

تغییرات مکانی تبخیر از تشت و مقایسه آن با مدل‌های برآورد تبخیر در ایران

حمید زارع ایبانه^{۱*}، علیرضا مقدم‌نیا^۲، مریم بیات ورکشی^۳، عادل قاسمی^۳ و مجتبی شادمانی^۳

تاریخ دریافت: 88/9/10 تاریخ پذیرش: 89/3/22

1- استادیار، گروه مهندسی آب، دانشگاه بوعلی سینا

2- استادیار، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه زابل - زابل

3- دانشجویان کارشناسی ارشد، گروه مهندسی آب، دانشگاه بوعلی سینا

* مسئول مکاتبه E mail: zare_h2000@yahoo.com

چکیده

تبخیر به عنوان پارامتری اساسی در تحقیقات کشاورزی، هیدرولوژی و حفاظت آب و خاک از اهمیت خاصی برخوردار است. در این مطالعه با استفاده از اطلاعات 61 ایستگاه هواشناسی در سطح کشور، مقادیر تبخیر ماهانه از 9 روش تجربی و نظری برآورد شد. مقایسه تبخیر برآوردی با مقادیر اندازه‌گیری شده‌ی تشت تبخیر کلاس A نشان داد روش ایوانف در بین روش‌های مورد مطالعه هم‌خوانی خوبی با داده‌های اندازه‌گیری شده نشان داد. تبخیر از تشت داشت. بیشترین فراوانی نسبی در روش ایوانف با پوشش حدود 56 درصد از ایستگاه‌ها و کمترین آن در روش ماریانو با پوشش 1/6 درصد ایستگاه‌ها بود. بدین ترتیب، روش ایوانف دقت لازم در پیش‌بینی تبخیر در نواحی مختلف ایران را دارد. به‌منظور برآورد تبخیر در نقاط فاقد اندازه‌گیری، پهنه‌بندی تبخیر به عنوان یک اصل مهم در برنامه‌ریزی‌های کلان مدنظر قرار گرفت. برای پهنه‌بندی از دو روش زمین آماری کریجینگ ساده و معمولی با مدل‌های دایره‌ای، کروی، نمایی و گوسین استفاده شد. مقادیر آماره‌های میانگین مطلق خطا (MAE) و میانگین اریبی خطا (MBE) از مدل‌های مختلف میان‌یابی، برتری مدل دایره‌ای در روش کریجینگ معمولی را نشان داد. مقادیر معیارهای فوق به ترتیب برابر 1/54 و 0/01 میلی‌متر در روز به دست آمد. با پهنه‌بندی تبخیر در محیط نرم‌افزاری Arcview براساس مقادیر تبخیر تشت کلاس A و مقادیر حاصل از روش ایوانف در چهار دسته تبخیر، مشخص گردید هم‌پوشانی مناسبی بین آن‌ها برقرار است. نتایج پهنه‌بندی نشان داد مقدار تبخیر واقعی در 99/33 درصد از سطح کشور بیش از 4/04 میلی‌متر در روز می‌باشد و همین مقدار تبخیر در 96/43 درصد از سطح کشور براساس روش ایوانف حاصل شد. در نهایت تغییرات مکانی تبخیر برآوردی از روش ایوانف با روش پهنه‌بندی کریجینگ معمولی، برای کشور ایران قابل توصیه است.

واژه‌های کلیدی: ایران، ایوانف، تبخیر، کریجینگ، پهنه‌بندی

Spatial Variability of Pan Evaporation in Iran and its Estimation

Using Several Empirical Models

H Zare Abyaneh^{1*}, A Moghaddamnia², M Bayat Varkeshi³,
A Gasemi³ and M Shadmani³

Received: 2 October 2009 Accepted: 12 June 2010

¹ Assit. Prof., Dept. of Water Engin., University of Bu-Ali Sina Hamedan, Iran

² Assist. Prof., Dept. of Watershed and Range Manag., University of Zabol, Iran

³ MSc Students, Dept. of Water Engin., Univ. of Bu-Ali Sina, Hamedan, Iran

* Corresponding author : E-mail: zare_h2000@yahoo.com

Abstract

Evaporation as a basic data has a special importance in agricultural, hydrological, meteorological and water and soil conservation researches. In this study, annual evaporation was estimated by means of 61 meteorological station information with 9 empirical and theoretical methods. Results were compared with class-A pan data. The results showed that among the tested methods, Ivanov method had the best consistency with class-A pan evaporation data. The highest relative frequency was in Ivanov method with covering about 56% of all stations and the least covering in Marciano method with 1.6 % coverage.. Therefore, Ivanov method showed the needed accuracy for the predicting of evaporation at the different parts of Iran. For estimation of the evaporation at the locations without measured data, evaporation zoning as an important principle at large scheduling were considered. For zoning two methods of simple and ordinary kriging with circular, spherical, exponential and Gousian models were used. Statistical criteria as MAE and MBE showed that circular model in ordinary kriging method is better. The values of statistical criteria were 1.54 and 0.01 mmday⁻¹, respectively. Evaporation zoning in Arcview software, based on the actual value of evaporation and value of Ivanov method at four groups of evaporation were considered that they had good overlapping. Results of evaporation zoning showed that value of evaporation in 99.33% of Iran is higher than 4.04 mmday⁻¹ and same evaporation at 96.43% based on Ivanov method was obtained. Results showed that evaporation in local variation (Ivanov) in ordinary kriging for large area and use of large number of stations is reliable. Finally, the spatial variation of evaporation is estimation by Ivanov method with zoning to ordinary kriging method is recommended for the Iran.

Keywords: Evaporation, Iran, Ivanov, Kriging, Zoning

مقدمه

که اکثر روابط تجربی با تبعیت از قانون دالتون¹ برای تخمین تبخیر در منطقه‌ای خاص توسعه داده شده‌اند و قابلیت کاربرد در مناطق مختلف را ندارند (سعادت‌خواه و همکاران 1380). به همین دلیل، وان‌زیل و همکاران (1989) واسنجی روابط برآورد تبخیر را در مناطق مختلف لازم می‌دانند. نتایج تحقیقات آل‌شالان و سالی (1987) در بررسی و مقایسه تبخیر برآورد شده از 23 روش مختلف، نشان داد روش استقافن - استوارت² به عنوان بهترین تخمین‌گر تبخیر است. تانی و همکاران (2008) با مقایسه نتایج مدل‌های مختلف تخمین تبخیر با تبخیر برآوردی از سیستم همبستگی گردابی³، برتری مدل‌های ترکیبی پنمن-مانتیث - آنسورث⁴ (PMU) و پنمن-بروتسرت⁵ (PB) را نسبت به سایر مدل‌ها نشان دادند. بورن و هسچ (2007) روش تجربی مایر⁶ را به دلیل سادگی و عدم نیاز به داده تابش، مناسب‌ترین روش بررسی روند تبخیر در کانادا، معرفی نمودند. ایکه‌بوچی و همکاران (1988) در برآورد تبخیر دریاچه بی‌وا در ژاپن و سن و همکاران (1991) در کاری مشابه برای دریاچه توبا در اندونزی روش تبادل جرم دالتون را پیشنهاد دادند. هرچند ایکه‌بوچی و همکاران (1988) بکارگیری اطلاعات ایستگاه‌های زمینی برای برآورد تبخیر دریاچه‌ها را توصیه نکردند و عدم تناسب فوق را به ترتیب در دریاچه‌های بی‌وا (ژاپن) و کینزت (فلسطین اشغالی) نشان دادند. در حالی که مطالعات کهن و همکاران (2002)، براتسرت و پارلانژ (1998) و خلیلی (1372) موید اعتبار ایستگاه‌های زمینی در برآورد تبخیر است. ویندهام و استال (1967) نشان دادند

آگاهی از مقدار تبخیر به عنوان یکی از متغیرهای هیدرولوژیکی در تحقیقات کشاورزی و حفاظت آب و خاک و مدل‌سازی آن اهمیت زیادی دارد. سهم ایران از بارندگی‌های کره زمین، حدود 30 درصد و معادل 251 میلی‌متر است. در حالی که 71 درصد از بارش‌ها یعنی 179 میلی‌متر در سال به صورت تبخیر، از دست می‌رود (سعادت‌خواه و همکاران 1380 و شبان و همکاران 1386). این اعداد اهمیت تبخیر را برای مدیریت کمی و کیفی منابع آب در ایران نشان می‌دهد. در ایران شمار ایستگاه‌های تبخیرسنجی کافی نبوده و از توزیع مکانی مناسبی برخوردار نیستند. در عین حال، در شماری از ایستگاه‌ها نیز داده‌ها به دلیل فقدان آمار کافی و بعضاً کیفیت نازل اطلاعات، قابل استفاده نیستند (دانش‌کار و همکاران 1383). اغلب برای پروژه‌ها، اطلاعات کمی از تبخیر وجود دارد و معادلات برآورد تبخیر در شرایط توسعه یافته کاربرد دارند (اکسو و سینگ 2000). بنابراین با توجه به اندک بودن بارش کشور و توزیع نامناسب زمانی و مکانی آن، می‌توان تبخیر را کمیتی ناشناخته دانست. ناهماهنگی آمارها و داده‌ها هم، عاملی در عدم شناخت این پارامتر است (بی‌نام 1381).

تشت‌های تبخیرسنجی از جمله وسایلی هستند که به طور مستقیم و با هزینه کم برای اندازه‌گیری تبخیر کاربرد دارند. نتایج حاصل از آن قابل تعمیم به تبخیر از سطوح دریاچه، مخازن و تبخیر و تعرق در کشاورزی است (ایرماک و همکاران 2002). تشت کلاس A رایج‌ترین نوع تشتی است که استفاده از آن در ایران متداول است. علاوه بر روش تشت می‌توان با بکارگیری داده‌های هواشناسی در قالب معادلات تجربی یا معادلات پایه نظری، میزان تبخیر را تخمین زد. باید توجه داشت

¹ Dalton law² Stephens-Stewart³ Eddy correlation⁴ Penman-Monteith-Unsworth⁵ Penman-Brutsaert⁶ Meyer

نقشه‌سازی می‌گردد. بنابراین از مجموع ابزارهای ارائه شده در تئوری زمین آمار می‌توان به منظور تهیه نقشه پراکنش جغرافیایی تبخیر بهره جست (ایساک و سریواستاوا ۱۹۸۹).

با توجه به شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک ایران و کمبود منابع آب، تبخیر عامل مهمی در برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب است که به دلیل عدم اندازه‌گیری در برخی مناطق و فصول سرد سال، برآورد آن ضروری به‌نظر می‌رسد. هدف از پژوهش حاضر، برآورد و ارزیابی تبخیر به عنوان کمیتی هیدرولوژیکی در اقلیم‌های متفاوت حاکم بر کشور ایران بود. در این ارتباط، تبخیر از مدل‌های مختلف برآورد و نتایج آن‌ها با داده‌های مشاهداتی تحت تبخیر کلاس A مقایسه و واسنجی شد. همچنین هدف دیگر این پژوهش، پهنه‌بندی تبخیر برآوردی از مدل پیشنهادی و مقایسه آن با پهنه‌بندی تبخیر واقعی بود.

مواد و روش‌ها

مشخصات منطقه و داده‌های مورد استفاده

کشور ایران با وسعتی معادل ۱۶۴۸۰۰۰ کیلومتر مربع به عنوان کشوری با اقلیم خشک و نیمه‌خشک از سطوح تبخیری و مقدار تبخیر بالایی برخوردار است. تبخیر آب بر محدود شدن کمیت و کیفیت منابع آب تاثیر دارد. پارامتر تبخیر از مدل‌های مختلف انتقال جرم و تجربی برآورد و با مقادیر تحت تبخیر کلاس A مقایسه شد.

شکل ۱ موقعیت ۶۱ ایستگاه هواشناسی و تبخیرسنجی را که داده‌های آن‌ها در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است، نشان می‌دهد.

بکارگیری مدل هفتر در تبخیرسنجی دریاچه ایلی‌نویز منجر به ارائه نتایج مناسبی نشد. اسلاوو و موتوا (۲۰۰۴) مقادیر حاصل از مدل ایوانف را در مقایسه با نتایج پنمن-مانتیث فائو در برآورد تبخیر و تعرق گیاه مرجع مناسب دانستند.

مورتون (۱۹۸۳) استفاده از آمار باد را سبب افزایش خطا در تخمین تبخیر عنوان کردند. سعادت خواه و همکاران (۱۳۸۰) لحاظ باد در تخمین تبخیر برای مناطق متأثر از باد را عامل خطا می‌دانند. دانش‌کارآراسته و همکاران (۱۳۸۶) با تعیین دو حد آستانه سرعت باد برای سال‌های خشک و مرطوب در چاه‌نیمه‌ی سیستان نتیجه گرفتند که ضریب دالتون در سرعت‌های بیش از آستانه مستقل از باد است. آنان به ارجح بودن جایگزینی تابع خطی یا غیرخطی باد به جای سرعت باد اشاره داشته‌اند.

دانش‌کارآراسته و همکاران (۱۳۸۳) تبخیر از مخزن چاه‌نیمه در زاهدان را به روش بیلان حجمی مخزن با لحاظ اثر واحه^۱ برآورد نمودند. آنان نتیجه گرفتند که اکثر روش‌ها در ماه‌های فاقد اثر واحه برآوردهای مناسبی دارند، لیکن در ماه‌های دارای اثر واحه باید سهم واحه در تبخیر لحاظ گردد.

از آنجایی که پارامتر تبخیر تابعی از فاکتورهای محیطی است، بنابراین تغییرات مکانی تبخیر در مقیاس مورد مطالعه حائز اهمیت است. اصولاً چنین خصوصیت محیطی را متغیرهای ناحیه‌ای می‌نامند که اساس تئوری ژئواستاتیک را تشکیل می‌دهد. کاربرد تکنیک زمین آمار در تبخیرسنجی با تاکید بر توصیف‌های کمی تنوع مکانی و ویژگی‌های تبخیر، موجب بهبود دقت تخمین مقادیر تبخیر برای درون‌یابی داده‌ها و

^۱ Advection

میانگین ماهانه سرعت باد (متر بر ثانیه) و ساعات آفتابی (ساعت) می‌باشد. بعد از تعیین ایستگاه‌ها و نوع داده‌ها، آزمون همگنی داده‌ها به روش غیرگرافیکی (آزمون توالی^۱) برای اطمینان از کیفیت داده‌ها و همچنین همگن بودن سری داده‌های ثبتی انجام شد. بازسازی نواقص محدود آماری از روش همبستگی بین ایستگاه‌ها در محیط نرم‌افزار SPSS انجام و آمار ایستگاه‌های ناقص براساس آمار ایستگاه دارای بالاترین ضریب همبستگی تکمیل گردید (بازنژاد و همکاران ۱۳۸۵).

نام ایستگاه‌ها، نوع اقلیم حاکم بر ایستگاه‌ها (طبقه‌بندی یونسکو) و میانگین داده‌های هواشناسی در جدول ۱ ارائه گردیده‌است.

روش‌های برآورد تبخیر

در این تحقیق، ابتدا مقدار تبخیر در هریک از ایستگاه‌ها از روابط تجربی و نظری تعیین شد. مبنای محاسبه تبخیر در تمامی ایستگاه‌ها مدل‌های ایوانوف^۲، استفنز استوارت^۳، دفتر عمران آمریکا^۴، تیچومیروف^۵، مایر^۶، شاهتین^۷، مارسیانو^۸، هفنز^۹ و پنمن^{۱۰} بود. منبع مربوط به هر روش، داده‌های مورد نیاز و معادله هر روش در جدول ۲ ارائه شده است. روابط اشاره شده از سادگی، سهولت دسترسی به اطلاعات هواشناسی و تنوع در ورودی‌های مورد نیاز برخوردارند.



شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌ها در سطح کشور ایران

به‌طور کلی برای بررسی و مطالعه دقیق وضعیت پارامترهای اقلیمی در یک منطقه و تحلیل شرایط آن، شبکه کامل و مترامی از ایستگاه‌های هواشناسی با حداقل طول دوره آماری ۳۰ سال نیاز است. گرچه افزایش طول دوره‌ی زمانی داده‌ها و تعداد ایستگاه‌ها موجب افزایش دقت محاسبات می‌گردد، اما شمار ایستگاه‌های دارای داده‌های اندازه‌گیری شده‌ی تبخیر طولانی مدت در سطح کشور (ایران) ۶۱ ایستگاه بود. لذا انتخاب ایستگاه‌ها با رعایت دوره ۳۰ ساله داده‌های هواشناسی، پراکنش در اقلیم‌های مختلف کشور بر مبنای طبقه‌بندی یونسکو و دسترسی به مقادیر تبخیر از تشت کلاس A جهت مقایسه با مقادیر برآورد شده بود. این طبقه‌بندی به دلیل استفاده از عامل تبخیر تعرق به جای دما و اهمیت تابش و تقاضا برای مصرف آب از اهمیت بالایی برخوردار است (غفاری و همکاران ۱۳۸۳).

بدین ترتیب از داده ایستگاه‌هایی که علاوه بر پارامترهای هواشناسی، مقادیر تبخیر از تشت کلاس A هم اندازه‌گیری و ثبت شده بود استفاده گردید. داده‌های هواشناسی شامل میانگین ماهانه‌ی دمای هوا، (درجه سانتیگراد)، میانگین ماهانه‌ی رطوبت نسبی (درصد)،

¹ Run test

² Ivanov

³ Stephens-Stewart

⁴ USBR

⁵ Tichomirov

⁶ Meyer

⁷ Shahtin

⁸ Marciano

⁹ Hefner

¹⁰ Penman

جدول ۱- میانگین ماهانه پارامترهای ۳۰ ساله هواشناسی و تبخیر از تشت در خلال سال‌های ۲۰۰۰-۱۹۹۲

نام ایستگاه	نوع اقلیم*	دمای هوا (°C)	سرعت باد (ms ⁻¹)	رطوبت نسبی (%)	تابش** خورشیدی (لانگلی)	بارندگی (mmd ⁻¹)	تبخیر از تشت (mmd ⁻¹)
آبادان	A-M ⁺⁺⁺⁺	31/66	2/93	36/11	423/94	0/78	14/72
آباده	A-C ⁺⁺⁺	13/83	2/02	36/12	377/13	0/68	7/13
آبعلی	A-C	8/24	2/01	50/63	328/93	2/65	3/75
اهواز	A-M	31/79	2/83	34/31	428/28	1/05	12/54
اراک	SA-K ⁺⁺	19/61	1/27	38/00	402/01	0/94	8/09
اردبیل	SA-K	14/22	1/77	70/01	394/87	0/85	5/25
بابلسر	H-C ⁺⁺⁺⁺⁺	17/58	2/23	80/41	309/1	2/41	2/34
بم	A-C	23/28	2/46	27/92	380/0	0/32	9/25
بندرعباس	A-M	30/78	2/86	64/25	418/81	0/54	8/51
بندرانزلی	PH-C ⁺	20/67	2/04	81/70	313/52	5/11	3/23
بندرلنگه	A-M	26/75	3/16	65/93	374/81	0/42	6/59
بیرجند	A-C	21/21	2/15	29/19	425/39	0/48	10/38
بجنورد	SA-K	18/21	2/70	53/73	379/54	0/73	7/66
بوشهر	A-M	22/68	2/38	62/03	425/82	0/78	7/47
چابهار	A-M	26/14	3/56	75/88	376/26	0/5	6/59
دوشن تپه	A-C	18/10	1/86	43/01	323/49	0/72	4/78
اصفهان	A-C	21/45	1/52	33/11	426/75	0/33	7/98
فسا	A-C	18/70	1/22	43/54	384/77	0/81	7/55
فردوس	A-C	17/15	2/51	39/99	377/23	0/44	5/91
قائم شهر	SA-C ⁺⁺⁺	16/82	1/50	79/73	268/58	1/98	2/57
قزوین	SA-K	13/97	1/42	53/48	337/52	0/86	5/16
قوچان	SA-K	12/72	1/62	56/35	316/11	0/82	3/85
گرگان	SA-C	17/59	0/80	71/54	257/77	1/63	3/48
همدان (نوزه)	SA-C	22/63	2/45	30/54	415/84	0/92	7/40
ایلام	A-C	14/87	2/36	54/71	308/01	1/73	8/05
جلفا	A-C	20/56	2/80	27/35	424/99	0/5	6/53
کرمان	SA-C	20/62	2/44	35/51	403/31	0/42	9/5
کرمانشاه	SA-C	16/45	1/85	48/31	360/64	1/26	8/33
خرم آباد	SA-K	17/94	1/04	53/70	380/89	1/4	5/75
خوی	SA-K	13/56	1/68	52/58	328/77	0/8	5/48
مهاباد	SA-K	12/84	1/96	49/39	319/27	1/13	4/30
مراغه	SA-C	20/34	3/19	47/13	402/85	0/93	6/09
مشهد	A-M	25/43	1/79	42/17	348/43	0/7	7/66
مسجدسلیمان	A-M	24/67	1/37	54/16	382/42	1/3	8/63
میناب	A-C	14/08	1/07	50/10	339/81	0/61	6/94
نیشابور	SA-K	17/10	1/80	54/55	393/43	0/66	5/72
نوشهر	PH-C	16/12	1/65	83/13	256/66	3/51	2/67
ارومیه	SA-K	17/28	2/15	51/27	393/65	0/94	5/62
پارسا یادمغان	SA-C	15/07	1/62	71/83	277/78	0/73	3/92
قم	A-C	17/81	1/93	43/06	348/71	0/4	7/72
رامسر	PH-C	16/14	1/84	82/63	243/44	3/29	2/61
رشت	PH-C	20/44	0/95	80/76	295/08	3/7	2/60
سبزوار	A-C	18/28	2/65	41/81	337/19	0/51	5/61
سقز	SA-K	10/28	2/01	56/58	325/23	1/39	4/60
سنندج	SA-K	19/40	2/44	40/91	401/26	1/28	8/08
سرخس	A-C	17/75	2/35	49/45	332/26	0/49	5/99

9/56

0/38

393/32

35/31

1/09

24/33

A-C

سمنان

ادامه جدول ۱

8/16	0/86	345/91	50/07	1/07	11/45	SA-K	شهرکرد
4/91	0/42	338/89	45/44	1/16	14/99	A-C	شاهرود
10/05	0/94	432/70	30/49	2/35	23/78	SA-C	شیراز
6/83-	0/41	381/10	39/33	2/50	16/95	A-C	سیرجان
8/01	0/23	380/01	32/02	1/65	22/39	A-C	طیس
8/57	0/8	389/09	43/04	3/75	19/48	SA-K	تبریز
10/86	0/63	402/70	39/54	2/56	23/78	A-C	تهران مهرآباد
5/78	0/76	343/29	48/04	2/23	13/83	A-C	تربت حیدریه
6/89	0/96	344/29	48/43	3/88	15/36	A-C	تربت جام
8/30	2/25	424/80	32/81	0/97	20/36	SA-C	یاسوج
11/58	0/17	433/37	22/71	3/04	25/04	A-C	یزد
10/88	0/26	441/64	24/21	3/21	23/18	A-C	زاهدان
7/09	0/89	399/41	47/68	3/22	16/39	SA-K	زنجان
13/12	0/17	356/46	42/17	5/74	22/10	A-C	زابل

** کابری بر سانتی‌متر مربع در روز، ماخذ مدل آنگستروم (علیزاده، 1383)
 †††† نیمه خشک خنک
 †††† خشک معتدل
 †††† مرطوب سرد

ماخذ غفاری و همکاران (1383)
 † خیلی مرطوب سرد
 †† نیمه خشک سرد
 ††† خشک سرد

جدول 2- دسته‌بندی روابط استفاده شده براساس داده‌های ورودی

معادله تبخیر	نیاز اطلاعاتی	نام روش	منبع
$E = (e_s - e_a)(15 + 3u_z)$	$T_{air}, RH, U_{10}(m.s^{-1})$	Tichomirov	حیدرپور (1370)
$E = 0.5(1 + \frac{u_z}{16})(e_s - e_a)$	T_{air}, RH, U_2	Mayer	علیزاده (1383)
$E = 0.028u_z(e_s - e_a)$	T_{air}, RH, U_2	Hefner	علیزاده (1383)
$E = (0.116 + 0.017u_z)(e_s - e_a)$	T_{air}, RH, U_2	Shahthin	علیزاده (1383)
$E = 0.03u_z(e_s - e_a)$	T_{air}, RH, U_2	Marciano	علیزاده (1383)
$E = 0.35(e_s - e_a)(0.5 + \frac{u_z}{100})$	$T_{air}, RH, U_2(mail.d^{-1})$	Penman	علیزاده (1383)
$E = 0.0018(T_{air} + 25)^2(100 - RH)$	T_{air}, RH	Ivanov	اسلاواو و موتوا (2004)
$E = R_s(0.23 + 0.012T_{air})$	T_{air}, R_s	Stephens-Stewart (SS)	کیسی (2006)
$E = 0.833(4.57T_{air} + 43.3)$	T_{air}	USBR	علیزاده (1383)

E تبخیر (mmd^{-1})، R_s تابش خورشیدی (Langly)، u_z سرعت باد در ارتفاع z ($km.h^{-1}$)، e_s فشار بخار اشباع (mm-Hg)، e_a فشار بخار واقعی (mm-Hg)، T_{air} میانگین ماهانه دمای هوا ($^{\circ}C$) و RH میانگین ماهانه رطوبت نسبی (%)

مقایسه شدند. برای ارزیابی دقت برآورد تبخیر، محک‌های آماری زیر محاسبه گردید.

$$ME = \max |E_i - \hat{E}_i|_{i=1}^n \quad [1]$$

$$RRMSE = \frac{1}{E} \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (E_i - \hat{E}_i)^2 \right]^{0.5} \quad [2]$$

با تعریف روابط جدول (2) و مینا قرار دادن مقادیر پارامترهای هواشناسی (T_{air}, RH, U, R_s) هر ایستگاه، مقدار تبخیر محاسبه شد.

از آنجایی که یکی از اهداف این تحقیق ارزیابی روابط برآورد تبخیر بود، لذا تبخیر اندازه‌گیری شده تشکک تبخیر کلاس A با مقادیر برآوردی از هر روش

ارزیابی روش‌های پهنه‌بندی تبخیر

بعد از انتخاب مناسب‌ترین روش برآورد تبخیر، برای پهنه‌بندی آن از دو روش تحلیلی کریجینگ ساده و معمولی استفاده شد. روش کریجینگ برپایه همبستگی مکانی مشاهدات در قالب ایجاد یک مدل ریاضی به نام واریوگرام استوار است که به کمک آن مقدار تبخیر در نقاط فاقد نمونه‌برداری تخمین زده می‌شود. بدین منظور کریجینگ به هر یک از مقادیر مشاهدات به نسبت فاصله مکانی نقاط مشاهداتی، وزن آماری نسبت می‌دهد تا ضمن ناریب شدن ترکیب خطی آن‌ها واریانس تخمین حداقل گردد. برای ناریب شدن تخمین بایستی مجموع وزن‌های آماری در قالب حل دستگاه $\sum_{i=1}^{N(h)} I_i = 1$ و برای حداقل شدن واریانس تخمین بایستی معادله زیر حل شود.

$$d_k^2 = \sum_{i=1}^n l_i g(x_i, x_0) + m \quad [5]$$

که در آن d_k^2 واریانس کریجینگ، l_i فاکتور وزن آماری، g واریوگرام تجربی، m ضریب لاگرانژ و n شماره مشاهدات در همسایگی نقطه مورد تخمین است. به منظور تشریح پیوستگی مکانی متغیرها، واریوگرام داده‌ها در محیط نرم افزاری Arcview ترسیم شد. در ترسیم واریوگرام‌ها از مدل‌های دایره‌ای، کروی، نمایی و گوسین استفاده شد.

شرط استفاده از روش کریجینگ آن است که متغیر مورد نظر (تبخیر) دارای توزیع نرمال باشد (حبشی و همکاران 1386) که برای این منظور داده‌های مشاهداتی از آزمون آماری کلموگروف-اسمیرنوف نرمال شدند.

نقشه نهایی براساس پهنه‌های هم‌تبخیر در پنج کلاس تبخیری ایجاد گردید. برای انتخاب روش مناسب درونیابی جهت تهیه نقشه‌ی تغییرات تبخیر ایران از روش ارزیابی متقابل⁵ استفاده شد. در این روش یک

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (E_i - \bar{E})^2 - \sum_{i=1}^n (E_i - \hat{E}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (E_i - \bar{E})^2} \quad [3]$$

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^n E_i - \sum_{i=1}^n \hat{E}_i}{\sum_{i=1}^n E_i} \quad [4]$$

پارامتر ME^1 حداکثر خطا، $RRMSE^2$ نسبت میانگین مجذور مربعات خطا، EF^3 فاکتور راندمان، CRM^4 ضریب باقی‌مانده جرم، E_i مقدار تبخیر اندازه‌گیری (میلی متر در روز)، \hat{E}_i مقدار تبخیر برآوردی (میلی متر در روز)، \bar{E} متوسط تبخیر اندازه‌گیری (میلی متر در روز) و n تعداد کل داده‌ها است (نوشادی و همکاران 1382).

مقدار پارامتر آماری CRM میزان کم یا زیاد برآورد کردن مدل را تعیین می‌کند. اگر مقدار CRM منفی باشد یعنی مدل پیشنهادی مقادیر تبخیر را از مقادیر مورد انتظار بیشتر برآورد کرده است. مقدار مثبت این پارامتر نشان از برآورد کم تبخیر نسبت به مقادیر مورد انتظار است. پارامتر EF برای تعیین دقت داده‌های شبیه‌سازی شده به کار می‌رود. حداکثر مقدار آن یک است که زمانی حاصل می‌شود که داده‌های شبیه‌سازی و مشاهداتی با هم یکسان باشند. در شرایطی که اختلاف EF با ضریب تعیین (R^2) کم باشد، CRM نیز کم است. پارامتر $RRMSE$ مقادیر خطا را نسبت به مقدار مطلوب صفر نشان می‌دهد و مشخص می‌نماید که به چه مقداری خطا در فضای مطالعاتی وجود دارد. ضریب تعیین هم نشان‌دهنده میزان ارتباط مقادیر برآوردی با مقادیر اندازه‌گیری است که هر چه مقدار آن بالاتر باشد، این ارتباط نزدیک‌تر است و اختلاف مقدار برآورد شده با مقدار اندازه‌گیری شده کمتر است.

¹ Maximum error

² Relative root mean square error

³ Model efficiency

⁴ Coefficient of residual mass

⁵ Cross validation

بیشتر از بارندگی است. به همین دلیل سعی شد با انتخاب 61 ایستگاه دارای داده‌های تبخیر و پراکنش در اقلیم متفاوت اهمیت تبخیر نشان داده شود. مقایسه میانگین تبخیر هر ایستگاه در جدول 1 نشان می‌دهد در بین کلیه ایستگاه‌ها، حداکثر تبخیر به آبادان (14/72) با اقلیم خشک معتدل، در جنوب ایران و حداقل تبخیر به بابل (2/34) با اقلیم خیلی مرطوب سرد در شمال ایران تعلق دارد (غفاری و همکاران 1383).

مقدار تبخیر براساس روش‌های مندرج در جدول 2 برای هر ایستگاه محاسبه گردید. برای این منظور از اطلاعات هواشناسی ماهانه هر ایستگاه استفاده شد. پس از محاسبه مقدار تبخیر در هر ایستگاه پارامترهای آماری از روابط 1 تا 4 محاسبه شد. روش مناسب برای محاسبه تبخیر هر ایستگاه در جدول 3 ارائه شده است. انتخاب روش مناسب براساس کسب کمترین مقادیر پارامترهای آماری و بالاترین ضریب همبستگی برای هر روش در مقایسه با مقادیر تبخیر اندازه‌گیری از تشت تبخیر است. نتایج حاصل از محاسبه پارامترهای آماری (جدول 3) نشان داد که بیشترین فراوانی در روش ایوانف با پوشش حدود 56 درصد ایستگاه‌ها و کمترین آن در روش مارسیانو با پوشش 1/6 درصد ایستگاه‌ها بود. لذا روش ایوانف روشی مناسب برای اقلیم خشک و نیمه‌خشک ایران است که این یافته با نتایج حیدرپور (1370) مطابقت دارد. بررسی‌ها نشان داد در اکثر روش‌ها همبستگی مناسبی بین داده‌های هواشناسی و متغیر تبخیر حاصل شد. همبستگی بین متغیرهای تشعشع، رطوبت نسبی و دما با تبخیر در سطح 95 درصد معنی‌دار و معادل 0/79، 0/76- و 0/68 بود. از آنجایی که اندازه‌گیری دما نسبت به اندازه‌گیری تشعشع ساده‌تر و با خطای کمتری همراه است به نظر می‌رسد انتخاب دما مناسب باشد. زیرا تشعشع مورد نیاز در معادلات برآورد

نقطه به‌طور موقت حذف شده و مقدار آن با استفاده از روش میان‌یابی برای آن نقطه، برآورد می‌گردد. سپس مقدار آن حذف شده به جای خود برگردانده و این برآورد برای سایر نقاط به‌گونه‌ی مجزا صورت می‌گیرد. این کار برای هر یک از نقاط مشاهده‌ای تکرار می‌شود به گونه‌ای که در آخر به تعداد نقاط مشاهده‌ای نقاط برآورد وجود خواهد داشت. (گوارترز 1998 و ساتیو و همکاران 2008).

ارزیابی مدل‌های مختلف برآورد تبخیر

صحت مقادیر برآوردی با محاسبه ضریب تعیین بین داده‌ها (R^2)، میانگین مطلق خطا¹ (MAE) و میانگین اریبی خطا² (MBE) براساس روابط مذکور ارزیابی شد (ثانی و همکاران 2008). پارامترهای مذکور بیان‌گر اطلاعاتی در مورد توانایی برآورد مدل پیشنهادی می‌باشد. ارزیابی عملکرد مدل براساس کمترین مقدار معیار MAE و MBE ، بیشترین ضریب تعیین است.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{x=1}^n |\hat{E}(x) - E(x)| \quad [6]$$

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{x=1}^n (\hat{E}(x) - E(x)) \quad [7]$$

که در آن $\hat{E}(x)$ مقدار برآورد تبخیر در نقطه x ، $E(x)$ مقدار تبخیر مشاهده‌ای در نقطه x و n تعداد نمونه‌ها می‌باشد.

نتایج و بحث

براساس جدول 1، میانگین روزانه تبخیر از تشت کلاس A 6/97 میلی‌متر و میانگین روزانه بارش در ایران 1/06 میلی‌متر است. مقایسه مقادیر تبخیر و بارش روزانه نشان می‌دهد که مقدار تبخیر بسیار

¹ Mean absolute error

² Mean bias error

تبخیر، تابش خورشیدی¹ (R_s) است که در بیشتر موارد به علت عدم اندازه‌گیری، مقدار آن تخمین زده می‌شود (بیات و میرلطفی 1388). اندازه‌گیری پارامتر باد نیز طبق توصیه‌های مورتون (1983)، دانش‌کارآراسته و همکاران (1386) و سعادت‌خواه و همکاران (1380) بایستی با تابع باد جایگزین شود. لذا استفاده از مقادیر عددی باد در این مطالعه می‌تواند یکی از منابع خطا تلقی گردد.

همانگونه که در جدول 3 مشاهده می‌شود، ضریب تعیین (R^2) تقریباً برای تمامی ایستگاه‌ها نشان از همبستگی خوب نتایج مدل‌های مختلف با مقادیر تبخیر اندازه‌گیری شده دارد. بالا بودن EF و نزدیکی آن به R^2 حاکی از کارایی مدل‌های پیشنهادی است. مقادیر $RRMSE$ کلیه روش‌های تخمین تبخیر در 61 ایستگاه مورد مطالعه در شکل 2 نشان داده شده است.

¹ Global solar radiation

جدول ۳- نتایج حاصل از شاخص‌های آماری ارزیابی کارایی روش‌های تجربی

CRM	EF	RRMSE	ME(mmd ⁻¹)	R ²	روش برگزیده	نام ایستگاه
0/15	0/70	0/20	6/46	0/92	Ivanov	آبادان
0/11	0/61	0/45	12/59	0/65	Ivanov	آباده
-0/05	0/74	0/51	8/84	0/76	Ivanov	آبعلی
-0/03	0/87	0/14	3/47	0/89	Ivanov	اهواز
0/04	0/88	0/13	2/39	0/90	Ivanov	اراک
0/08	0/73	0/17	2/08	0/79	SS	اردبیل
--0/06	0/92	0/17	0/79	0/94	Mayer	بابلسر
-0/15	0/72	0/28	10/56	0/80	Ivanov	بم
0/03	0/78	0/10	2/13	0/79	SS	بندرعباس
0/20	0/54	0/31	2/55	0/73	Mayer	بندرانزلی
-0/07	0/48	0/29	8/81	0/53	SS	بندرلنگه
0/11	0/68	0/20	4/78	0/78	Ivanov	بیرجند
0/11	0/85	0/16	2/63	0/95	Mayer	بجنورد
0/05	0/82	0/12	1/83	0/86	SS	بوشهر
-0/03	0/13	0/37	9/11	0/51	SS	چابهار
-0/09	0/94	0/21	3/44	0/94	SS	دوشن تپه
0/12	0/78	0/17	3/50	0/93	SS	اصفهان
0/02	0/88	0/26	8/35	0/88	Mayer	فسا
-/20	0/84	0/31	6/75	0/92	Ivanov	فردوس
0/17	0/68	0/33	2/34	0/80	Mayer	قائم شهر
0/07	0/29	0/72	19/00	0/31	Ivanov	قزوین
-0/08	0/91	0/27	3/21	0/32	Mirov	قوچان
0/06	0/81	0/28	2/75	0/88	Ivanov	گرگان
0/16	0/74	0/20	3/09	0/86	Ivanov	همدان (نوزه)
0/13	0/69	0/23	4/90	0/86	SS	ایلام
0/01	0/80	0/43	10/47	0/82	Tichomirov	جلفا
0/03	0/92	0/10	2/15	0/93	Ivanov	کرمان
-0/02	0/84	0/17	3/81	0/85	Ivanov	کرمانشاه
-0/07	0/77	0/39	9/32	0/82	Ivanov	خرم آباد
-0/05	0/85	0/17	2/08	0/87	SS	خوی
-0/12	0/46	0/64	18/53	0/49	Ivanov	مهاباد
0/09	0/59	0/62	29/48	0/60	Tichomirov	مراغه

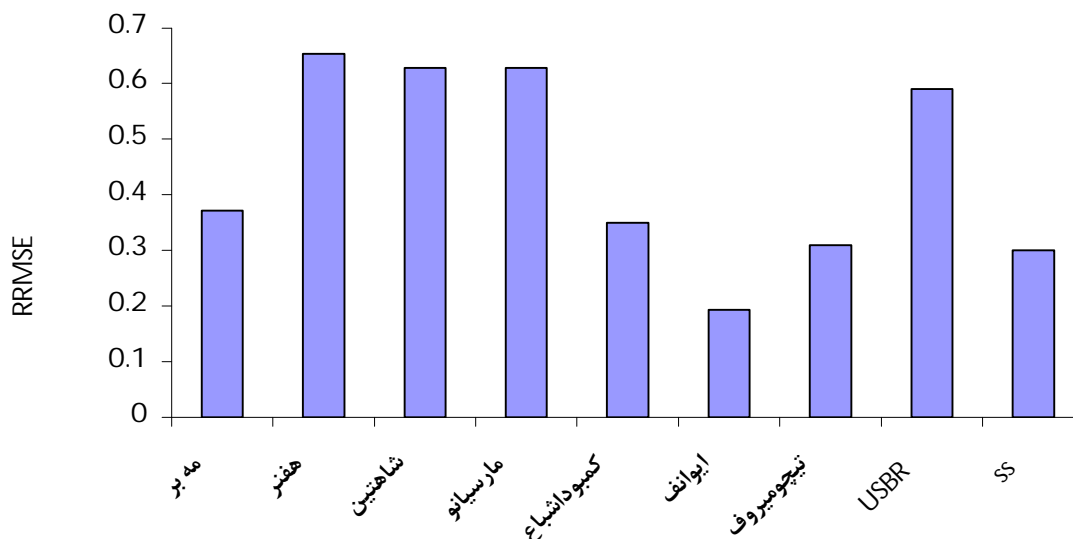
ادامه جدول 3

0/10	0/86	0/17	2/64	0/92	Ivanov	مشهد
-0/17	0/88	0/23	6/06	0/96	Ivanov	مسجدسلیمان
0/01	0/71	0/30	10/98	0/75	Ivanov	میناب
0/11	0/89	0/28	3/96	0/92	Mayer	نیشابور
-0/20	0/54	0/39	3/17	0/78	USBR	نوشهر
0/04	0/86	0/16	2/63	0/86	Tichomirov	ارومیه
-0/05	0/79	0/42	5/20	0/87	SS	پارس ابادمغان
0/08	0/68	0/54	18/16	0/72	Ivanov	قم
-0/23	0/51	0/44	3/12	0/77	USBR	رامسر
0/07	0/80	0/19	1/09	0/87	Ivanov	رشت
-0/31	0/76	0/42	9/45	0/89	Ivanov	سبزوار
0/11	0/85	0/36	4/30	0/88	Mayer	سقز
0/08	0/90	0/13	2/85	0/94	Ivanov	سنندج
-0/05	0/89	0/30	5/62	0/94	Ivanov	سرخس
-0/02	0/84	0/15	3/20	0/85	Ivanov	سمنان
0/12	0/77	0/40	4/51	0/88	Ivanov	شهرکرد
-0/18	0/23	0/29	4/37	0/94	Ivanov	شاهرود
-0/01	0/94	0/08	1/69	0/94	Ivanov	شیراز
-0/02	0/84	0/31	6/36	0/90	Ivanov	سیرجان
-0/25	0/80	0/33	9/83	0/92	Ivanov	طبرس
0/19	0/44	0/22	3/79	0/92	Ivanov	تبریز
-0/01	0/77	0/18	4/25	0/86	Tichomirov	تهران مهرآباد
-0/07	0/85	0/34	11/32	0/86	Tichomirov	تربت حیدریه
0/17	0/79	0/38	6/30	0/95	Ivanov	تربت جام
-0/04	0/87	0/14	2/66	0/89	Ivanov	یاسوج
-0/02	0/92	0/10	2/25	0/92	Ivanov	یزد
0/02	0/85	0/11	2/78	0/86	Ivanov	زاهدان
0/07	0/79	0/17	2/87	0/87	Mirov	زنجان
0/13	0/82	0/30	10/30	0/92	Marciano	زابل

مارسیانو، رابطه شاهتین و USBR به دلیل بزرگی و یکسانی RRMSE رفتاری مشابه با هفتر را دارند. رابطه مارسیانو تنها در ایستگاه زابل رابطه‌ای مناسب بود که با توجه به مطالعات مقدم‌نیا و همکاران (2009) در منطقه زابل می‌توان به نتایج تحقیق حاضر اطمینان نمود.

RRMSE حاصل از تخمین تبخیر با رابطه ایوانف در نقاط مورد بررسی دارای کمترین مقدار نسبت به سایر روش‌ها می‌باشد.

شکل 2 نشان می‌دهد رابطه هفتر بیشترین خطا را در بین تمامی روش‌ها دارد و در هیچ‌یک از ایستگاه‌ها روشی مناسب نبود. نامناسب بودن رابطه هفتر از سوی ویندهام و استال (1967) نیز تایید شده است. رابطه



شکل 2- نمودار تغییرات RRMSE روابط برآورد تبخیر در کلیه ایستگاه‌ها

ارائه شده است و در جدول 5 نیز مساحت‌های تحت پوشش در هر دسته تبخیری ارائه شده است.

جدول 4- نتایج ارزیابی روش‌های درونیابی تبخیر

MAE (mmd ⁻¹)	MBE (mmd ⁻¹)	مدل-تابع	روش
0/01	1/54	دایره‌ای	
0/01	1/545	کروی	کریجینگ
-0/001	1/56	نمائی	معمولی
0/02	1/58	گوسین	
-0/10	1/55	دایره‌ای	
-0/10	1/55	کروی	کریجینگ
-0/15	1/54	نمائی	ساده
-0/11	1/58	گوسین	

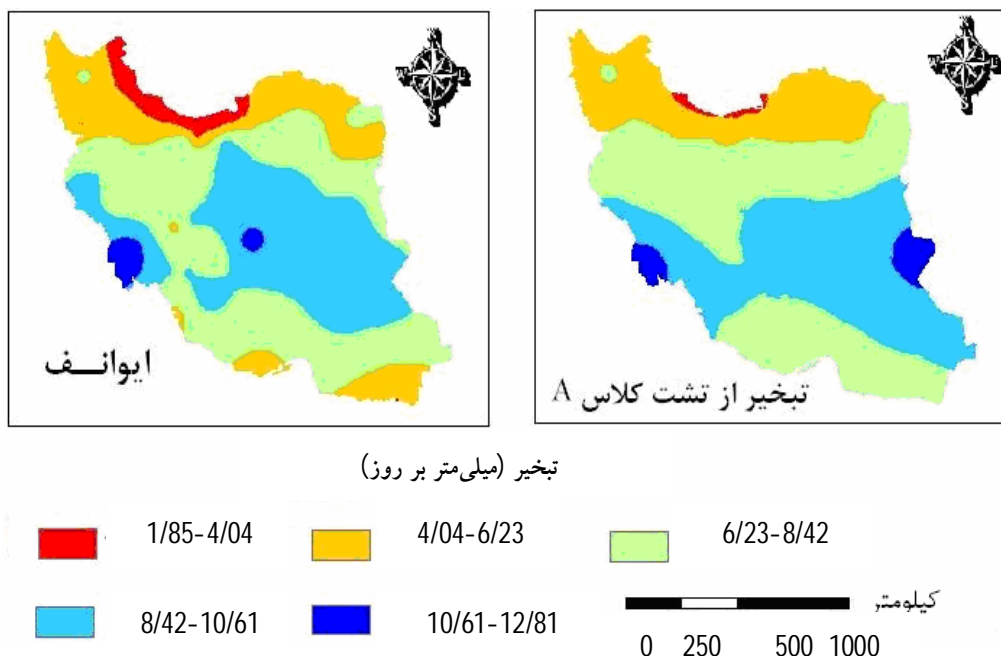
شکل 3 تصویر کلی از تبخیر پتانسیل مناطق مختلف ایران را نشان می‌دهد. براساس شکل 3 تنها در بخش کوچکی از کشور تبخیر بین 1/85 تا 4 میلی‌متر در روز است. به عبارت دیگر بیش از 99 درصد از کشور از پتانسیل بالای تبخیر برخوردار است. به نظر

در جدول 4 مقادیر پارامترهای آماری MAE و MBE حاصل از مدل‌های مختلف میان‌یابی آمده است که در حالت ایده‌آل باید مساوی صفر باشد. مقادیر مثبت و منفی به ترتیب فراب‌آورد¹ یا کم‌برآورد² از مقدار واقعی است (واکرناگل 2003). در این جدول معیار MAE دقت روش و مقدار متوسط خطا است که هرچه به صفر نزدیک‌تر باشد، بهتر است. MBE نشان‌گر میانگین اختلاف مقدار برآوردی از مقدار مشاهده است و هر چه کمتر باشد بهتر است (الکساندر و بالاک 1999). بررسی معیارهای ارائه شده در جدول 4 نشان می‌دهد روش کریجینگ معمولی با مدل دایره‌ای در مقایسه با سایر روش‌ها مناسب‌ترین روش میان‌یابی تبخیر می‌باشد.

با توجه به این که مناسب‌ترین روش پهنه‌بندی تبخیر، روش کریجینگ معمولی با مدل دایره‌ای و روش ایوانف می‌باشد، لذا نقشه‌های پهنه‌بندی تبخیر در مقیاس زمانی ماهانه در پنج دسته‌ی تبخیری در شکل 3

¹ Overestimate

² Underestimate



شکل 3- تغییرات مکانی تبخیر از تشت با روش زمین آمار و تخمین گر کریجینگ معمولی

است. اختلاف ایوانف با روش کریجینگ را می‌توان بیشتر محدود به مناطق با تبخیر حداقل و حداکثر دانست.

نتیجه‌گیری

در مقاله حاضر روابط مختلف برآورد تبخیر از سطوح آزاد آب بررسی شدند. در این تبخیر مطالعه، تبخیر در 61 ایستگاه هواشناسی به کمک روش‌های تجربی برآورد گردید. روش ایوانف در مقایسه با سایر روش‌های برآورد تبخیر دارای خطای کمتری بوده و در برآورد تبخیر قابل توصیه در مناطق مختلف ایران است. در توصیف مکانی تغییرات تبخیر در سطح ایران از بین روش‌های پهنه‌بندی، روش کریجینگ معمولی با مدل دایره‌ای روشی مناسب برای میان‌یابی تبخیر در نقاط فاقد اندازه‌گیری می‌باشد. نتایج پهنه‌بندی تبخیر موید بالا بودن پتانسیل تبخیر در بیش از 99 درصد از سطح کشور بوده و تنها در بخش کوچکی تبخیر بین 1/85 تا 4 میلی‌متر در روز است.

جدول 5- مقایسه پهنه‌های تبخیر واقعی و برآوردی از ایوانف

گروه بندی تبخیر	مساحت تبخیر واقعی (درصد)	مساحت ایوانف (درصد)
1/85 – 4/04	0/67	3/57
4/04 – 6/23	19/09	20/53
6/23 – 8/42	42/41	41/6
8/42 – 10/61	34/79	32/26
10/61 – 12/81	3/04	2/04

می‌رسد در مناطق شرقی فرآیند باد و در مناطق مرکزی وجود اراضی کویری عامل ایجاد تبخیر بالا باشند. قرارگرفتن دریای خزر در شمال و خلیج فارس و دریای عمان در جنوب کشور در افزایش رطوبت نسبی هوا و کاهش نسبی تبخیر نقش عمده‌ای دارند. با مبنا قرار دادن روش کریجینگ معمولی نتایج پهنه‌بندی تبخیر حاصل از روش ایوانف و مقادیر واقعی در جدول 5 آورده شده است. این جدول نشان می‌دهد که اختلاف روش ایوانف در سطح وسیعی از مناطق مختلف اقلیمی ایران با پهنه‌بندی تبخیر واقعی ناچیز

منابع مورد استفاده

- بانژاد ح، زارع ابیانه ح، نظری‌فره و سبزی‌پرورع ا، ۱۳۸۵. بکارگیری شاخص استاندارد بارش (SPI) با روش‌های زمین آماری در تحلیل خشکسالی‌های هواشناسی استان همدان. پژوهش کشاورزی (آب و خاک و گیاه در کشاورزی). شماره ۶ صفحه‌های ۶۱-۷۳.
- بیات ک و میرلطیفی س م، ۱۳۸۸. تخمین تابش کل خورشیدی با استفاده از مدل‌های رگرسیونی و شبکه‌های عصبی مصنوعی. مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، جلد شانزدهم، شماره سوم صفحه‌های ۲۷۰-۲۸۰.
- بی‌نام، مطالعات تبخیرسنجی مخزن چاه نیمه، ۱۳۸۱. مرکز مطالعات آب و محیط زیست، دانشگاه صنعتی شریف.
- حبشی ه، حسینی س ح، محمدی ج و رحمانی ر، ۱۳۸۶. کاربرد تکنیک زمین‌آمار در مطالعات خاک‌های مناطق جنگلی. مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، جلد چهاردهم، شماره یکم صفحه‌های ۱۸-۲۷.
- حیدرپور ج، ۱۳۷۰. (ترجمه). مهندسی آب. مرکز نشر دانشگاهی تهران. چاپ اول.
- خلیلی ع، ۱۳۷۲. مطالعات آبخیزداری حوزه طالقان. جلد دوم، هوا و اقلیم‌شناسی، وزارت نیرو، سازمان آب منطقه‌ای تهران.
- دانش‌کارآراسته پ، تجریشی م و میرلطیفی س م، ۱۳۸۶. بررسی اثر سرعت وزش باد بر تبخیر از سطح مخزن چاه‌نیمه سیستان به روش دالتونی. فصلنامه‌ی علمی پژوهشی شریف. شماره ۳۷. صفحه‌های ۱۳-۲۰.
- دانش‌کارآراسته پ، تجریشی م، میرلطیفی م و ثقفیان ب، ۱۳۸۳. لزوم بازنگری بر مدل‌های برآورد تبخیر از سطح آزاد آب در مناطق خشک د ارای اثر واحه‌ای منطقه‌ای: مطالعه موردی در مخزن چاه نیمه. مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی، شماره ۵، صفحه‌های ۳۷-۵۸.
- سعادت‌خواه ن، سارنگ س ا، تجریشی م و ابریشم‌چی ا، ۱۳۸۰. برآورد تبخیر از مخازن چاه‌نیمه. آب و فاضلاب، شماره ۴۰، صفحه‌های ۳۲-۱۲.
- شبان م، خواجه‌الدین س ج و کریم‌زاده ح ر، ۱۳۸۶. بررسی مقاومت به خشکی تعدادی از گونه‌های درختی و درختچه‌ای جهت احیاء مناطق خشک و نیمه‌خشک. مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، سال اول. شماره ۲. صفحه‌های ۵۸-۶۳.
- علیزاده ا، ۱۳۸۳. اصول هیدرولوژی کاربردی. چاپ هفدهم. انتشارات آستان قدس رضوی.
- غفاری ع، قاسمی و ر و دپائو ا، ۱۳۸۳. پهنه‌بندی اقلیم کشاورزی ایران با روش یونسکو. مجله خشکی و خشکسالی. شماره ۱۲.

- نوشرادی م، امین س و ملکی ن، 1382. بررسی تغییرات غلظت آترازین در یک خاک رس سیلتی و واسنجی مدل PRZM-2 مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال 7. شماره 1. صفحه‌های 47-59.
- Allexandra K and Bullock G, 1999. A comparative study of interpolation methods for mapping soil properties. *Agronomy Journal* 91: 2393-400.
- Al-Shalan A and Salih A MA, 1987. Evapotranspiration estimation in extremely arid areas. *ASCE J Irrig Drain Eng* 113: 565-574.
- Brutsaert W and Parlange MB, 1998. Hydrologic cycle explains the evaporation paradox, *Nature* 396: 30-31.
- Burn DH and Hesch NM, 2007. Trends in evaporation for the Canadian Prairies *J Hydrology* 336: 61– 73
- Cohen S, Ianetz A. and Stanhill G, 2002. Evaporative climate changes at Bet Dagan, Israel 1964–1998, *Agricultural and Forest Meteorology* 111: 83–91.
- Goovaerts P, 1998. Geostatistical tools for characterizing the spatial variability of microbiological and physico-chemical soil properties. *Biology and Fertility of Soils* 27: 315-334.
- Ikebuchi S, Seki M and Ohtoh A, 1988. Evaporation from Lake Biwa. *J Hydrol* 102: 427-449.
- Irmak S, Haman D and Jones JW, 2002. Evaluation of class A pan coefficients for estimating reference evapotranspiration in a humid location. *J Irrig Drain Eng ASCE* 128 (3): 153–159.
- Issaks EH and Srivastava RM, 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press.
- Kisi O, 2006. Daily pan evaporation modeling using a neuro-fuzzy computing technique. *J Hydrology* 329: 636-464.
- Moghaddamnia A, Ghafari Gousheh M, Piri J, Amin S and Han D, 2009. Evaporation estimation using artificial neural networks and adaptive neuro-fuzzy inference system techniques. *Advances in Water Resources* 32(1): 89-97.
- Morton FI, 1983. Operational estimates of aerial evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *J Hydrology* 66: 1-76.
- Saito H, Seki K and Simunek J, 2008. Geostatistical modeling of spatial variability of water retention curves, *Hydrology and Earth System Sciences Discuss* 5: 2491-2522.
- Sene KJ, Gash JHC and McNeil DD, 1991. Evaporation from tropical lake: comparison of theory with direct measurements. *J Hydrology* 127: 193-217.
- Slavov N and Moteva M, 2004. Relation between the reference evapotranspiration and the measured evaporation from open water surface in Bulgaria. "BALVOIS 2004". Ohrid Macedonia CD v.

- Tanny J, Cohen S, Assouline S, Lange F, Grava A, Berger D, Teltch B and Parlange MB, 2008. Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *J Hydrology* 351: 218– 229.
- Vanzyl WH, De Jager JM and Maree CJ, 1989. The relationship between daylight evaporation from short vegetation and the USWB Class A pan. *Agricultural and Forest Meteorology* 46: 107-118.
- Wackernagel H, 2003. *Multivariate geostatistics: An introduction with applications*. Springer, Berlin Heidelberg and New York.
- Wyndham JR and Stall JB, 1967. Lake Evaporation in Illinois. Report of investigation 57, State of Illinois, Department of Registration and Education.
- Xu CY and Singh VP, 2000. Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating evaporation, *Hydrological Processes* 14: 339-349.