trends in reference crop evapotranspiration over Iran. *Journal of Hydrology* 399: 422- 433.
- Dinpashoh Y, Mirabbasi R, Jhajharia D, Zare Abianeh H and Mostafaeipour A, 2014. Effect of short term and long term persistence on identification of temporal trends. *Journal of Hydrologic Engineering* 19(3):614-625.
- Fooladmand HR and Ahmadi SH, 2009. Monthly spatial calibration of Blaney-Criddle equation for calculating monthly ET₀ in south of Iran. *Irrigation and Drainage* 58: 234-245.
- Goyal RK, 2004. Sensitivity of evapotranspiration to global warming: A Case study of arid zone of Rajasthan (India). *Agricultural Water Management* 69:1-11.
- Hasanpour Kashani M and Dinpashoh Y, 2012. Evaluation of efficiency of different estimation methods for missing climatological data. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 26(1):59-71.
- Hazrat Ali M and Shui LT, 2009. Potential evapotranspiration model for Muda Irrigation Project, Malaysia. *Water Resources Management* 23: 57-69.
- Jahanbakhsh Asl S, Rezaee M, Esmaeelpour M and Tadayoni M, 2012. The evaluation of potential evapotranspiration estimation models and its spatial distribution in the southern basin of Aras River. *Journal of Geography and Planning* 16 (40): 25-46. (In Persian with English abstract)
- Jahanbakhsh Asl S, Movahed-Danesh AA and Moulavi A, 2001. Calibration and analysis of evapotranspiration estimation models for Tabriz meteorological station. *Journal of Agricultural Science (University of Tabriz)* 11 (2): 51-65. (In Persian with English abstract)
- Lu J, Sun G, McNulty S and Amatya DM, 2005. A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the southeastern United States. *Journal of the American Water Resources Association* 6: 621-634.
- Mirabbasi Najafabadi R and Dinpashoh Y, 2010. Trend analysis of streamflow across the North West of Iran in recent three decades. *Soil and Water* 24(4):757-768. (In Persian with English abstract)
- Nandagiri L and Kovoor M, 2005. Sensitivity of the food and agriculture organization Penman-Monteith evapotranspiration estimates to alternative procedures for estimation of parameters. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 131 (3): 238-248.
- Negahban khajeh F and Dinpashoh Y, 2019. Trend analysis of groundwater level, using Mann-Kendall non parametric method (Case study: Tabriz plain). *Journal of Water and Soil Science* 23 (2) :335-348. (In Persian with English abstract)
- Sabziparvar AA, Tafazoli F, Zare Abyaneh H, Banezhad H, Mousavi Bayegi SM, Ghafouri M, Mohseni Movahed AA and Marianji Z, 2008. Comparison of some crop reference evapotranspiration models in a cold semi-arid climate to optimize the use of radiation models. *Journal of Soil and Water* 22 (2): 328-340. (Persian with English abstract).

- Sentelhas PC, Gillespie TJ and Santos EA, 2010. Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agricultural Water Management* 97:635-644.
- Sharifi A and Dinpashoh Y, 2014. Sensitivity analysis of the Penman Monteith reference crop evapotranspiration to climatic variables in Iran. *Water Resources Management* 28: 5465 – 5476.
- Shuttleworth WJ, 1993. Evapotranspiration. Pp: 1-53 (Section 4). In: Maidment DR (ed.). *Hand-Book of Hydrology*. McGraw – Hill, INC.
- Singandhupe RB and Brahmanand PS, 2016. Sensitivity analysis of various reference evapotranspiration (ET_0) models with FAO 56 Penman Monteith for semi-arid region of India. *International Journal of Current Science* 19(4):62-85.
- Soltani A, Mirlatifi SM and Dehghani Sanij H, 2012. Estimating reference evapotranspiration using limited weather data under different climatic conditions. *Journal of Water and Soil (Agricultural Sciences and Technology)* 26 (1): 139-149. (In Persian with English abstract)
- Sumner D and Jacobs JM, 2005. Utility of Penman–Monteith, Priestley–Taylor, reference evapotranspiration, and pan evaporation methods to estimate pasture evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 308(1–4):81-104.
- Tabari H, 2010. Evaluation of reference crop evapotranspiration equations in various climates. *Water Resources Management* 24:2311-2337.
- Vicente-Serrano S, Azorin-Molina C, Sanchez-Lorenzo A, Revuelto J, Lupez-Moreno J, Gonzalez-Hidalgo JC, Moran-Tejeda E and Espejo F, 2014. Reference evapotranspiration variability and trends in Spain, 1961-2011. *Global and Planetary Change* 121:26-40.
- Zhai L, Feng QI, Li Q and Xu C, 2010. Comparison and modification of equations for calculating evapotranspiration (ET) with data from Gansu province, Northwest China. *Irrigation and Drainage* 59: 477- 490.
- Zhang L, Traore S, Cui Y, Lou Y, Zhu G, Liu B, Fipps G, Karthikeyan R and Singh V, 2019. Assessment of spatiotemporal variability of reference evapotranspiration and controlling climate factors over decades in china using geospatial techniques. *Agricultural Water Management*. 213:499-511.