

اصلاح شاخص خشک‌سالی RDI بر اساس مناسب‌ترین

روش برآورد تبخیر و تعرق پتانسیل و تابع توزیع احتمال

❖ محمد قبائی سوق: دانشجوی دکتری، گروه مهندسی آب، دانشگاه بوعلی سینا، همدان
❖ ابوالفضل مساعدی*: استاد دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست دانشگاه فردوسی مشهد

چکیده

شاخص RDI از برازش توزیع لوگ‌نرمال بر مقادیر نسبت بارندگی (P) به تبخیر و تعرق پتانسیل (ET_0) در هر بازه زمانی دلخواه به دست می‌آید. در این شاخص مقدار ET_0 از روش ترنت‌وایت (Th) و بر اساس دمای میانگین محاسبه می‌شود. روش Th مقدار ET_0 را در مناطق خشک و نیمه‌خشک کمتر از مقدار واقعی تخمین می‌زند. همچنین، در برخی از مناطق ممکن است توزیع لوگ‌نرمال نتواند به عنوان مناسب‌ترین توزیع بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 برازش یابد. در این تحقیق، به منظور ارزیابی تأثیر دو محدودیت فوق بر شاخص RDI، از آمار پارامترهای هواشناسی هشت ایستگاه سینوپتیک کشور طی سال‌های ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۷ میلادی استفاده شد. نخست، مقادیر شاخص RDI بر اساس توزیع لوگ‌نرمال و روش Th محاسبه شد ($RDI(Th)$). سپس، مقادیر ET_0 از روش منتخب (بر اساس بهترین معادله تجربی در شرایط مختلف کمبود پارامترهای هواشناسی) برآورد شد و شاخص RDI با عنوان $RDI(Select)$ محاسبه گردید. همچنین، با برازش توابع توزیع مختلف بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 سالانه مناسب‌ترین تابع توزیع بر اساس آماره کولموگروف-اسمیرنوف (KS) انتخاب شد و با استفاده از اصل انتقال هم‌احتمال مقادیر شاخص RDI با عنوان $RDI(Th)^*$ استخراج گردید. بررسی وضعیت خشک‌سالی بر اساس شاخص‌های $RDI(Select)$ و $RDI(Th)^*$ در مقایسه با $RDI(Th)$ نشان داد که رفع هر یک از محدودیت‌های ذکر شده می‌تواند به تغییر در تعداد فراوانی و شدت هر یک از وضعیت‌های مختلف رطوبتی در شاخص RDI منجر شود. بنابراین، با برآورد ET_0 از روش منتخب و استفاده از مناسب‌ترین تابع توزیع برازش‌یافته بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 ، به کمک اصل انتقال هم‌احتمال، شاخص $RDI(Th)$ به شاخص $RDI(Select)^*$ اصلاح شد.

واژگان کلیدی: انتقال هم‌احتمال، تابع توزیع احتمال، ایران، تبخیر و تعرق پتانسیل، شاخص RDI

مقدمه

خشک‌سالی عارضه‌ای طبیعی، موقتی، و بازگشتی در اقلیم هر منطقه محسوب می‌شود که نمود آن در مناطق خشک و نیمه‌خشک مشهودتر است [۱۱]. در حالت کلی، خشک‌سالی سیمای موقت یک اقلیم است و با خشکی، که به وضعیت دائمی کمبود آب در یک ناحیه اطلاق می‌شود، تفاوت دارد [۱].

یکی از بخش‌های مهم سیستم پایش خشک‌سالی شاخص‌های خشک‌سالی است. محققان شاخص‌های مختلفی را برای پایش وضعیت خشک‌سالی و بررسی آثار کمی ناشی از آن توسعه داده‌اند که برخی از آن‌ها عبارت‌اند از: شاخص شدت خشک‌سالی پالمِر (PDSI)، ناهنجاری بارش (RAI)، دهک‌ها (DI)، رطوبت محصول (CMI)، ذخیره آب سطحی (SWSI)، بارش استاندارد شده (SPI)، و درصد نرمال (PN) [۴].

بارش از عوامل مهم جوئی است و در شاخص‌های اولیه تنها پارامتر تعیین‌کننده وضعیت خشک‌سالی بوده است. بررسی‌های انجام‌شده نشان می‌دهد که وزن بارندگی در شاخص‌های خشک‌سالی، به‌تنهایی، بیش از ۸۰ درصد، تغییرات این‌گونه شاخص‌ها را توصیف می‌کند [۹]. به مرور زمان، با افزایش درک بشر از پدیده پیچیده خشک‌سالی و نحوه اثرگذاری سایر عوامل هواشناسی و هیدرولوژیکی در این پدیده، توسعه شاخص‌های جدیدتر با سعی در دخالت‌دادن این عوامل در محاسبات همراه بوده است [۱۳].

شاخص SPI دارای برخی از مزایاست، نظیر سادگی محاسبات، استفاده از داده‌های قابل دسترس بارندگی، قابلیت محاسبه برای هر مقیاس زمانی دلخواه، و قابلیت بسیار زیاد در مقایسه مکانی نتایج.

اما در مناطقی با دمای زیاد و تبخیر و تعرق بالا مقدار بارندگی به‌تنهایی نمی‌تواند نشان‌دهنده وقوع خشک‌سالی باشد. از این رو، با بهره‌گیری از مفاهیم و ساختار توسعه شاخص SPI و از نسبت مقدار بارش به ET_0 ، شاخص جدید RDI^1 برای تعیین شدت، مدت، و گستره مکانی خشک‌سالی در منطقه مدیترانه در سال ۲۰۰۴ ارائه گردید [۱۴، ۱۵، ۱۶].

مقدار ET_0 در شاخص RDI از روش ترنت‌وایت^۲ (Th) محاسبه می‌شود. ارزیابی روش‌های مختلف برآورد مقدار ET_0 در یازده نقطه جهان با شرایط اقلیمی و آب و هوایی مختلف و مقایسه با داده‌های لایسی‌متری نشان داد که معادله تجربی Th دارای ضعیف‌ترین نتایج است و در رده آخر و معادله تجربی فائو پنمن-مانیت^۳ (FPM) دارای بهترین دقت در برآورد ET_0 است [۷].

شاخص RDI از برآزش تابع توزیع لوگ‌نرمال دو پارامتری بر نسبت بارش به ET_0 و استاندارد نمودن آن به دست می‌آید [۱۴]. در محاسبه شاخص RDI ، علاوه بر روش محاسبه ET_0 ، نوع توزیع فراوانی برآزش یافته بر نسبت داده‌های بارندگی به ET_0 نیز از اهمیت زیادی برخوردار است، زیرا برآزش توابع توزیع فراوانی مختلف سبب ایجاد مقادیر متفاوتی برای شاخص RDI می‌شود. اگر توزیع مقادیر نسبت بارش به ET_0 بر توزیع لوگ‌نرمال به‌خوبی برآزش نیابد، به برآورد مقادیر نادرستی از شاخص RDI منجر شود.

مقایسه شاخص‌های SPI، DI، و RDI در منطقه مدیترانه نشان می‌دهد که شاخص RDI از مشابهت رفتاری بالایی با SPI برخوردار است و مزیت آن نسبت به SPI حساسیت بیشتر آن به تغییرات محیطی است [۱۴].

1. Reconnaissance Drought Index
2. Thornthwaite
3. FAO Penman Monteith

RDI چه تغییری در فراوانی طبقات مختلف خشک‌سالی و یا جابه‌جایی آن‌ها در ایستگاه‌های مورد بررسی ایجاد می‌کند؟

روش‌شناسی

موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک مورد بررسی و

داده‌های مورد استفاده

کشور ایران با مساحت ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومتر مربع تقریباً بین عرض‌های شمالی ۲۵ تا ۴۰ درجه و طول‌های شرقی ۴۴ تا ۶۴ درجه قرار دارد. از نظر عرض جغرافیایی، بخش‌های جنوبی ایران در نواحی نسبتاً گرم و بخش‌های شمالی آن در نواحی نیمه‌گرم تا نسبتاً سرد واقع است. در این تحقیق آمار ماهانه (یا روزانه) پارامترهای هواشناسی دمای حداقل، دمای حداکثر، رطوبت نسبی، سرعت باد، ساعات آفتابی، و مقدار بارندگی هشت ایستگاه سینوپتیک مشهد، گرگان، رشت، تهران، تبریز، کرمانشاه، شیراز، و زاهدان طی یک دوره پنج‌ساله (از سال ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۷ میلادی) از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های سینوپتیک مورد بررسی را نشان می‌دهد.

برای هر تحلیل فراوانی، پس از بررسی مقدماتی نمونه‌ها، سری داده‌ها باید دارای شرایط پایه‌ای تصادفی بودن، استقلال، همگنی، و نداشتن داده پرت باشند تا بتوان تابع چگالی $f(x)$ را بر آن‌ها برازش داد [۱۲]. برای کنترل کیفیت داده‌های بارش آزمون‌های آماری همگنی من-ویننی در سطح ۹۵ درصد، استقلال والد-ولفویتز، و داده پرت گروز-بک در سطح ۹۰ درصد روی داده‌های سالانه انجام شد.

تغییرات حاصل از به‌کارگیری روش بلانی کریدل (برآورد تبخیر و تعرق از سطح با پوشش گیاهی) در مقایسه با روش Th (برآورد تبخیر و تعرق از سطح بدون پوشش گیاهی) بر برخی از مؤلفه‌های شاخص شدت خشک‌سالی پالمر در پنج ایستگاه شرقی مجارستان بررسی و ارزیابی شد [۵].

ارزیابی نتایج پایش خشک‌سالی در ۳۹ ایستگاه سینوپتیک ایران بر اساس دو شاخص RDI و SPI نشان داد که شاخص RDI دارای همبستگی بالایی با شاخص SPI است و در بیشتر ماه‌ها از مشابهت رفتاری بالایی با شاخص SPI برخوردار است، هرچند در برخی از ماه‌ها افزایش یا کاهش مقدار ET_0 سبب نوساناتی در شاخص RDI می‌شود. علاوه بر این، در طبقه خشک‌سالی شدید، به علت مقادیر بارندگی کم و تبخیر و تعرق زیاد، مقادیر شاخص RDI افزایش می‌یابد [۶].

با توجه به دو پیش‌فرض شاخص RDI، که در مقدمه به آن اشاره شد (برآورد ET_0 از معادله Th و پیروی مقادیر نسبت بارش به ET_0 از توزیع لوگ‌نرمال دو پارامتری)، این تحقیق، برای افزایش دقت شاخص RDI، به دنبال یافتن پاسخی برای سؤالات زیر است:

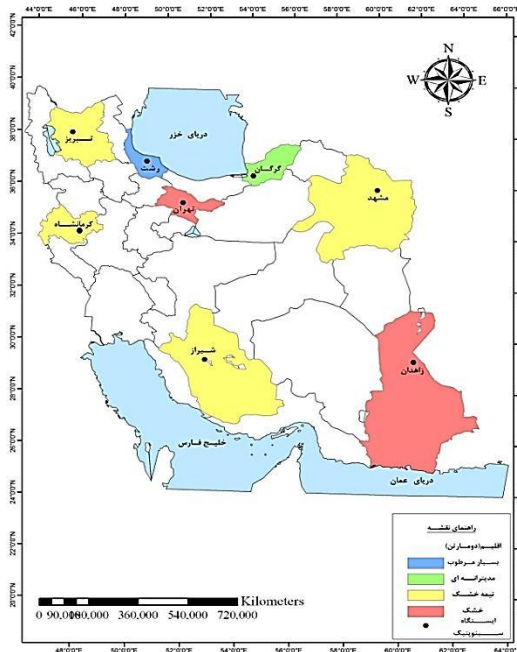
- آیا برآورد ET_0 از روش‌های مختلف به مقادیر متفاوتی از شاخص RDI منجر می‌شود؟

- مناسب‌ترین تابع توزیع داده‌های نسبت بارندگی به ET_0 سالانه در ایستگاه‌های سینوپتیک مورد بررسی کدام‌اند؟ آیا این نسبت از توزیع لوگ‌نرمال پیروی می‌کند؟

- برآورد ET_0 از روش منتخب به جای روش پیش‌فرض (Th) و انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع به جای توزیع پیش‌فرض (لوگ‌نرمال) در تعیین شاخص

پارامتر ذکر شده، در صورتی که فقدان یا کمبود داده‌ها یا ناهمگنی مربوط بودند به رطوبت نسبی، سرعت باد، و ساعات آفتابی، از مجموعه داده‌ها حذف شدند و تبخیر و تعرق، بر اساس روش‌هایی که به این داده‌ها نیاز ندارند، برآورد شد.

داده‌های ناقص در سری‌های ماهانه بارندگی و دماهای حداقل و حداکثر ایستگاه‌های رشت، تبریز، و شیراز به کمک روش نسبت‌ها با استفاده از آمار ایستگاه‌های سینوپتیک بندرانزلی، مراغه، و فسا برآورد شد و در ایستگاه‌های کرمانشاه (سال ۱۹۶۲) و زاهدان (سال ۱۹۵۸)، به علت آنکه در مجاورت آن‌ها ایستگاهی با طول دوره آماری طولانی مدت، که بتواند این سال‌ها را پوشش دهد، وجود نداشت، سال‌های مذکور از محاسبات حذف شد.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های سینوپتیک مورد بررسی در گستره ایران

شاخص RDI

شاخص نسبتاً جدید RDI در سال ۲۰۰۴ برای پایش خشک‌سالی در منطقه مدیترانه ارائه شد [۱۵]. چندی بعد، اطلاعات جامع و بیشتری از این شاخص و نحوه محاسبه آن انتشار یافت [۱۴، ۱۶]. خشک‌سالی‌هایی که در منطقه مدیترانه به وقوع می‌پیوندد با افزایش دما و به تبع آن، افزایش تبخیر و تعرق همراه است، بنابراین، بارش به‌تنهایی نمی‌تواند بیانگر خصوصیات خشک‌سالی در این مناطق باشد [۱۴]. این شاخص (برای مثال با در نظر گرفتن مقیاس سالانه) طی مراحل به شرح زیر محاسبه می‌شود:

نخست با استفاده از نسبت بارندگی (P) به تبخیر و تعرق پتانسیل (ET_0 یا PET) مقادیر اولیه α_i برای هر بازه زمانی دلخواه یا سال‌های مختلف بر اساس رابطه ۱ محاسبه می‌شود.

در برآورد تبخیر و تعرق از روش فائو پمنن مونتیث از پنج پارامتر- حداقل دما، حداکثر دما، رطوبت نسبی، ساعات آفتابی، و سرعت باد- استفاده می‌شود. در این تحقیق، آزمون‌های آماری استفاده‌شده برای کنترل کیفیت داده‌های بارندگی روی پارامترهای مورد نیاز به منظور برآورد تبخیر و تعرق نیز انجام گردید روش هارگریوز- سامانی از دقت مناسبی برای برآورد تبخیر و تعرق در مناطق مختلف ایران برخوردار است، ولی دقت کمتری در نواحی مرطوب دارد [۲]. این روش به داده‌های حداقل و حداکثر دما نیاز دارد. بنابراین، در صورتی که داده‌های دمای حداقل و حداکثر موجود بودند، ولی سایر پارامترها آمار مشکوکی داشتند، از بازسازی آن‌ها خودداری شد، زیرا بازسازی هر پنج پارامتر ممکن است سبب ایجاد خطای بیشتری در برآوردها شود. از این رو، با بررسی دقیق پنج

در این رابطه $\bar{\alpha}_i$ میانگین حسابی مقادیر α_i^i در سال‌های مورد بررسی است که برابر با نسبت شاخص خشکی ارائه شده از سوی سازمان فائو (FAO) است.

عبارت سوم در محاسبه این شاخص مقادیر RDI استاندارد شده (RDI_{st}) است که با فرض اینکه مقادیر α_i^i از توزیع لوگ‌نرمال پیروی می‌کنند با استفاده از مقادیر α_i^i سال‌های مختلف مطابق با رابطه ۳ محاسبه می‌شوند.

$$RDI_{st}^i = \frac{y^{(i)} - \bar{y}}{\bar{\sigma}_y} \quad (3)$$

در این رابطه y_i برابر است $\ln \alpha_i^i$ و \bar{y} و $\bar{\sigma}_y$ به ترتیب میانگین حسابی و انحراف معیار مقادیر y_i است.

در توسعه شاخص RDI استاندارد شده (RDI_{st}) از مفاهیم شاخص SPI استفاده شد. بنابراین، مقادیر طبقه‌های مختلف وضعیت خشک‌سالی در آن مشابه با طبقه‌های ارائه شده برای شاخص SPI [۳] است که در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱. طبقه‌بندی وضعیت خشک‌سالی بر اساس مقدار شاخص RDI

مقدار RDI	طبقات خشک‌سالی
۲ یا بیشتر	ترسالی بسیار شدید (Extremely Wet, EW)
۱٫۵۰ تا ۱٫۹۹	ترسالی شدید (Sever Wet, SW)
۱ تا ۱٫۴۹	ترسالی متوسط (Moderately Wet, MW)
۰٫۹۹ تا -۰٫۹۹	نرمال (Normal, N)
-۱٫۴۹ تا -۱	خشک‌سالی متوسط (Moderately Drought, MD)
-۱٫۹۹ تا -۱٫۵۰	خشک‌سالی شدید (Severe Drought, SD)
-۲ یا کمتر	خشک‌سالی بسیار شدید (Extremely Drought, ED)

مقدار ET_0 را کمتر از مقدار واقعی به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک برآورد می‌کند. از این رو، در این تحقیق مقدار ET_0 از دو روش Th و روش

(۱)

$$\alpha_i^i = \frac{\sum_{j=1}^{12} P_{ij}}{\sum_{j=1}^{12} PET_{ij}}, \quad i=1:N \quad \text{and} \quad j=1:12$$

در این رابطه P_{ij} و PET_{ij} به ترتیب مقادیر باران و تبخیر و تعرق پتانسیل ماه زام از سال i ام (در مناطق مدیترانه‌ای که این شاخص در آنجا توسعه یافته است شروع دوره سالانه معمولاً از ماه اکتبر (و یا سپتامبر) در نظر گرفته می‌شود) است. پارامتر N برابر تعداد سال‌های آماری است. روش پیشنهاد شده برای محاسبه ET_0 در این شاخص روش Th است که با استفاده از داده‌های دمای میانگین به محاسبه مقادیر ET_0 می‌پردازد.

عبارت دوم در محاسبه این شاخص مقادیر RDI نرمال شده (RDI_n) است که با استفاده از مقادیر α_i^i محاسبه شده برای سال‌های مختلف در گام قبلی، مطابق با رابطه ۲ محاسبه می‌شوند.

$$RDI_n^i = \frac{\alpha_i^i}{\bar{\alpha}_i} - 1 \quad (2)$$

برآورد تبخیر و تعرق پتانسیل از روش منتخب در شاخص RDI مقدار ET_0 با استفاده از دمای متوسط و از روش Th محاسبه می‌شود. اما این روش

آن‌ها مقادیر تابش خورشیدی بر اساس داده‌های دمایی برآورد شده است. همچنین، معادله تخمینی $FPM_{RsRHest}$ شکل تغییر یافته معادله FPM است که در آن با فرض فقدان داده‌های رطوبت نسبی و یا تابش خورشیدی مقدار آن‌ها بر اساس داده‌های دمایی محاسبه و در معادله FPM جایگزین شده است.

معادلات جدول ۲ بر اساس پارامترهای مورد نیاز برای محاسبه ET_0 در سه گروه معادلات مبتنی بر پارامترهای دما یا رطوبت نسبی، معادلات مبتنی بر تابش خورشیدی، و معادلات مبتنی بر روش FPM تقسیم‌بندی شد. در گروه سوم معادلات تخمینی قرار دارد که دارای پارامترهای مشابه با معادله FPM است، با این تفاوت که هر یک از پارامترهای تابش خورشیدی و یا رطوبت نسبی و یا هر دو پارامتر بر اساس پارامترهای دمایی برآورد شده‌اند. جدول ۳ تقسیم‌بندی معادلات مختلف بر اساس پارامترهای هواشناسی مورد نیاز برای محاسبه ET_0 را نشان می‌دهد.

برای محاسبه ET_0 با استفاده از روش منتخب پارامترهای دمای حداقل، دمای حداکثر، رطوبت نسبی، ساعات آفتابی، و سرعت باد طی ژانویه ۱۹۹۰ تا دسامبر ۲۰۰۷ هر ایستگاه برای ماه‌هایی که دارای آمار کاملی بودند استخراج شد. سپس، مقادیر ET_0 از ۱۱ روش مختلف (جدول ۲) در دوره مذکور محاسبه شد و با انتخاب روش FPM، به عنوان روش استاندارد، مقدار ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) برای معادلات مختلف محاسبه گردید. سپس، بر اساس مقدار RMSE، برای هر ایستگاه در هر گروه، بهترین معادله تعیین و مقدار ET_0 از آن معادله برآورد شد.

منتخب^۱ محاسبه می‌شود. در این روش (روش منتخب) مقدار ET_0 بر اساس پارامترهای موجود در هر ماه از بهترین روش تجربی محاسبه می‌شود. به بیانی دیگر، اگر همه پارامترهای مورد نیاز روش FPM موجود باشد، مقدار ET_0 از این روش محاسبه می‌شود. در غیر این صورت، با توجه به نوع کمبود پارامتر در هر ماه مقدار ET_0 از بهترین روش تجربی در برآورد می‌شود. نحوه تعیین بهترین روش تجربی در هر ایستگاه در ادامه توضیح داده شده است.

در بیشتر ایستگاه‌های سینوپتیک پارامترهای مورد نیاز معادله FPM (روش استاندارد برآورد ET_0) در سال‌های آغازین تأسیس ایستگاه یا در مقاطعی از دوره آماری وجود ندارد. در چنین شرایطی برای تخمین مناسب ET_0 باید از معادلات تجربی دیگر، که نیاز به پارامترهای هواشناسی کمتری دارند، استفاده کرد، مثلاً ایستگاه گرگان از ماه مارس ۱۹۶۶ تا نوامبر ۱۹۷۵ مجموعاً ۱۱۵ ماه فاقد داده‌های ساعات آفتابی است و از ماه ژانویه ۱۹۵۸ تا فوریه ۱۹۶۶ مجموعاً ۹۸ ماه فاقد داده‌های رطوبت نسبی و ساعات آفتابی است و ایستگاه تبریز طی ماه‌های آوریل تا جولای ۱۹۶۹ فاقد داده‌های سرعت باد است.

در جدول ۲ معادلات و پارامترهای مورد نیاز شش معادله تجربی - فائو پنمن - مانتیث (FPM)، هارگریوز - سامانی (HS)، تورک (T)، پرستلی - تیلور (PT)، ترنت‌وایت (Th)، و مک‌کینک (MK) - و پنج معادله تخمینی - PT_{Rsest} ، T_{Rsest} ، MK_{Rsest} ، FPM_{Rsest} و $FPM_{RsRHest}$ - مورد استفاده برای برآورد ET_0 ارائه شده است. در جدول ۲ معادلات تخمینی FPM_{Rsest} ، T_{Rsest} ، MK_{Rsest} و PT_{Rsest} به ترتیب شکل‌های تغییر یافته معادلات تجربی FPM، T، MK، و PT هستند که در

جدول ۲. روابط ریاضی و علایم اختصاری معادلات مختلف تجربی و تخمینی برای برآورد تبخیر و تعرق گیاه مرجع

روابط ریاضی برآورد ET_0	پارامترهای تخمینی	علامت اختصاری	معادله	گروه
$FPM = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma 900 / (T + 273) U_r (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_r)}$	-	FPM	فائو پنمن-مانتیث	روش استاندارد
$TW = 16 N_m \left(\frac{1.7 T_m}{I} \right)^a$	-	Th	ترنت وایت	
$HS = 0.0023 \frac{R_a}{\lambda} T_{mean} + 17.8 \sqrt{T_{max} - T_{min}}$	-	HS	هارگریوز-سامانی	
$PT = \frac{a}{\lambda} \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n - G$	-	PT	پریستلی-تیلور	معادلات
$MK = 0.61 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{\lambda} - 0.12$	-	MK	مک کینگ	تجربی
$T = a_T \cdot 0.13 \frac{T_{mean}}{T_{mean} + 15} + \frac{23 / 8856 R_s + 50}{\lambda}$	-			
$RH \geq 50 \rightarrow a_T = 1$	-	T	تورک	
$RH < 50 \rightarrow a_T = 1 + \frac{50 - RH}{\gamma_0}$	-			
$R_{sest} = 0.16 R_a \sqrt{T_{max} - T_{min}}$	تابش خورشیدی	FPM_{Rsest}	فائو پنمن-مانتیث	
	تابش خورشیدی	T_{Rsest}	تورک	
	تابش خورشیدی	MK_{Rsest}	مک کینگ	
	تابش خورشیدی	PT_{Rsest}	پریستلی-تیلور	معادلات تخمینی
$e_a = \frac{RH}{100} \left[\frac{e_s T_{min} + e_s T_{max}}{2} \right]$	رطوبت نسبی	FPM_{RHest}	فائو پنمن-مانتیث	
$e_a = 0.611 \exp \frac{17 / 27 T_{min}}{T_{min} + 237 / 3}$	تابش خورشیدی و رطوبت نسبی	$FPM_{RsRHest}$	فائو پنمن-مانتیث	

پارامترهای به کاررفته در جدول فوق به شرح زیر است:

T_{min} حداقل دمای روزانه (C^0)، T_{max} حداکثر دمای روزانه (C^0)، T_{mean} میانگین دمای روزانه (C^0)، N_m ضریب اصلاحی (تابعی از طول جغرافیایی منطقه و ماه مورد نظر)، I شاخص حرارتی سالیانه، n شماره ماه‌های سال، a (تابعی از شاخص حرارتی سالیانه)، λ گرمای نهان تبخیر ($MJ Kg^{-1}$)، Δ شیب منحنی فشار بخار اشباع ($kPa C^{-1}$)، R_n تابش خالص در سطح پوشش گیاهی ($MJ m^{-2} d^{-1}$)، G چگالی شار گرمای خاک ($MJ m^{-2} d^{-1}$)، R_s تابش خورشیدی روزانه ($MJ m^{-2} d^{-1}$)، R_a تابش برون‌زمینی ($MJ m^{-2} d^{-1}$)، ضریب α برابر 1.26 ، γ ضریب سایکرومتری رطوبتی ($kPa C^{-1}$)، u_2 سرعت باد در ارتفاع دو متری ($m s^{-1}$)، e_s فشار بخار اشباع (kPa)، e_a فشار بخار واقعی (kPa)، e_{sTmin} فشار بخار اشباع در دمای حداقل روزانه (kPa)، e_{sTmax} فشار بخار اشباع در دمای حداکثر روزانه (kPa)، و RH متوسط رطوبت نسبی روزانه (%) [۱۰]

جدول ۳. تقسیم‌بندی معادلات مختلف بر اساس پارامترهای هواشناسی مورد نیاز برای محاسبه ET_0

گروه	معادلات ET_0	پارامترهای هواشناسی مورد نیاز
(گروه اول)	Th PT_{Rsest} MK_{Rsest} HS	$T_{mean,max,min}$ $T_{mean,max,min}$ $T_{mean,max,min}$ $T_{mean,max,min}$
(گروه دوم)	T_{Rsest} PT MK	$T_{mean,max,min}, RH$ $T_{mean,max,min}, R_s$ $T_{mean,max,min}, R_s$
(گروه سوم)	FPM FPM_{Rsest} FPM_{R_sRHest}	$T_{mean,max,min}, R_s, RH$ $T_{mean,max,min}, u_2, RH$ $T_{mean,max,min}, u_2$

طبقات مختلف رطوبتی بررسی می‌شود.

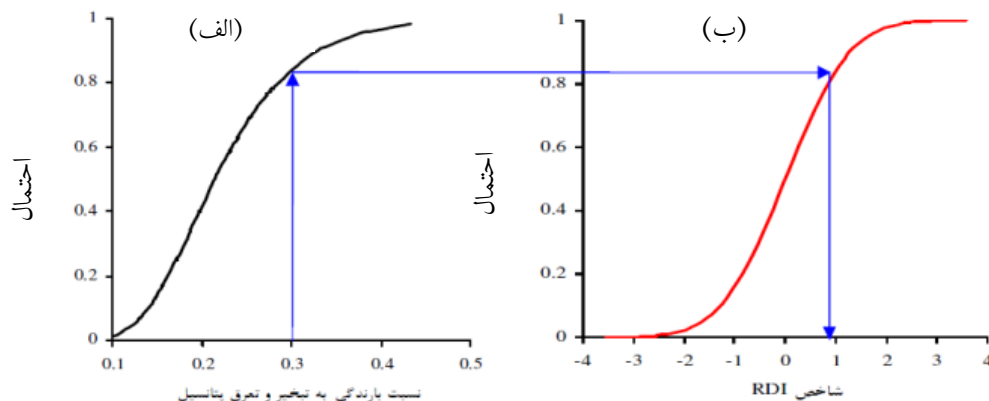
ارزیابی روش‌های منتخب و ترنت‌وایت برای

برآورد ET_0 در شاخص RDI

در شاخص RDI مقدار ET_0 با استفاده از دمای متوسط و از روش Th محاسبه می‌شود، اما این روش مقدار ET_0 را کمتر از مقدار واقعی، به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک، برآورد می‌کند. از این رو، به منظور ارزیابی نقش این دو روش، مقدار ET_0 از دو روش ترنت‌وایت (Th) و روش منتخب (Select) برآورد می‌شود و با برآزش توزیع لوگ‌نرمال بر نسبت بارندگی به ET_0 مقدار شاخص‌های $RDI(Th)$ و $RDI(Select)$ محاسبه می‌شود و تأثیر روش منتخب در مقایسه با روش Th بر تغییر فراوانی و جابه‌جایی

اصل انتقال هم‌احتمال

بهترین حالت انتقال یک متغیر از یک توزیع آماری به یک توزیع دیگر انتقال هم‌احتمال است که در آن احتمال‌های کمتر یا مساوی دو متغیر از دو توزیع با هم برابر فرض می‌شوند [۸]. شکل ۲ ترسیم گرافیکی تبدیل توزیع احتمال تجمعی لوگ‌نرمال به توزیع نرمال استاندارد شده و چگونگی تعیین شاخص RDI در ایستگاه تهران را نشان می‌دهد. در این ایستگاه به ازای نسبت بارندگی به ET_0 برابر با ۰٫۳ شاخص RDI برابر با ۰٫۹۹۷ گردید.



شکل ۲. ترسیم گرافیکی انتقال هم‌احتمال در ایستگاه تهران: (الف) احتمال تجمعی توزیع لوگ‌نرمال برای نسبت بارندگی به ET_0 سالانه؛

(ب) احتمال تجمعی توزیع نرمال استاندارد شده بر اساس مقادیر شاخص RDI

نمونه‌ها و سطح اعتماد مورد نظر بستگی دارد. جدول ۴ مقادیر بحرانی D را با توجه به تعداد نمونه‌های این تحقیق (تعداد سال‌های آماری ۴۹ و ۵۰ سال) در سطوح اعتماد ۱، ۵ و ۱۰ درصد نشان می‌دهد.

جدول ۴. مقادیر بحرانی D بر اساس سطوح اطمینان مختلف در آزمون KS

تعداد نمونه	سطوح اعتماد (α)		
	۰٫۱	۰٫۰۵	۰٫۰۱
۴۹	۰٫۱۷۱	۰٫۱۹۰	۰٫۲۲۸
۵۰	۰٫۱۷۰	۰٫۱۸۸	۰٫۲۲۶

نتایج

نتایج آزمون‌های آماری کیفیت داده‌ها

بر اساس نتایج آزمون کلموگروف-اسمیرنوف داده‌های همه ایستگاه‌های مورد بررسی به جز ایستگاه گرگان (در سطح ۹۵ درصد) همگن و در همه ایستگاه‌ها مقادیر سالانه داده‌ها از یکدیگر (در سطح ۹۰ درصد) مستقل تشخیص داده شدند. همچنین، بر اساس آزمون گروز-بک در ایستگاه‌های تهران و شیراز در یک سال مقادیر حداقل بارندگی سالانه پایین‌تر از حد پایین و در ایستگاه گرگان مقدار حداکثر بارندگی سالانه بالاتر از حد بالای آزمون گروز-بک بود. در نتیجه، این مقادیر می‌توانند به عنوان داده‌های پرت تلقی شوند و برای حفظ یا حذف آن‌ها باید بررسی بیشتری صورت گیرد. با توجه به اینکه مقادیر روزانه بارندگی در ایستگاه‌های ذکر شده در اختیار است، مشاهده شد که مقادیر بارندگی‌های سالانه ذکر شده فاقد هرگونه اشتباه و یا خطا در محاسبه بوده و در ایستگاه‌های ذکر شده در آن سال‌ها بارندگی‌های بسیار کم (یک سال در تهران و یک سال در شیراز) و یا بسیار زیاد (یک سال در گرگان) اتفاق افتاده است. بنابراین، برای تحلیل‌های

ارزیابی انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال

در شاخص RDI

پیش‌فرض اولیه در محاسبه شاخص RDI این است که نسبت بارش بر ET_0 از توزیع لوگ‌نرمال پیروی می‌کند. در ادامه این تحقیق، برای ارزیابی این موضوع، ۳۳ تابع توزیع پیوسته، که از کرانه پایین (سمت چپ) محدودند و از کرانه بالا (سمت راست) نامحدود، بر مقادیر سالانه نسبت بارش بر ET_0 (مطابق شاخص RDI مقدار ET_0 از روش Th محاسبه شد) برازش شد و مناسب‌ترین تابع توزیع انتخاب گردید. سپس، با انتخاب تابع توزیع مناسب و استخراج پارامترهای آن، مقادیر تابع احتمال تجمعی آن محاسبه شد و با استفاده از اصل انتقال هم‌احتمال (شکل ۲) مقادیر متناظر با مقادیر نسبت بارش بر ET_0 در توزیع نرمال استاندارد شده محاسبه و به عنوان مقادیر شاخص $RDI(Th)^*$ منظور گردیدند. برای اجرای این بخش از تحقیق از نرم‌افزار آماری Easy Fit5.4 استفاده شد.

برای بررسی نکویی برازش توزیع‌های مختلف آماری با توزیع داده‌های مشاهداتی از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف (KS) استفاده شد. فرض صفر در این آزمون این است که بین توزیع تئوری و توزیع تجربی داده‌ها اختلاف معنی‌داری وجود ندارد. با انتخاب فرض صفر و یک سطح اعتماد (α)، برای هر یک از مشاهدات، می‌توان مقادیر تخمین زده شده از توزیع‌های تئوری (توزیع مورد آزمون) و تجربی را به دست آورد و قدر مطلق حداکثر تفاوت (D_{max}) را با مقدار بحرانی (D) مقایسه کرد و اگر D_{max} کوچک‌تر از D باشد، فرض صفر صحیح است و بین توزیع تجربی داده‌ها و توزیع تئوری تفاوت معنی‌داری وجود ندارد. مقدار بحرانی D به تعداد

بعدی از آمار بارندگی این سال‌ها هم استفاده شد. همچنین، با توجه به اینکه بررسی زمانی داده‌های بارندگی ایستگاه‌ها مد نظر نبوده، از آمار ایستگاه گرگان، به‌رغم ناهمگنی (در سطح ۹۵ درصد)، نیز استفاده شده است.

نتایج ارزیابی روش‌های مختلف برآورد ET_0 در شاخص RDI

نتایج ارزیابی معادلات مختلف برآورد ET_0 در گروه‌های سه‌گانه برای ایستگاه‌های مورد بررسی در جدول ۵ آورده شده است. بر اساس آن، از میان

معادلات گروه اول و دوم برای ۶ ایستگاه مشهد، تهران، تبریز، کرمانشاه، شیراز، و زاهدان (واقع در اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک بر اساس اقلیم‌نمای دومارتن)، معادله HS دارای کمترین مقدار خطاست. در دو ایستگاه رشت و گرگان (به‌ترتیب واقع در اقلیم‌های بسیار مرطوب و مدیترانه‌ای)، در گروه اول معادله $PT_{R_{sest}}$ و در گروه دوم معادله PT دارای کمترین خطا برای برآورد ET_0 است. از میان معادلات گروه سوم نیز معادله $FPM_{R_{sest}}$ برای کلیه ایستگاه‌ها دارای بیشترین دقت است.

جدول ۵. نتایج ارزیابی معادلات مختلف برآورد ET_0 در گروه‌های سه‌گانه در ایستگاه‌های مورد بررسی بر اساس آماره RMSE

معادلات گروه سوم		معادلات گروه دوم			معادلات گروه اول					ایستگاه
$FPM_{R_{sRHest}}$	$FPM_{R_{sest}}$	T	MK	PT	$T_{R_{sest}}$	$MK_{R_{sest}}$	$PT_{R_{sest}}$	HS	Th	
۰٫۷۳۷	۰٫۱۶۴	۲٫۵۶۴	۱٫۱۳۳	۰٫۹۴۰	۲٫۶۵۳	۱٫۳۲۳	۱٫۱۰۴	۰٫۴۵۱	۱٫۲۱۰	مشهد
۰٫۲۵۸	۰٫۱۸۶	۱٫۸۱۵	۰٫۵۵۶	۰٫۳۹۶	۱٫۸۲۴	۰٫۶۲۲	۰٫۴۶۵	۰٫۷۱۰	۰٫۹۷۴	گرگان
۰٫۲۳۴	۰٫۲۰۱	۱٫۱۱۹	۰٫۴۱۴	۰٫۴۰۵	۰٫۸۸۷	۰٫۹۰۵	۰٫۶۱۵	۰٫۸۰۸	۱٫۸۴۹	رشت
۱٫۱۲۵	۰٫۳۴۵	۲٫۷۴۷	۱٫۴۴۷	۱٫۱۷۷	۲٫۹۲۸	۱٫۷۴۷	۱٫۴۲۲	۰٫۷۰۴	۱٫۴۴۸	تهران
۱٫۰۸۰	۰٫۱۷۴	۲٫۸۷۰	۱٫۴۱۳	۱٫۱۸۲	۳٫۰۱۰	۱٫۷۱۸	۱٫۴۱۹	۰٫۸۵۸	۲٫۱۶۱	تبریز
۰٫۲۰۸	۰٫۲۲۲	۲٫۴۲۱	۱٫۰۶۴	۱٫۰۸۰	۲٫۲۰۸	۰٫۶۷۳	۰٫۸۵۵	۰٫۶۴۳	۱٫۵۳۶	کرمانشاه
۰٫۵۲۲	۰٫۰۸۹	۲٫۴۱۷	۰٫۹۷۱	۰٫۹۱۳	۲٫۴۵۶	۱٫۰۴۶	۰٫۹۷۷	۰٫۵۵۹	۱٫۴۹۱	شیراز
۰٫۹۴۹	۰٫۰۸۱	۳٫۰۲۹	۱٫۷۱۶	۱٫۸۶۵	۳٫۰۱۰	۱٫۶۹۰	۱٫۸۴۹	۰٫۶۵۴	۲٫۰۸۸	زاهدان

می‌نماید. در ایستگاه رشت، برخلاف شش ایستگاه مذکور، روش Th مقدار ET_0 را به طور متوسط ۴۱۹ میلی‌متر در سال بیش از روش منتخب برآورد نموده است. اما در ایستگاه گرگان روش Th مقدار ET_0 را در ۱۳ سال کمتر و در ۳۷ سال بیش‌تر از روش منتخب برآورد می‌نماید.

جدول ۶ نتایج حاصل از مقایسه مقادیر ET_0 برآوردشده با دو روش منتخب و Th در ایستگاه‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. بر اساس این نتایج، در شش ایستگاه واقع در مناطق خشک و نیمه‌خشک روش Th مقدار ET_0 سالانه را با اختلاف زیادی کمتر از روش منتخب (به عنوان مقدار واقعی) برآورد

جدول ۶. مقایسه مقادیر میانگین اختلاف درازمدت ET_0 برآوردی (میلی متر در سال) از روش های منتخب و Th در ایستگاه های مورد بررسی

نوع اختلاف	مشهد	گرگان	رشت	تهران	تبریز	کرمانشاه	شیراز	زاهدان
برآورد کمتر	۵۵۶٫۶۸	۴۳٫۵۴	-	۳۹۶٫۰۲	۷۲۴٫۰۲	۴۶۵٫۹۱	۴۹۴٫۲۶	۷۰۴٫۸۴
برآورد بیشتر	-	۹۳٫۱۹	۴۱۹٫۲۴	-	-	-	-	-

مختلف خشک سالی در شاخص RDI منجر شود. جدول ۷ نتایج فراوانی طبقات مختلف برای دو شاخص RDI(Th) و RDI(Select) را نشان می دهد.

به نظر می رسد اختلاف روش های مذکور در برآورد مقدار ET_0 سالانه می تواند به تغییر فراوانی تعداد مشاهدات هر یک از وضعیت های (طبقات)

جدول ۷. فراوانی طبقات مختلف رطوبتی بر مبنای شاخص RDI بر اساس روش محاسبه ET_0 در ایستگاه های مورد بررسی

ایستگاه	شاخص خشک سالی	تعداد فراوانی هر یک از طبقات خشک سالی						
		ED	SD	MD	N	MW	SW	EW
مشهد	RDI(Select)	۱	۲	۴	۳۷	۲	۳	۱
	RDI(Th)	۱	۳	۳	۳۶	۳	۳	۱
گرگان	RDI(Select)	۰	۳	۵	۳۷	۲	۲	۱
	RDI(Th)	۰	۳	۵	۳۷	۲	۲	۱
رشت	RDI(Select)	۱	۳	۲	۳۶	۳	۲	۲
	RDI(Th)	۱	۳	۲	۳۷	۳	۲	۲
تهران	RDI(Select)	۱	۲	۷	۳۳	۴	۲	۱
	RDI(Th)	۱	۳	۶	۳۳	۴	۲	۱
تبریز	RDI(Select)	۱	۲	۵	۳۵	۳	۲	۲
	RDI(Th)	۱	۱	۷	۳۱	۶	۲	۲
کرمانشاه	RDI(Select)	۱	۱	۶	۳۲	۵	۳	۱
	RDI(Th)	۱	۱	۸	۳۰	۵	۳	۱
شیراز	RDI(Select)	۲	۰	۵	۳۷	۴	۲	۰
	RDI(Th)	۲	۰	۵	۳۷	۴	۲	۰
زاهدان	RDI(Select)	۱	۲	۴	۳۰	۹	۳	۰
	RDI(Th)	۱	۲	۴	۳۰	۹	۳	۰

RDI(Th): شاخص RDI که در آن مقدار ET_0 از روش Th برآورد شده است.

RDI(Select): شاخص RDI که در آن مقدار ET_0 از روش منتخب برآورد شده است.

RDI بر اساس روش محاسبه ET_0 به طور مقایسه ای در جدول ۸ برای هر یک از ایستگاه های مورد

تعداد و چگونگی تغییر فراوانی (دفعات وقوع) هر یک از طبقات مختلف خشک سالی در شاخص

یک واقعه، و در مجموع ۱۰ جابه‌جایی بوده است (جدول ۸). در ایستگاه مشهد با مجموع ۴ تغییر بیشترین تغییر فراوانی‌ها مربوط به طبقه‌های ترسالی متوسط (MW) تا خشک‌سالی شدید (SD) است که هر یک دارای ۱ تغییر است. همچنین در ایستگاه‌های کرمانشاه، رشت، و تهران به ترتیب ۴، ۲، و ۲ مورد تغییر فراوانی اتفاق افتاده است. در ایستگاه‌های گرگان، شیراز، و زاهدان نیز تغییر فراوانی مشاهده نشد (جدول ۸).

بررسی آورده شده است. با توجه به جدول‌های ۷ و ۸، در ایستگاه تبریز جابه‌جایی در بیشتر طبقات رخ داده است، به طوری که دفعات وقوع وضعیت نرمال (N) از ۳۱ به ۳۵، ترسالی متوسط (ME) از ۶ به ۳، و خشک‌سالی متوسط (MD) از ۷ به ۵ واقعه تغییر یافته است (جدول ۷). به عبارت دیگر، در این ایستگاه تغییر فراوانی طبقه‌های نرمال (N)، ترسالی متوسط (ME)، و خشک‌سالی متوسط (MD) به ترتیب ۴، ۳، و ۲ واقعه، در طبقه خشک‌سالی شدید (SD)

جدول ۸. تغییر فراوانی وضعیت‌های مختلف رطوبتی بر مبنای شاخص RDI بر اساس روش محاسبه ET_0 در ایستگاه‌های مورد بررسی

مجموع	تعداد جابه‌جایی در هر یک از طبقات خشک‌سالی							ایستگاه
	ED	SD	MD	N	MW	SW	EW	
۴	۰	۱	۱	۱	۱	۰	۰	مشهد
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	گرگان
۲	۰	۱	۱	۰	۰	۰	۰	رشت
۲	۱	۱	۰	۰	۰	۰	۰	تهران
۱۰	۰	۱	۲	۴	۳	۰	۰	تبریز
۴	۰	۰	۲	۲	۰	۰	۰	کرمانشاه
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	شیراز
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	زاهدان

یک از ایستگاه‌های مورد بررسی نتوانسته است مناسب‌ترین تابع توزیع انتخاب شود. مقدار تغییرات p -value به ازای مناسب‌ترین تابع توزیع و توزیع لوگ‌نرمال در ایستگاه‌های زاهدان، تهران، و گرگان به ترتیب برابر ۰٫۵۲۲، ۰٫۴۶۶، و ۰٫۴۱۹ است. از طرف دیگر، نسبت بارندگی به ET_0 سالانه در دو ایستگاه رشت و کرمانشاه به ترتیب با تغییرات p -value برابر با ۰٫۱۲ و ۰٫۱۸ نشان‌دهنده انطباق زیاد توزیع لوگ‌نرمال با مناسب‌ترین تابع توزیع در این ایستگاه‌هاست. بنابراین، به جز در دو ایستگاه رشت و کرمانشاه و تا حد زیادی تبریز، در سایر ایستگاه‌ها

نتایج ارزیابی انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع

احتمال بر مبنای شاخص RDI

نتایج حاصل از برازش مناسب‌ترین توزیع احتمالاتی بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 سالانه به همراه پارامترهای توزیع منتخب و همچنین نتایج مقادیر p -value (احتمال مناسب بودن تابع توزیع) در آزمون نکویی برازش KS برای توزیع لوگ‌نرمال و مناسب‌ترین تابع توزیع در ایستگاه‌های مورد بررسی در جدول ۹ ارائه شده است. مطابق نتایج این جدول، بر اساس مقادیر p -value، توزیع لوگ‌نرمال در هیچ

مختلف خشک‌سالی شاخص RDI^* (Th) در جدول ۱۰ ارائه شده است. با توجه به نتایج ارائه شده در این جدول، با به‌کارگیری مناسب‌ترین تابع توزیع در ایستگاه زاهدان ۱۲ مورد تغییر فراوانی اتفاق افتاد و ۶ طبقه آن دچار جابه‌جایی گردید، به طوری که طبقه‌های نرمال (N) و ترسالی متوسط (MW) به ترتیب با ۴ و ۴ مورد دستخوش بیشترین تغییر شدند. ایستگاه رشت با ۲ مورد جابه‌جایی کمترین تغییر در فراوانی طبقات را داشت که دلیل آن نیز اختلاف ناچیز (برابر با ۰/۰۱۲) مقدار p-value توزیع لوگ‌نرمال نسبت به مناسب‌ترین تابع توزیع (پیرسون نوع ۵) است. در سایر ایستگاه‌ها مقدار تغییر فراوانی از ۲ تا ۱۰ مورد در نوسان است.

توزیع لوگ‌نرمال نسبت به مناسب‌ترین تابع توزیع دارای اختلاف زیادی است و پیش‌فرض پیروی مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 از توزیع لوگ‌نرمال در هر منطقه باید بررسی و سپس از آن استفاده شود. اگرچه تابع توزیع لوگ‌نرمال در بیشتر ایستگاه‌های مورد بررسی نتوانسته است مناسب‌ترین تابع توزیع انتخاب شود، با مقایسه مقادیر D_{max} به دست آمده برای آن (ستون پنجم جدول ۹) با مقادیر بحرانی D در سطوح اعتماد مختلف (جدول ۴) مشاهده می‌شود که در سطوح اعتماد ذکر شده دلیلی برای رد فرض صفر (عدم برازش توزیع لوگ‌نرمال) وجود ندارد، زیرا مقدار D_{max} کوچک‌تر از D بحرانی است. نتایج حاصل از فراوانی و تغییر فراوانی طبقات

جدول ۹. نتایج مناسب‌ترین تابع توزیع برازش‌یافته بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 (Th) سالانه و مقادیر p-value در آزمون KS در ایستگاه‌های مورد بررسی

مقادیر پارامترهای توزیع منتخب به ترتیب از چپ به راست	نام توزیع منتخب و پارامترهای آن	مقادیر p-value در آزمون KS			D_{max} توزیع لوگ نرمال	پارامترهای توزیع لوگ‌نرمال		ایستگاه
		تفاوت	توزیع لوگ	توزیع لوگ		μ	σ	
		مقادیر p-value	توزیع منتخب	نرمال				
۱/۰۷ ۱/۱۶ ۰/۵۵ ۰/۱۲	Johnson. SB ($\gamma, \gamma, \lambda, \xi$)	۰/۱۷۵	۰/۹۵۰	۰/۷۸۵	۰/۰۸۹	-۱/۲۷	۰/۳۰	مشهد
۷/۷۲ ۰/۵۸ - -	Log. Logistic (α, β)	۰/۴۱۹	۰/۹۴۹	۰/۵۳۰	۰/۱۱۱	-۰/۵۳	۰/۲۵	گرگان
۲۵/۲۷ ۲۶/۸۳ - -	Pearson 5 (α, β)	۰/۰۱۲	۰/۹۹۸	۰/۹۸۶	۰/۰۶۱	۰/۰۸	۰/۲۰	رشت
۳/۵۶ ۰/۲۳ - -	Weibull (α, β)	۰/۴۶۶	۰/۸۸۷	۰/۴۲۱	۰/۱۲۱	-۱/۵۹	۰/۳۳	تهران
۰/۰۲ ۰/۱۱ ۰/۴۲ -	Gen. Extreme (k, σ, μ)	۰/۰۸۰	۰/۹۹۲	۰/۹۱۲	۰/۰۷۶	-۰/۷۶	۰/۲۹	تبریز
۱/۴۱ ۱/۴۱ ۱/۱۶۱ ۰/۱۹	Johnson. SB ($\gamma, \delta, \lambda, \xi$)	۰/۰۱۸	۰/۹۹۵	۰/۹۷۷	۰/۰۶۵	-۰/۶۹	۰/۲۹	کرمانشاه
۱/۵۷ ۲/۰۷ ۱/۰۱ -۰/۰۳	Johnson. SB ($\gamma, \delta, \lambda, \xi$)	۰/۱۰۳	۰/۹۸۴	۰/۸۸۱	۰/۰۸۰	-۱/۲۵	۰/۳۶	شیراز
۰/۵۲ ۰/۵۶ ۰/۱۴ ۰/۰۳	Johnson. SB ($\gamma, \delta, \lambda, \xi$)	۰/۵۲۲	۰/۹۹۲	۰/۴۷۰	۰/۱۱۸	-۲/۶۸	۰/۵۳	زاهدان

جدول ۱۰. مقادیر فراوانی (دفعات وقوع) و تغییرات دفعات وقوع هر یک از وضعیت‌های خشک‌سالی بر مبنای شاخص RDI با انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع در ایستگاه‌های مورد بررسی

ایستگاه	شاخص خشک‌سالی	تعداد فراوانی و یا تغییر هر یک از طبقات خشک‌سالی						
		ED	SD	MD	N	MW	SW	EW
مشهد	*RDI(Th)	۲	۲	۳	۳۷	۳	۲	۱
	تغییر فراوانی	۱	۱	۰	۱	۰	۱	۰
گرگان	*RDI(Th)	۰	۳	۶	۳۲	۵	۳	۱
	تغییر فراوانی	۰	۰	۱	۵	۳	۱	۰
رشت	*RDI(Th)	۱	۳	۳	۳۶	۳	۲	۲
	تغییر فراوانی	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۰
تهران	*RDI(Th)	۰	۲	۷	۳۴	۳	۱	۳
	تغییر فراوانی	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۲
تبریز	*RDI(Th)	۱	۱	۷	۳۱	۸	۰	۲
	تغییر فراوانی	۰	۰	۰	۰	۲	۲	۰
کرمانشاه	*RDI(Th)	۱	۱	۶	۳۲	۵	۳	۱
	تغییر فراوانی	۰	۰	۲	۲	۰	۰	۰
شیراز	*RDI(Th)	۱	۱	۵	۳۶	۴	۱	۲
	تغییر فراوانی	۱	۱	۰	۱	۰	۱	۲
زاهدان	*RDI(Th)	۲	۲	۳	۳۴	۵	۱	۲
	تغییر فراوانی	۱	۱	۰	۴	۴	۲	۲

*RDI(Th): شاخص RDI با برازش مناسب‌ترین تابع توزیع بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0

منتخب برآورد شد و مناسب‌ترین تابع توزیع بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 سالانه محاسبه و مطابق اصل انتقال هم‌احتمال مقادیر شاخص RDI اصلاح شده $RDI(select)^*$ استخراج گردید.

جدول ۱۱ نتایج حاصل از برازش مناسب‌ترین تابع توزیع بر داده‌های نسبت بارندگی به ET_0 (برآورد شده از روش منتخب) به همراه پارامترهای مناسب‌ترین تابع توزیع ایستگاه‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج جدول مذکور، مقادیر p-value توزیع لوگ‌نرمال در محدوده ۰٫۵۲۸ (ایستگاه تهران) تا ۰٫۰۱۹ (ایستگاه تبریز) تغییر نمود و توزیع لوگ‌نرمال در هیچ یک از ایستگاه‌ها نتوانست به

نتایج اصلاح شاخص RDI بر اساس برآورد ET_0 از روش منتخب و انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع

با توجه به اینکه کاربرد روش منتخب برای برآورد ET_0 به تغییر فراوانی هر یک از وضعیت‌های مختلف شدت خشک‌سالی بر اساس شاخص RDI منجر گردید، همچنین به کارگیری انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع به جای توزیع لوگ‌نرمال نیز سبب تغییر فراوانی هر یک از وضعیت‌های مختلف شدت خشک‌سالی (جابه‌جایی در طبقات و تغییر فراوانی آن‌ها) گردید، از این رو، در ادامه این تحقیق با تصحیح این دو محدودیت، مقدار ET_0 از روش

عنوان مناسب‌ترین تابع توزیع انتخاب شود. در ایستگاه‌های تبریز و مشهد به ترتیب با مقادیر p-value برابر با ۰/۹۷۶ و ۰/۹۵۱ بیشترین انطباق را با مناسب‌ترین تابع توزیع دارد و در

جدول ۱۱. نتایج مناسب‌ترین تابع توزیع برازش یافته بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 (برآورد شده از روش منتخب) و مقادیر p-value در آزمون KS در ایستگاه‌های مورد بررسی

ایستگاه	پارامترهای توزیع لوگ‌نرمال		D_{max} توزیع لوگ‌نرمال	مقادیر p-value در آزمون KS							
	μ	σ		تفاوت	توزیع	توزیع					
				p- مقادیر value	توزیع منتخب	توزیع لوگ‌نرمال					
مشهد	۰/۳۴	-۱/۷۶	۰/۷۰	۰/۹۷۹	۰/۹۵۱	۰/۲۱	Gen. Extreme (k, σ, μ)	-	۰/۱۵	۰/۰۵	۰/۰۳
گرگان	۰/۲۶	-۰/۴۷	۰/۹۰	۰/۸۳۹	۰/۷۸۰	۰/۵۹	Pearson 5 (α, β, γ)	-	-	۹/۳۶	۱۵/۴۴
رشت	۰/۱۹	۰/۵۰	۰/۸۷	۰/۹۰۲	۰/۸۱۵	۰/۸۷	Burr ($k, \alpha, \beta, \lambda$)	-	۱/۵۷	۱۰/۴۰	۰/۷۶
تهران	۰/۳۴	-۱/۹۱	۰/۲۸	۰/۸۸۱	۰/۳۵۳	۰/۲۸	Johnson. SB ($\gamma, \delta, \lambda, \xi$)	۰/۰۵	۰/۲۶	۱/۰۵	۰/۳۴
تبریز	۰/۲۹	-۱/۵۶	۰/۶۴	۰/۹۹۷	۰/۹۷۶	۰/۱۹	Johnson. SB ($\gamma, \delta, \lambda, \xi$)	۰/۰۱	۰/۱۳	۰/۹۲	۰/۹۳
کرمانشاه	۰/۳۱	-۱/۱۲	۰/۸۲	۰/۹۹۲	۰/۸۶۲	۰/۷۰	Johnson. SB ($\gamma, \delta, \lambda, \xi$)	۰/۰۷	۰/۷۴	۱/۵۵	۰/۹۱
شیراز	۰/۳۵	-۱/۶۳	۰/۸۱	۰/۹۹۴	۰/۸۶۷	۰/۲۷	Gamma (α, β)	-	-	۰/۰۲	۹/۳۳
زاهدان	۰/۵۶	-۳/۱۹	۰/۸۲	۰/۹۹۵	۰/۸۶۸	۰/۲۸	Johnson. SB ($\gamma, \delta, \lambda, \xi$)	۰/۰۱	۰/۱۳	۰/۹۲	۰/۹۳

بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق، با بیان برخی از محدودیت‌های شاخص خشک‌سالی RDI، سعی شده است، با برآورد صحیح‌تر ET_0 از روش منتخب به جای روش پیش‌فرض ترنت‌وایت و همچنین انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع برازش یافته بر داده‌های نسبت بارندگی به ET_0 سالانه به جای تابع توزیع پیش‌فرض (لوگ‌نرمال) در ۸ ایستگاه در گستره ایران، دقت این شاخص برای پیش‌دقیق‌تر خشک‌سالی افزایش یابد و تأثیر رفع هر یک از این محدودیت‌ها بر جابه‌جایی و یا تغییر فراوانی وضعیت‌های (طبقات) مختلف شدت خشک‌سالی در این شاخص ارزیابی و بررسی شود.

جدول ۱۲ نتایج حاصل از فراوانی و تغییر فراوانی طبقات مختلف خشک‌سالی شاخص RDI(select) را نشان می‌دهد. مطابق نتایج این جدول، با به‌کارگیری مناسب‌ترین تابع توزیع در ایستگاه تهران ۱۴ مورد تغییر فراوانی در وضعیت‌های خشک‌سالی اتفاق افتاد و ۶ طبقه (وضعیت) آن دچار جابه‌جایی گردید، به طوری که طبقه‌های نرمال (N)، ترسالی متوسط (MW)، و خشک‌سالی متوسط (MD) به ترتیب با ۵، ۳ و ۳ مورد دستخوش بیشترین تغییر شدند. در ایستگاه‌های تبریز و کرمانشاه نیز ۶ مورد تغییر فراوانی رخ داد. در سایر ایستگاه‌ها تغییر فراوانی از ۱۲ تا ۸ مورد در نوسان است.

جدول ۱۲. مقادیر فراوانی (دفعات وقوع) و تغییرات دفعات وقوع هر یک از وضعیت‌های خشک‌سالی شاخص $RDI(select)$ با انتخاب مناسب‌ترین توزیع در ایستگاه‌های مورد بررسی

ایستگاه	شاخص خشک‌سالی	تعداد فراوانی و یا تغییر هر یک از طبقات خشک‌سالی							مجموع تغییر فراوانی
		ED	SD	MD	N	MW	SW	EW	
مشهد	$RDI(select)$ *	۱	۳	۳	۳۴	۶	۳	۰	۱۰
	تغییر فراوانی	۰	۱	۱	۳	۴	۰	۱	
گرگان	$RDI(select)$ *	۲	۱	۲	۴۰	۲	۲	۱	۱۰
	تغییر فراوانی	۲	۲	۳	۳	۰	۰	۰	
رشت	$RDI(select)$ *	۱	۳	۵	۳۳	۴	۳	۱	۸
	تغییر فراوانی	۰	۰	۲	۳	۱	۱	۱	
تهران	$RDI(select)$ *	۲	۱	۴	۳۸	۱	۲	۲	۱۴
	تغییر فراوانی	۱	۱	۳	۵	۳	۰	۱	
تبریز	$RDI(select)$ *	۰	۲	۶	۳۴	۴	۳	۱	۶
	تغییر فراوانی	۱	۰	۱	۱	۱	۱	۱	
کرمانشاه	$RDI(select)$ *	۱	۲	۵	۳۳	۶	۱	۱	۶
	تغییر فراوانی	۰	۱	۱	۱	۱	۲	۰	
شیراز	$RDI(select)$ *	۱	۳	۶	۳۲	۵	۲	۱	۱۲
	تغییر فراوانی	۱	۳	۱	۵	۱	۰	۱	
زاهدان	$RDI(select)$ *	۱	۰	۶	۳۲	۸	۰	۲	۱۲
	تغییر فراوانی	۰	۲	۲	۲	۱	۳	۲	

$RDI>Select)$: شاخص $RDI>Select)$ با برازش مناسب‌ترین تابع توزیع بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0

باشد که باعث می‌شود معادلات گروه اول مقادیر ET_0 را تا حدودی بیشتر از مقدار واقعی برآورد نمایند. مطابق نتایج جدول ۶، در مناطق خشک و نیمه‌خشک (با بارندگی پایین و تبخیر و تعرق بالا) روش Th مقدار ET_0 را با اختلاف زیادی کمتر از مقدار واقعی تخمین می‌زند. برآورد ET_0 از روش منتخب و به‌کارگیری آن در شاخص RDI نشان داد که رفع این محدودیت می‌تواند به تغییر در فراوانی (دفعات وقوع) هر یک از وضعیت‌های (طبقات) مختلف خشک‌سالی منجر شود (جدول ۸). همچنین، مطابق نتایج جدول ۱۰، به‌کارگیری مناسب‌ترین تابع توزیع در شاخص RDI به جای تابع توزیع لوگ‌نرمال سبب

بر اساس نتایج جدول ۵، بررسی معادلات مختلف برآورد ET_0 در شرایط کمبود پارامترهای هواشناسی (گروه اول و دوم) نشان می‌دهد که در مناطق خشک و نیمه‌خشک معادله HS و در ایستگاه‌های مناطق مرطوب و نزدیک به منبع رطوبتی دریاها (گرگان و رشت) معادله PT نسبت به سایر معادلات از دقت بالاتری برخوردار است. در این مناطق، معادله HS ، به علت آنکه از تابش برون‌زمینی به جای تابش خورشیدی استفاده می‌کند، نسبت به معادله PT ، که مبتنی بر تابش خورشیدی است، دارای دقت کمتری است. علت آن می‌تواند اثر رطوبت و پوشش ابری این مناطق بر مقدار تابش خورشیدی

تغییر در فراوانی هر یک از وضعیت‌های خشک‌سالی شده است، به طوری که در همه ایستگاه‌های مورد بررسی تغییر فراوانی در یک یا چند طبقه از طبقات وضعیت خشک‌سالی به وقوع پیوست.

نتایج برازش توزیع‌های مختلف بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 سالانه بر اساس مقدار p -value در ایستگاه‌های مورد بررسی نشان داد که این نسبت همواره از توزیع لوگ‌نرمال به عنوان مناسب‌ترین تابع توزیع پیروی نمی‌کند (جدول ۹ و ۱۱). بررسی مناسب‌ترین تابع توزیع مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 سالانه در ایستگاه‌های واقع در اقلیم‌های خشک و نیمه خشک مطابق جدول‌های ۹ و ۱۱ نشان می‌دهد که به ترتیب تعداد ۴ و ۴ ایستگاه از توزیع Johnson.SB به عنوان مناسب‌ترین تابع توزیع پیروی می‌کنند. ضمن آنکه این تابع توزیع در تعدادی دیگر از ایستگاه‌ها از جمله در ایستگاه تهران، سومین (p -value برابر با ۰/۸۴۱) برای وضعیت استفاده شده در جدول ۹) و در ایستگاه‌های مشهد و شیراز به ترتیب چهارمین و پنجمین (p -value برابر با ۰/۹۵۹ و ۰/۹۷۳) برای وضعیت استفاده شده در جدول ۱۱) توزیع مناسب هستند.

تغییر در فراوانی هر یک از وضعیت‌های خشک‌سالی شده است، به طوری که در همه ایستگاه‌های مورد بررسی تغییر فراوانی در یک یا چند طبقه از طبقات وضعیت خشک‌سالی به وقوع پیوست.

نتایج برازش توزیع‌های مختلف بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 سالانه بر اساس مقدار p -value در ایستگاه‌های مورد بررسی نشان داد که این نسبت همواره از توزیع لوگ‌نرمال به عنوان مناسب‌ترین تابع توزیع پیروی نمی‌کند (جدول ۹ و ۱۱). بررسی مناسب‌ترین تابع توزیع مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 سالانه در ایستگاه‌های واقع در اقلیم‌های خشک و نیمه خشک مطابق جدول‌های ۹ و ۱۱ نشان می‌دهد که به ترتیب تعداد ۴ و ۴ ایستگاه از توزیع Johnson.SB به عنوان مناسب‌ترین تابع توزیع پیروی می‌کنند. ضمن آنکه این تابع توزیع در تعدادی دیگر از ایستگاه‌ها از جمله در ایستگاه تهران، سومین (p -value برابر با ۰/۸۴۱) برای وضعیت استفاده شده در جدول ۹) و در ایستگاه‌های مشهد و شیراز به ترتیب چهارمین و پنجمین (p -value برابر با ۰/۹۵۹ و ۰/۹۷۳) برای وضعیت استفاده شده در جدول ۱۱) توزیع مناسب هستند.

اگرچه تابع توزیع لوگ‌نرمال در بیشتر ایستگاه‌های مورد بررسی نتوانسته است به عنوان مناسب‌ترین تابع توزیع برازش‌یافته بر مقادیر نسبت بارندگی به ET_0 سالانه انتخاب شود، مقدار D_{max} آن (ستون چهارم جدول‌های ۹ و ۱۱) در سطوح اعتماد

بررسی نتایج جدول‌های ۸ و ۱۰ بیانگر آن است که رفع هر یک از محدودیت‌های ذکر شده می‌تواند به تغییر در تعداد فراوانی (دفعات وقوع) هر یک از وضعیت‌های (طبقات) مختلف خشک‌سالی در شاخص RDI منجر شود. از این رو، در ادامه، با رفع هم‌زمان آن‌ها، شاخص RDI بر اساس مناسب‌ترین روش برآورد ET_0 و تابع توزیع احتمال اصلاح شد. مطابق نتایج شاخص اصلاح شده در جدول ۱۲، رفع هم‌زمان این دو محدودیت نیز سبب تغییر در تعداد فراوانی هر یک از وضعیت‌های (طبقات) مختلف خشک‌سالی در این شاخص گردید. بنابراین، پیشنهاد می‌شود محققان برای افزایش دقت پایش خشک‌سالی، با استفاده از شاخص خشک‌سالی RDI، به محدودیت‌های ذکر شده برای این شاخص، در این تحقیق، توجه کنند.

References

- [1]. Dinpashoh, Y. (2003). Analysis meteorological drought using pattern analyzing. Ph.D. thesis, University of Tabriz. 192 pp (in Persian).
- [2]. Dinpashoh, Y. (2006). Study of reference crop evapotranspiration in I.R. of Iran. *Agricultural Water Management*, 85, 12-26.
- [3]. Edwards, D.C., McKee, T.B. (1997). Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. *Climatology Report Number 97(2)*, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

- [4]. Hayes, M.J. (2000). What is Drought? Climate Impacts Specialist, Accessible on <http://www.drought.unl.edu>.
- [5]. Horvath, S., Szep, I.J., Makra, L., Mika, J., Pajtok-Tari, I., Utasi, Z. (2010). Effect of evapotranspiration parameterization on the Palmer drought severity index. *Physics and Chemistry of the Earth* 35, 11-18.
- [6]. Jamshidi, H., Khalili, D., Kamkar-Haghighi, A.A., Zand-Parsa, S. (2009). RDI as the appropriate index of drought monitoring system in water resources management in Iran. Proceeding of International conference on water resource: emphasis on regional development, Shahrood, Iran.
- [7]. Jensen, M.E., Burman, R.D., Allen, R.G. (1990). Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices, American Society. Civil Engrs, New York, NY, 360 pp.
- [8]. Karamouz, M., Araghinejad, SH. (2005). *Advanced hydrology*. Amirkabir University of Technology. Tehran polytechnic Press, 460 pp (In Persian).
- [9]. Keyantash, J., Dracup, J.A. (2002). *The Quantification of Drought Indices*, American Meteorological Society, 83(8), 1167-1180.
- [10]. Landaras, G., Ortiz-Barredo, A., Lopez, J.J. (2008). Comparison of artificial neural network models and empirical and semi-empirical equations for daily reference evapotranspiration estimation in the Basque Country (Northern Spain). *Agricultural water management*, 95, 553-565.
- [11]. Razinei, T., Daneshkar Arasteh, P., Akhtari, R., Saghafian, B. (2007). Investigation of Meteorological Droughts in the Sistan and Balouchestan Province, Using the Standardized Precipitation Index and Markov Chain Model. *Iran-Water Resources Research*, 3(1), 25-35 (In Persian).
- [12]. Rezaee Pazhand, H. (2001). *Application of Probability and Statistics in Water Resources*. Sokhan Gostar Press. 456 pp. (In Persian).
- [13]. Richard, R., Heim, J.R. (2002). A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *American meteorological society*. 1149-1165.
- [14]. Tsakiris, G., Pangalou, D., Vangelis, H. (2007). Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water Resource Manage*, 21, 821-833.
- [15]. Tsakiris, G., Vangelis, H. (2004). Towards a drought watch system based on spatial SPI. *Water Resources Management*, 18, 1-12.
- [16]. Tsakiris, G., Vangelis, H. (2005). Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *Eur Water*, 9, 1-9.