



## بررسی چگونگی اثرگذاری تغییر اقلیم بر وقوع خشکسالی در استان یزد

محمد امین اسدی زارچ<sup>۱\*</sup>

۱. استادیار دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد

\* نویسنده مسئول: [amin.asadi@yazd.ac.ir](mailto:amin.asadi@yazd.ac.ir)

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۵/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۴/۲۱

### چکیده

کمبود آب، تغییر اقلیم یا گرمایش جهانی و گسترش بیابان‌ها سه چالش بزرگ زیست‌محیطی پیش روی بشر است. همه این مشکلات دارای اثرات متقابل بر یکدیگرند. برای مثال، در بسیاری از مناطق، پدیده تغییر اقلیم موجب بروز خشکسالی‌های متناوب و در نتیجه کاهش منابع آبی شده که در صورت تداوم موجب بیابانی شدن مناطق می‌گردد. استان یزد با قرار گرفتن در مرکز ایران یکی از خشک‌ترین استان‌های کشور محسوب می‌شود. مناطق خشک به دلیل اکوسیستم شکننده خود در برابر اثرات پدیده تغییر اقلیم حساس‌ترند. در این مطالعه به منظور بررسی چگونگی اثرگذاری پدیده تغییر اقلیم بر وقوع خشکسالی‌ها در استان یزد، روند وقوع خشکسالی در ایستگاه یزد بین سال‌های ۱۹۶۶-۲۰۰۹ مورد بررسی قرار گرفت. خشکسالی با استفاده از شاخص RDI (Reconnaissance Drought Index) به عنوان پدیده‌ای که نتیجه کاهش رطوبت ورودی یا بارش و یا افزایش رطوبت خروجی یا تبخیر و تعرق پتانسیل و یا وقوع هر دو این حالات است، در نظر گرفته شد. سری‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه برای این مطالعه به کار رفت. نتایج نشان داد که وقوع خشکسالی در یزد در دوره آماری مورد نظر روند افزایشی داشته که ناشی از روند کاهشی بارش و افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل، بوده است. نتایج نشان داد علیرغم روند کلی افزایش وقوع خشکسالی در دوره ۱۹۶۶-۲۰۰۹، بازه زمانی ۱۹۷۵-۱۹۹۵ به صورت قابل توجهی ترسالی بود که به دلیل کاهش زیاد تبخیر و تعرق پتانسیل در این دوره بوده است. بررسی متغیرهای مؤثر بر تبخیر و تعرق نشان داد، علی‌رغم روند افزایشی دما و ساعات آفتابی در دوره ۱۹۹۵-۱۹۷۵، کاهش سرعت باد و افزایش رطوبت نسبی در این بازه زمانی نسبت به مابقی دوره آماری موجب کاهش تبخیر و تعرق و در نتیجه مرطوب شدن نسبی یا کاهش خشکسالی در این دوره (۱۹۷۵-۱۹۹۵) شده است. بنابراین در مطالعه خشکسالی اقلیمی، علاوه بر دما و بارش، سایر متغیرها نیز مؤثر است و حتی گاهی ممکن است بر اثرات دما و بارش غلبه کند.

واژگان کلیدی: گرمایش جهانی؛ بیابان‌زایی؛ بارش؛ تبخیر و تعرق پتانسیل؛ فائو-پنمن-مانتیت

### ■ مقدمه

به نحوی که موجب ایجاد عدم تعادل در وضعیت هیدرولوژی یک ناحیه می‌شود (۸). خشکسالی با خشکی متفاوت است. خشکی جزو ذات اقلیمی منطقه است ولی خشکسالی ذاتی نیست و بنا به دلایلی از جمله کاهش

خشکسالی را معلول یک دوره شرایط خشک غیرعادی در نظر می‌گیرند که به اندازه کافی دوام داشته باشد،

اطلاعات را درباره بی‌نظمی‌های اقلیمی برای کاربران گوناگون آسان‌تر می‌کنند و به دانشمندان اجازه می‌دهند تا کمیت بی‌نظمی‌های اقلیمی را در روابط شدت، مدت، فراوانی و گسترش مکانی برآورد و بررسی کنند (۲۱).

خشکسالی مانند دیگر پدیده‌های اقلیمی تابع عوامل مختلفی بوده و آن را نمی‌توان محدود به یک متغیر مشخص کرد. از همین رو شاخص‌های مختلفی برای بیان وقوع آن پدیده پیشنهاد شده است. در مطالعات انجام شده، بارش عمده‌ترین متغیری است که در تعریف شاخص‌های خشکسالی به کار گرفته شده است، یعنی خشکسالی و ترسالی در مقایسه با کم‌تر یا بیشتر بودن ریزش‌های آسمانی نسبت به میانگین بارندگی یک منطقه سنجیده می‌شود. انتخاب شاخصی که تمامی متغیرهای موثر در وقوع خشکسالی را در نظر بگیرد، بسیار حائز اهمیت است. از طرف دیگر، شاخص مناسب باید به گونه‌ای انتخاب شود که وقوع پدیده تغییر اقلیم را نیز در نظر بگیرد. اسدی زارچ و همکاران (۲۰۱۵) نشان دادند که با توجه به وقوع پدیده تغییر اقلیم، مطالعه خشکسالی بدون در نظر گرفتن متغیر تبخیر و تعرق پتانسیل صحیح نیست (۳). وقوع خشکسالی یا بر اثر کاهش بارش یا افزایش تبخیر و تعرق اتفاق می‌افتد.

با توجه به اینکه پدیده بیابانی شدن همراه با کاهش توان بوم‌شناختی (اکولوژیک) و بیولوژیک سرزمین است، ممکن است در تمام اقلیم‌ها اتفاق بیفتد. زیرا علاوه بر عوامل اقلیمی، فعالیت‌های انسانی نیز ممکن است موجب کاهش توان بوم‌شناختی منطقه شود (برای مطالعه بیشتر مراجعه شود به ۷). به‌طور طبیعی در مناطق مرطوب‌تر، فعالیت‌های مخرب انسانی در وقوع این پدیده موثرتر است. اما در اقلیم‌های خشک مانند منطقه مورد مطالعه، اگرچه هرگونه فعالیت مخرب تاثیر شدیدی خواهد داشت، اما از نقش متغیرهای اقلیمی (مانند تغییر مقدار و شدت بارش، دما، تابش، رطوبت، تبخیر و خشکسالی) بر پدیده بیابانزایی نمی‌توان غافل شد. بنابراین در مناطق خشک علاوه بر نظارت بر فعالیت‌های توسعه‌ای، پایش تغییرات متغیرهای اقلیمی در اثر پدیده تغییر اقلیم نیز در برنامه‌های مدیریت بیابان ضروری است.

بارندگی رخ می‌دهد (۱۸). هر خشکسالی با چهار ویژگی شدت، طول دوره، فراوانی و وسعت منطقه تحت تأثیر شناخته می‌شود. خشکسالی انواع مختلفی دارد که با توجه به شدت و طول دوره خشکسالی طبقه‌بندی می‌شوند که از آن جمله می‌توان به خشکسالی هواشناسی، کشاورزی و هیدرولوژیک اشاره کرد (۲۰). خشکسالی هواشناسی هنگامی رخ می‌دهد که بارش از میانگین بلندمدت آن کم‌تر باشد. در نتیجه با اندک تاخیری رطوبت خاک نیز کاهش می‌یابد که بیانگر وقوع خشکسالی کشاورزی است. در ادامه کاهش جریان رودخانه‌ها، مخازن آب، دریاچه‌ها و سفره‌های آب زیرزمینی از آشکارترین نشانه‌های ورود به مرحله خشکسالی هیدرولوژیک هستند.

یکی از بزرگ‌ترین خطرات پیش روی بشر در حال حاضر و نیز در نسل‌های آینده، تغییر اقلیم است (۹) و طی سال‌های گذشته، پژوهش‌های زیادی انجام شده است که دلایل متقاعدکننده‌ای بر وقوع پدیده تغییر اقلیم و اثرات آن بر منابع آب، محیط زیست، بهداشت و سلامتی ارائه شده است (۳). بر اساس گزارش‌های IPCC، دمای سطحی کره زمین تا پایان قرن ۲۱ بین ۱٫۵ تا ۲ درجه سانتیگراد نسبت به دوره ۱۸۵۰ تا ۱۹۰۰ گرم‌تر خواهد شد. اقلیم گرم‌تر موجب تغییرات بیشتر در الگوهای مکانی بارندگی شده و ممکن است موجب بروز بیشتر پدیده‌های حدی مانند خشکسالی شود (۱۰ و ۱۱). بنابراین پیش‌بینی شده است که تغییر اقلیم موجب افزایش فراوانی، شدت و مدت خشکسالی شود. در نتیجه اثرات تغییر اقلیم در مناطق خشک که به‌طور طبیعی مقدار بارش و رطوبت خاک کم است، قابل توجه‌تر است. اگرچه خشکسالی در تمامی نواحی حتی در محیط‌های مرطوب و نیمه‌مرطوب نیز به وقوع می‌پیوندد.

سامانه پایش خشکسالی از پایه‌های ضروری برای طرح‌های مدیریت خشکسالی است (۱۶). سامانه‌های پایش در تدوین طرح‌های مقابله با خشکسالی و مدیریت آن از اهمیت زیادی برخوردارند. یکی از ابزارهای اصلی پایش خشکسالی، استفاده از شاخص‌های خشکسالی است. از شاخص‌های خشکسالی برای بیان کمی پدیده خشکسالی استفاده می‌شود. شاخص‌ها فهم ارتباط



$$g(x_k) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x_k^{\alpha-1} e^{-x_k/\beta} \quad \text{for } x > 0 \quad (2)$$

در رابطه ۲،  $\alpha > 0$  متغیر شکل،  $\beta > 0$  متغیر مقیاس،  $x_k > 0$  مقدار بارندگی و  $\Gamma(\alpha)$  تابع گاما است که از طریق رابطه ۳ محاسبه می‌شود.

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad (3)$$

محاسبه شاخص بارش استاندارد شده در رابطه با برآزش تابع چگالی احتمال گاما بر توزیع فراوانی بارندگی برای یک ایستگاه معین است. با استفاده از روش حداکثر درست‌نمایی می‌توان مقادیر بهینه  $\alpha$  و  $\beta$  را به ترتیب برپایه روابط ۴ و ۵ برآورد کرد (۶).

$$\alpha = \frac{1}{4A} \left( 1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (4)$$

$$\beta = \frac{x_k}{\alpha} \quad (5)$$

که متغیر  $A$  از رابطه ۶ به دست می‌آید.

$$A = \ln(\overline{x_k}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln((x_k)_i) \quad (6)$$

در رابطه ۶،  $n$  بیانگر تعداد مشاهده است.

با بهره‌گیری از عامل‌های محاسبه شده در روابط ذکرشده، از رابطه ۷ برای پیدا کردن احتمال جمع‌ی بارندگی برای ماه و مقیاس زمانی مشخص استفاده می‌شود.

$$G(x_k) = \int_0^{x_k} g(x_k) dx_k = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^{x_k} x_k^{\alpha-1} e^{-x_k/\beta} dx_k \quad (7)$$

احتمال جمع‌ی، با فرض  $t = x_k / \beta$  از طریق رابطه ۸ به تابع گامای ناقص تبدیل می‌شود.

$$G(x_k) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^{x_k} t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (8)$$

## روش پژوهش

برای بررسی تأثیرپذیری وقوع خشکسالی‌های چند دهه استان یزد از شرایط تغییر اقلیم، در آغاز تبخیر و تعرق پتانسیل به روش فائو-پنمن-مانتیت با استفاده از متغیرهای دمای حداقل و حداکثر، رطوبت نسبی، سرعت باد و ساعات آفتابی به صورت ماهانه در دوره آماری ۲۰۰۹-۱۹۶۶ محاسبه شد. سپس بر اساس داده‌های بارش و تبخیر و تعرق پتانسیل، شاخص RDI برای مقیاس‌های زمانی مختلف محاسبه شد. در پایان با بهره‌گیری از آزمون ناپارامتریک من-کندال، روند خشکسالی، بارش و تبخیر و تعرق ایستگاه در دوره آماری مورد نظر محاسبه شد. همچنین نوسان‌های دو متغیر بارش و تبخیر و تعرق پتانسیل در بازه زمانی ۱۹۶۶ تا ۲۰۰۹ در قالب سری‌های زمانی مختلف مورد بررسی قرار گرفت.

## محاسبه شاخص RDI

برای محاسبه شاخص RDI به داده‌های بارش و تبخیر و تعرق پتانسیل نیاز است. از سودمندی‌های مهم RDI این است که برای سری‌های زمانی مختلف قابل محاسبه است. در این مطالعه شاخص RDI در سری‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه برای ایستگاه یزد محاسبه شده است. برای محاسبه شاخص RDI از روابط ۱ تا ۱۱ استفاده شد.

$$x_k^{(i)} = \frac{\sum_{j=1}^k P_{ij}}{\sum_{j=1}^k PET_{ij}}, \quad i = 1 \text{ to } N \quad (1)$$

در رابطه ۱،  $P_{ij}$  و  $PET_{ij}$  به ترتیب نشان‌دهنده مقدار بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل ماه زام سال  $i$  ام و  $N$  بیانگر تعداد سال‌های داده در دسترس است.  $k$  بیانگر تعداد ماه‌های متمادی است. برآزش سری‌های زمانی  $x_k$  در نقاط مختلف دنیا با توزیع‌های مختلف نشان داد که بهترین روش برای برآزش داده‌ها، توزیع گاما است (۲۱). تابع توزیع گاما به صورت تابع چگالی احتمال یا فراوانی به صورت رابطه ۲ تعریف شده است (۱۴).

و

$$Z = RDI = \left( t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad (11)$$

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(1-H(x_k))^2}\right)} \text{ for } 0.5 < H(x_k) < 1.0$$

که ضرایب مربوط در روابط ۱۰ و ۱۱ برابر مقدارهای زیر است (۱۵):

$$c_0 = 2.515517, c_1 = 0.802853, c_2 = 0.010328,$$

$$d_1 = 1.432788, d_2 = 0.189269, d_3 = 0.001308$$

بدین ترتیب  $RDI$  نمره  $Z$  را نشان می‌دهد که به‌صورت نرمال شده است و مقدار انحراف بیشتر و یا پایین‌تر از میانگین را نشان می‌دهد. جدول ۱ نشان‌دهنده طبقات خشکسالی بر اساس شاخص  $RDI$  است.

با توجه به اینکه تابع گاما برای مقادیر صفر تعریف نشده است، زمانی که توزیع بارندگی دارای مقادیر صفر است ( $x_k=0$ )؛ در این حالت احتمال تجمعی از طریق رابطه ۹ محاسبه می‌شود.

$$H(x_k) = q + (1-q)G(x_k) \quad (9)$$

در رابطه ۹،  $q$  احتمال بارندگی صفر است و  $H(x_k)$  مقادیر انتقال داده شده به نمره  $Z$  با استفاده از تقریب آبراموتیز و استوگان است (۱) که در روابط ۱۰ و ۱۱ معرفی شده است. این تقریب احتمالات تجمعی را به متغیر تصادفی نرمال استاندارد  $RDI$  تبدیل می‌نماید.

$$Z = RDI = -\left( t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad (10)$$

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{H(x_k)^2}\right)} \text{ for } 0 < H(x_k) < 0.5$$

جدول ۱. طبقه‌بندی شاخص  $RDI$  و تعریف طبقه‌های خشکسالی متناظر با آن (۳)

طبقه‌بندی خشکسالی	مقدار شاخص $RDI$
به شدت مرطوب	۲ و بیشتر از آن
خیلی مرطوب	۱/۵ تا ۱/۹۹
نسبتاً مرطوب	۱ تا ۱/۴۹
مرطوب ملایم	۰ تا ۰/۹۹
خشکسالی ملایم	۰ تا -۰/۹۹
نسبتاً خشک	-۱ تا -۱/۴۹
خیلی خشک	-۱/۵۰ تا -۱/۹۹
به شدت خشک	-۲ و کم‌تر از آن

مختلف ارائه شده برای محاسبه تبخیر و تعرق گیاه مرجع، در سال ۱۹۹۰ از سوی کمیسیون بین‌المللی آبیاری و زهکشی (ICID) و سازمان خواروبار جهانی (FAO) روش فائو-پنمن-مانتیت را به‌عنوان تنها روش استاندارد برای محاسبه تبخیر و تعرق گیاه مرجع از روی داده‌های اقلیمی و همچنین برای ارزیابی سایر روش‌ها پیشنهاد شده است (۴ و ۵). این روش نیازمند داده‌های تابش، دما، رطوبت و سرعت باد است و با درجه اعتماد زیادی در

محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل به روش فائو-پنمن-مانتیت

برآورد تبخیر و تعرق برای مدیریت منابع آب، برنامه‌ریزی آبیاری و تامین نیاز آبی گیاهان، بسیار مهم است. روش‌های متعددی برای برآورد تبخیر و تعرق پتانسیل وجود دارد که هر کدام با توجه به فرضیه‌ها و داده‌های مختلف هواشناسی مورد استفاده در آنها، اغلب نتایج متفاوتی به‌دست می‌دهند. از بین روش‌های تجربی

$$E(\tau) = 0 \quad (14)$$

$$Var(\tau) = \frac{2(2n+5)}{9n(n-1)} \quad (15)$$

آزمون کندال یک متغیر نرمال استاندارد به نام  $N$  را تعریف می‌کند که از رابطه ۱۶ به دست می‌آید:

$$N = \frac{\tau}{Var(\tau)^{.5}} \quad (16)$$

در صورت افزایش در تعداد داده‌ها ( $n$ )،  $N$  به سرعت به سمت توزیع نرمال استاندارد همگرا می‌شود. اگر قدر مطلق  $N$ ، از  $N\alpha/2$  ( $\alpha$  بیانگر سطح معنی‌داری که در سطح ۵ درصد با استفاده از جدول توزیع نرمال برابر با ۱/۹۶)، بیشتر باشد، سری داده دارای روند معناداری است. اگر مقدار  $N$ ، منفی باشد، توزیع دارای روند نزولی و اگر مقدار  $N$  مثبت باشد، سری داده‌ها دارای روند صعودی است. در صورتی که  $N$  بین ۱،۹۶ و -۱،۹۶ باشد، سری داده فاقد روند خاصی است (۲۳).

### نتایج و بحث

سری‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه RDI ایستگاه یزد در بازه زمانی ۱۹۶۶ تا ۲۰۰۹ در شکل ۲ نمایش داده شده است. با افزایش طول دوره سری‌های زمانی، از مقدار نوسان کاسته شده و روندها مشخص‌تر می‌شود (شکل ۱). در سری‌های زمانی ۳ و ۶ ماهه، روند خاصی مشاهده نمی‌شود، اما در سری‌های زمانی بزرگ‌تر، خط روند دارای شیب کاهشی واضح‌تری است که بیانگر روند افزایشی شدت خشکسالی است. بر اساس نمودارهای ۱۸ و ۲۴ ماهه RDI، در دوره ۱۹۷۶ تا ۱۹۹۶، دوره غالب ترسالی کاملاً مشخصی اتفاق افتاده است. بدین معنی که در این دوره ۲۰ ساله، تعداد وقوع رویدادهای خشک به مراتب از رویدادهای مرطوب کم‌تر است.

دامنه وسیعی از مناطق و اقلیم‌ها برآورد صحیحی از تبخیر و تعرق گیاه مرجع ارائه می‌کند (۲).

به منظور برآورد مقدار تبخیر و تعرق گیاه مرجع به روش فائو پنمن-مانتیت از رابطه (۱۲) بهره‌گیری شد:

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma [890 / (T + 273)] U_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \quad (12)$$

که در آن:

$ET_o$  = تبخیر و تعرق گیاه مرجع (mm/day)

$R_n$  = تابش خالص در سطح پوشش گیاهی ( $MJm^{-2} d^{-1}$ )

$T$  = متوسط دمای هوا در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین ( $^{\circ}C$ )

$U_2$  = سرعت باد در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین ( $ms^{-1}$ )

$e_a - e_d$  = کمبود فشار بخار در ارتفاع ۲ متری (KPa)

$\Delta$  = شیب منحنی فشار بخار ( $KPa^{\circ}C^{-1}$ )

$\gamma$  = ضریب رطوبتی ( $KPa^{\circ}C^{-1}$ )

$G$  = شار گرما به داخل خاک ( $MJm^{-2} d^{-1}$ )

سایر معادله‌های روش فائو پنمن-مانتیت برای رعایت

اختصار ذکر نشده است (مراجعه شود به مرجع ۲).

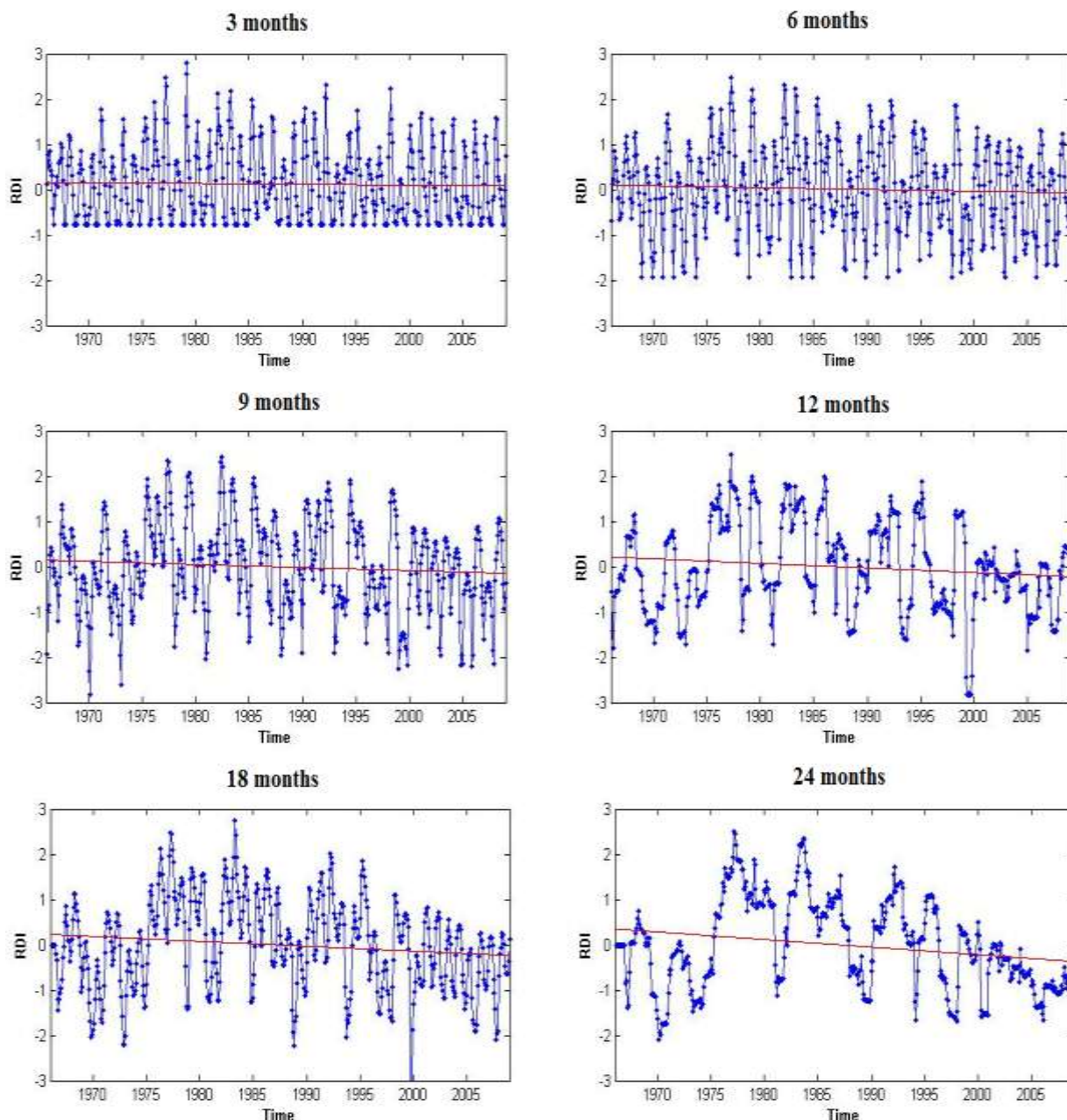
### بررسی معنا داری روند داده‌ها با استفاده از آزمون

#### کندال (آزمون $\tau$ )

آزمون  $\tau$  کندال یکی از آزمون‌هایی است که به فراوانی در هیدرولوژی و اقلیم‌شناسی برای تعیین روند در داده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد (۱۲). در سری مشخصی از داده‌ها  $x_1, x_2, \dots, x_n$ ، تعداد دفعاتی است که  $x_i$  از  $x_j$  بزرگ‌تر است. در صورتی که  $i < j$  و اگر  $i=1, \dots, j=2, 3, \dots, n$  و اگر  $i=2, 3, 4, \dots, n$  ضریب  $\tau$  کندال از رابطه ۱۳ محاسبه می‌گردد:

$$\tau = \frac{4p}{n(n-1)} - 1 \quad (13)$$

که در آن،  $p$  مجموع تعداد دفعاتی است که  $x_i$  از  $x_j$  بزرگ‌تر است و  $n$  نیز تعداد کل داده‌ها است. برای یک مجموعه تصادفی امید ریاضی ( $E$ )  $\tau$  برابر با صفر است و واریانس نیز از روابط ۱۴ و ۱۵ به دست می‌آید.



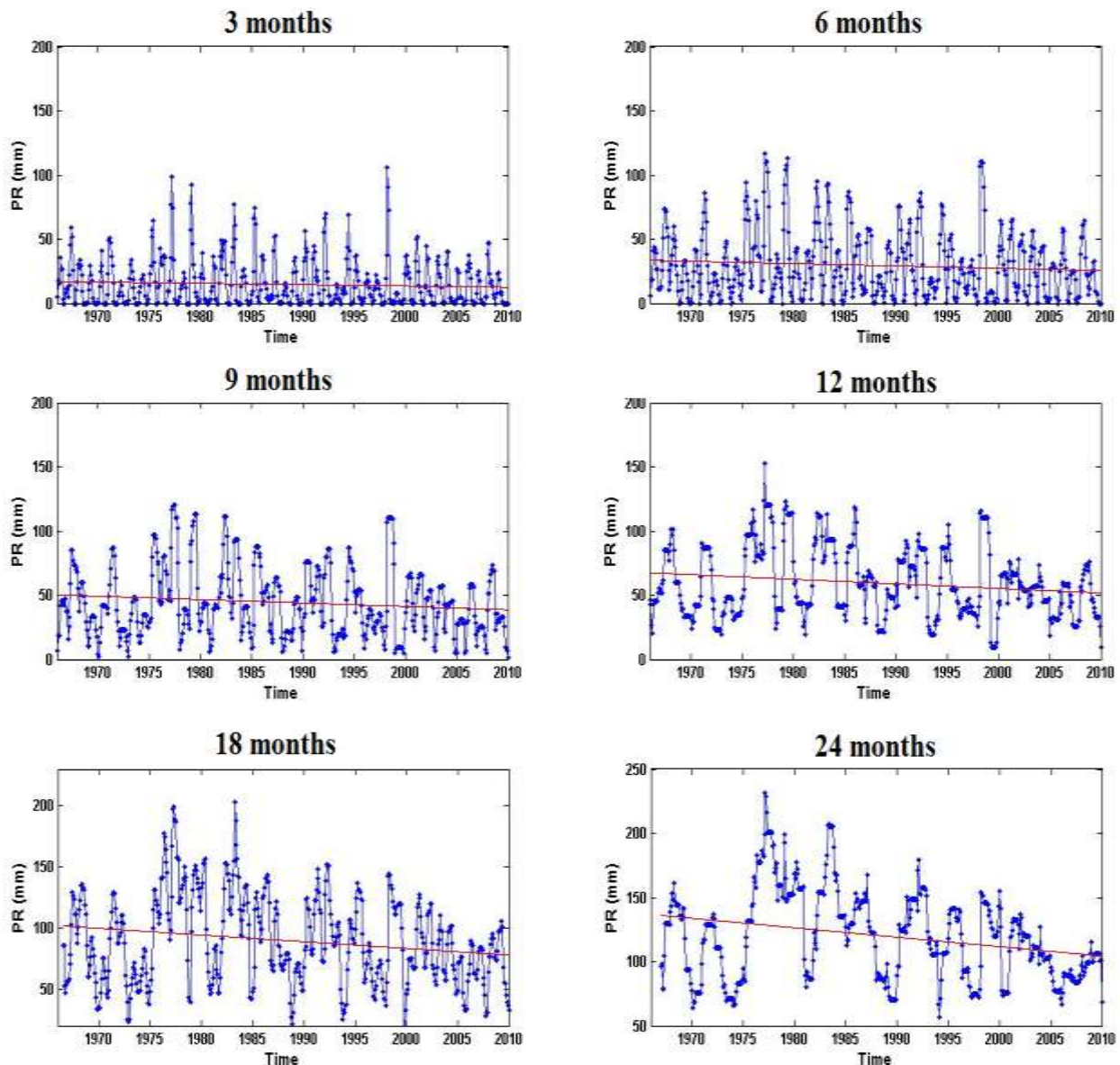
شکل ۲. سری‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه RDI در ایستگاه یزد و خط روند آن‌ها در دوره ۱۹۶۶ تا ۲۰۰۹

برپایه آن، فقط در دوره ۳ ماهه روند مشخصی وجود ندارد و افزایش مقیاس‌های زمانی، روند کاهش بارندگی ایستگاه یزد شدیدتر است. بنابراین روند مشاهده شده در بارش با روند کلی مشاهده شده برای *RDI* در یک راستا است. به این معنی که کاهش بارش موجب افزایش شدت خشکسالی شده است.

انحراف مقدار ورودی، بارندگی، و خروجی تبخیر و تعرق، منطقه از مقدار میانگین، موجب بروز خشکسالی یا ترسالی میشود. بنابراین می‌توان تغییر به وجود آمده در وقوع خشکسالی در ایستگاه یزد را به تغییر در یک یا هر دو متغیر بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل نسبت داد.

شکل (۳) تغییرات بارش را در ایستگاه یزد نمایش

می‌دهد.



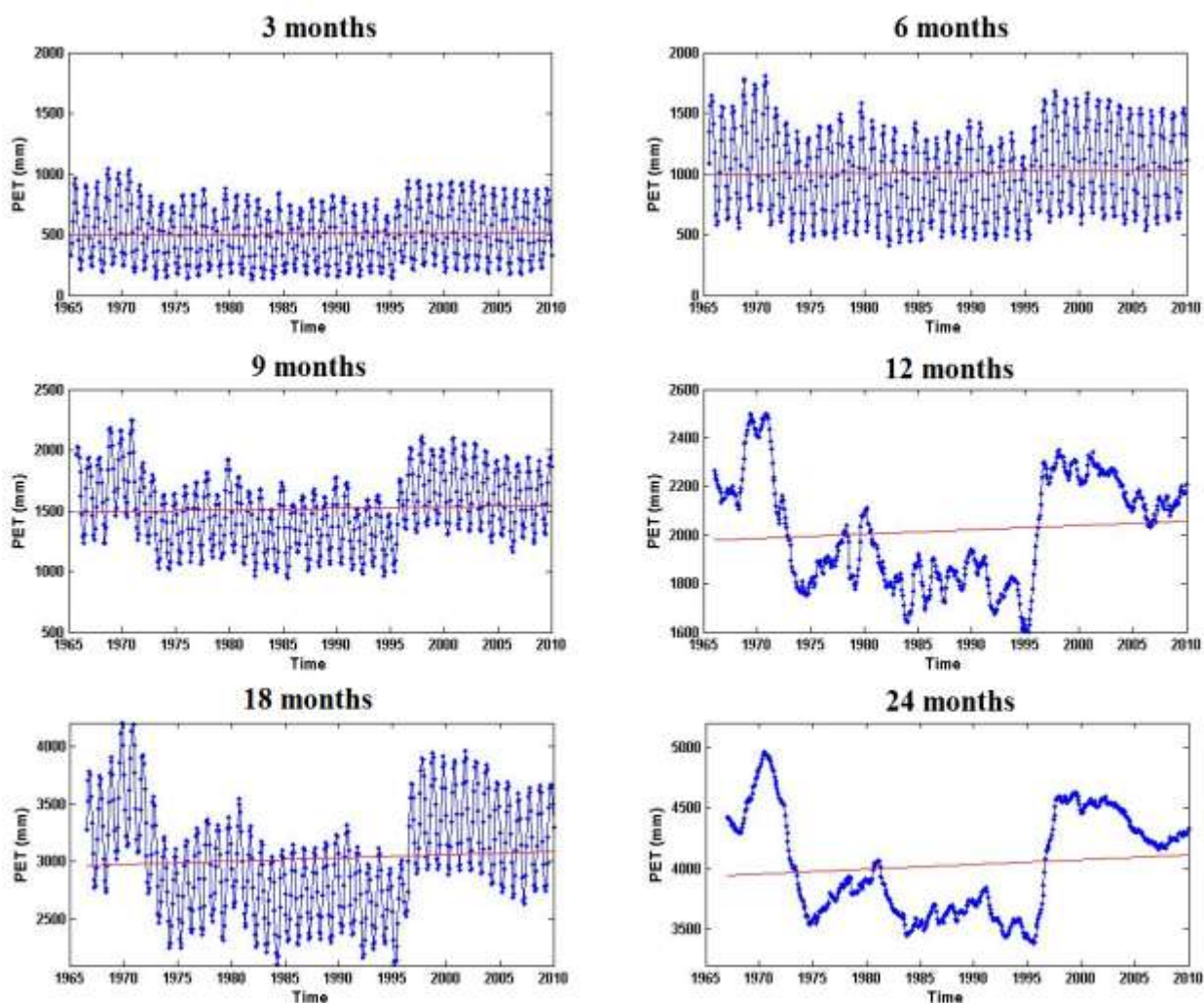
شکل ۳. سری‌های زمانی بارندگی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه ایستگاه یزد در دوره ۱۹۶۶ تا ۲۰۰۹

نسبت به مابقی دوره کاهش داشته است که بجز سری زمانی ۳ ماهه، سایر سری‌های زمانی آن را به وضوح نشان می‌دهند. این تغییرها با روند مشاهده شده برای RDI در این سال-ها (شکل ۲) مشابه است. کاهش قابل توجه تبخیر و تعرق پتانسیل در دوره ۱۹۷۵ تا ۱۹۹۵ موجب کاهش خشکسالی (وقوع ترسالی) در این بازه زمانی شده است. اگرچه بارندگی نیز در این دوره نسبتاً مقادیر بالاتری را نشان می‌دهد، اما کاهش تبخیر و تعرق در این دوره بسیار بارزتر است.

مقادیر تبخیر و تعرق پتانسیل ایستگاه یزد برای مقیاس‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه در طول دوره آماری مورد نظر محاسبه شد (شکل ۴). بنابراین همانند بارندگی، روند تبخیر و تعرق نیز در راستای افزایش خشکسالی در ایستگاه یزد بوده است. به طوری که تغییرهای رخ داده در هر دو متغیر بارندگی و تبخیر و تعرق موجب افزایش مضاعف شدت خشکسالی در ایستگاه یزد شده است.

اما نکته قابل توجه این است که در دوره ۱۹۷۵ تا ۱۹۹۵، مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل به نحو قابل توجهی





شکل ۳. سری های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه تبخیر و تعرق پتانسیل ایستگاه یزد

بوده و در همه مقیاس های زمانی کاهش یافته است. روند مقیاس های ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه معنی دار بوده است. روند تبخیر و تعرق پتانسیل در مقیاس های ۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۸ ماهه افزایش یافته است، اما در سری زمانی ۲۴ ماهه اندکی کاهش یافته است، اما هیچ کدام از روندهای مذکور معنی دار نبوده است.

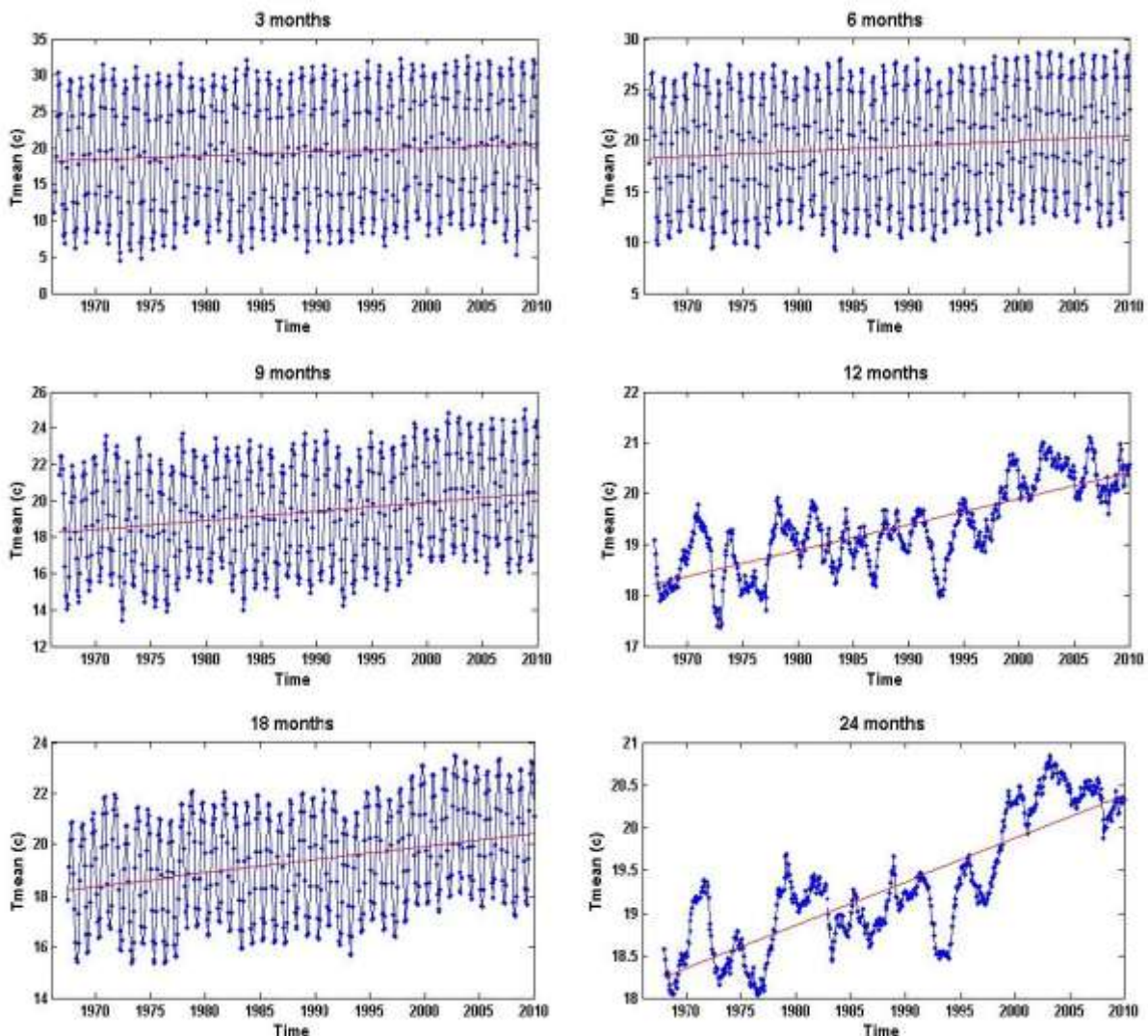
روند RDI، بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال کمی سازی شد (جدول ۲). بر اساس نتایج جدول، RDI در هر ۶ مقیاس زمانی دارای روند منفی یا افزایش وقوع خشکسالی بوده که این روند در سری های زمانی ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه معنی دار بوده است. بارندگی نیز دارای روند تقریباً مشابهی

جدول ۲. نتایج آزمون من-کندال برای سری های زمانی متفاوت RDI، بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل (PET)

پارامتر	۳ ماهه	۶ ماهه	۹ ماهه	۱۲ ماهه	۱۸ ماهه	۲۴ ماهه
RDI	-۰,۵۵	-۱,۲۳	-۱,۹۶	-۲,۵۹	-۳,۵۸	-۶,۴۷
بارش	-۰,۸۴	-۱,۴۶	-۱,۹۳	-۲,۵۵	-۳,۹۰	-۶,۳۳
PET	۰,۵۲	۰,۶۸	۱,۱۰	۰,۷۵	۱,۵۳	-۰,۲۷

افزایشی مشخص برای متغیرهای دمای متوسط حداقل و حداکثر ماهانه نیز وجود دارد. بنابراین پدیده تغییر اقلیم یا گرمایش جهانی تاثیر بسیار واضحی بر روی دمای ایستگاه یزد داشته است. اگرچه این افزایش دما روند کلی افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل را حمایت می‌کند، اما کاهش تبخیر و تعرق در بازه زمانی ۱۹۷۵-۱۹۹۵ را توجیه نمی‌کند. بر اساس نتایج، روند افزایشی دما به صورت ممتد در طول دوره وجود دارد و روند افزایشی دما در دوره ۱۹۷۵-۱۹۹۵ نیز حفظ شده است.

مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل تحت تاثیر متغیرهای دما، ساعات آفتابی، سرعت باد و رطوبت نسبی است. برای درک بهتر دلیل تغییرات تبخیر و تعرق پتانسیل در طول دوره آماری مورد نظر، تغییرات این چهار متغیر در سری‌های زمانی مختلف مورد بررسی قرار گرفت. تغییرات دمای متوسط ماهانه ایستگاه سینوپتیک یزد طی دوره آماری ۱۹۶۶ تا ۲۰۰۹ در ۶ مقیاس زمانی بررسی شد (شکل ۵). روند افزایشی دما در ایستگاه یزد در هر ۶ سری زمانی مشهود است که مطابق با مشاهدات سایر مناطق جهان است. همچنین نتایج نشان داد که روند



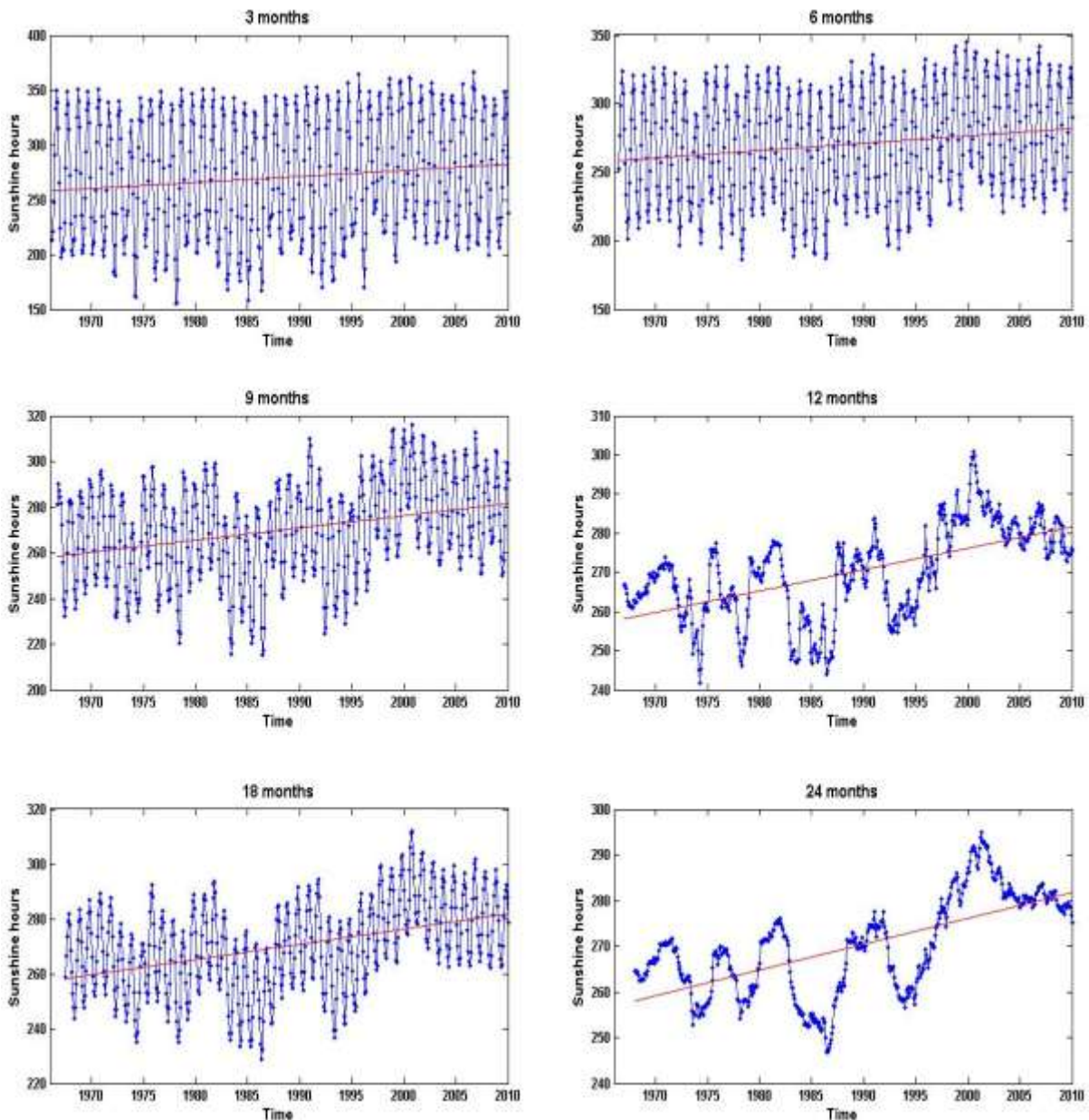
شکل ۵. سری‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه دمای متوسط ماهانه ایستگاه یزد

می‌باشد که این روند افزایشی از ابتدا تا انتهای دوره ۲۰۰۹-۱۹۶۶ حفظ شده است. بنابراین اگرچه روند کلی

شکل (۶) تغییرات مجموع ساعات آفتابی ماهانه ایستگاه یزد را نشان می‌دهد. متغیر ساعت آفتابی نیز مانند دما دارای روند افزایشی در تمام مقیاس‌های زمانی

دوره ۱۹۷۵-۱۹۹۵ را توجیه نمی‌کند.

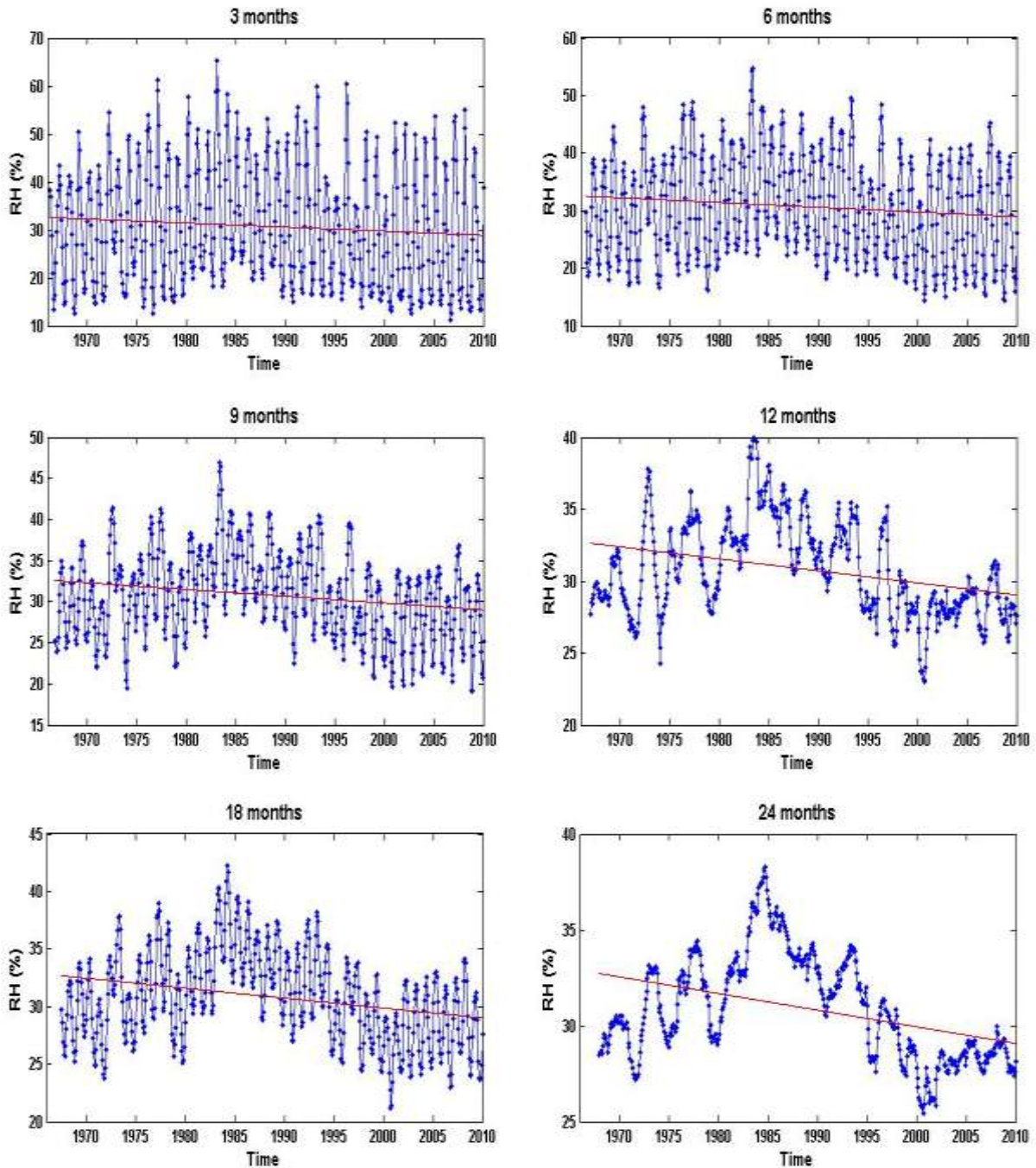
تبخیر و تعرق پتانسیل در راستای تغییرات متغیر ساعت آفتابی است، اما بازهم کاهش قابل توجه تبخیر و تعرق در



شکل ۶. سری‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماه مجموع ساعات آفتابی ماهان ایستگاه یزد

نسبت به مابقی دوره آماری ۱۹۶۶-۲۰۰۹ است. این افزایش در مقیاس‌های زمانی ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه کاملاً مشهود است. بنابراین بر خلاف دما و ساعت آفتابی، تغییرات رطوبت نسبی، تغییرات تبخیر و تعرق پتانسیل ایستگاه یزد را کاملاً توجیه می‌کند.

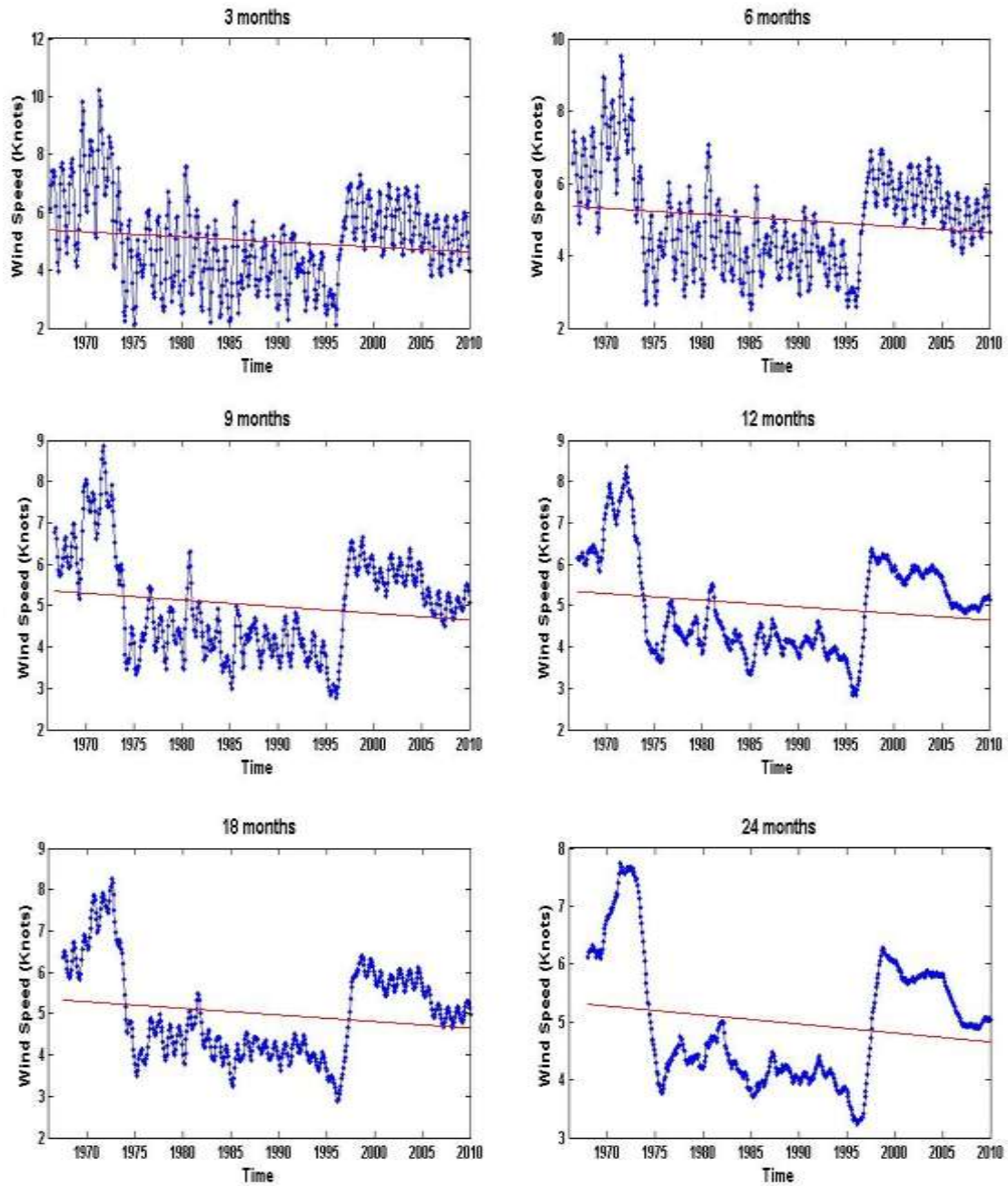
تغییرات رطوبت نسبی ایستگاه یزد در مقیاس‌های زمانی مختلف در شکل (۷) نمایش داده شده است. بر اساس نتایج، روند کلی رطوبت نسبی در هر ۶ مقیاس زمانی کاهش‌ی است که طبیعتاً افزایش تبخیر و تعرق ایستگاه یزد را توجیه می‌کند. اما نکته قابل توجه، بالا بودن معنی‌دار نرخ رطوبت نسبی در دوره ۱۹۷۷-۱۹۹۵



شکل ۷. سری‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه رطوبت نسبی ایستگاه یزد

نکته مهم دیگر اینکه متغیر سرعت باد یک کاهش قابل توجه را در دوره ۱۹۹۶-۱۹۷۴ نسبت به مابقی دوره شاهد بوده است که کاهش تبخیر و تعرق در این دوره را توجیه می‌کند.

شکل (۸) مقادیر سرعت باد ایستگاه یزد در سری‌های زمانی متفاوت را نشان می‌دهد. بر اساس این شکل، روند سرعت باد در تمام مقیاس‌های زمانی کاهش‌ی است که بر خلاف روند افزایشی تبخیر و تعرق پتانسیل ایستگاه یزد است.

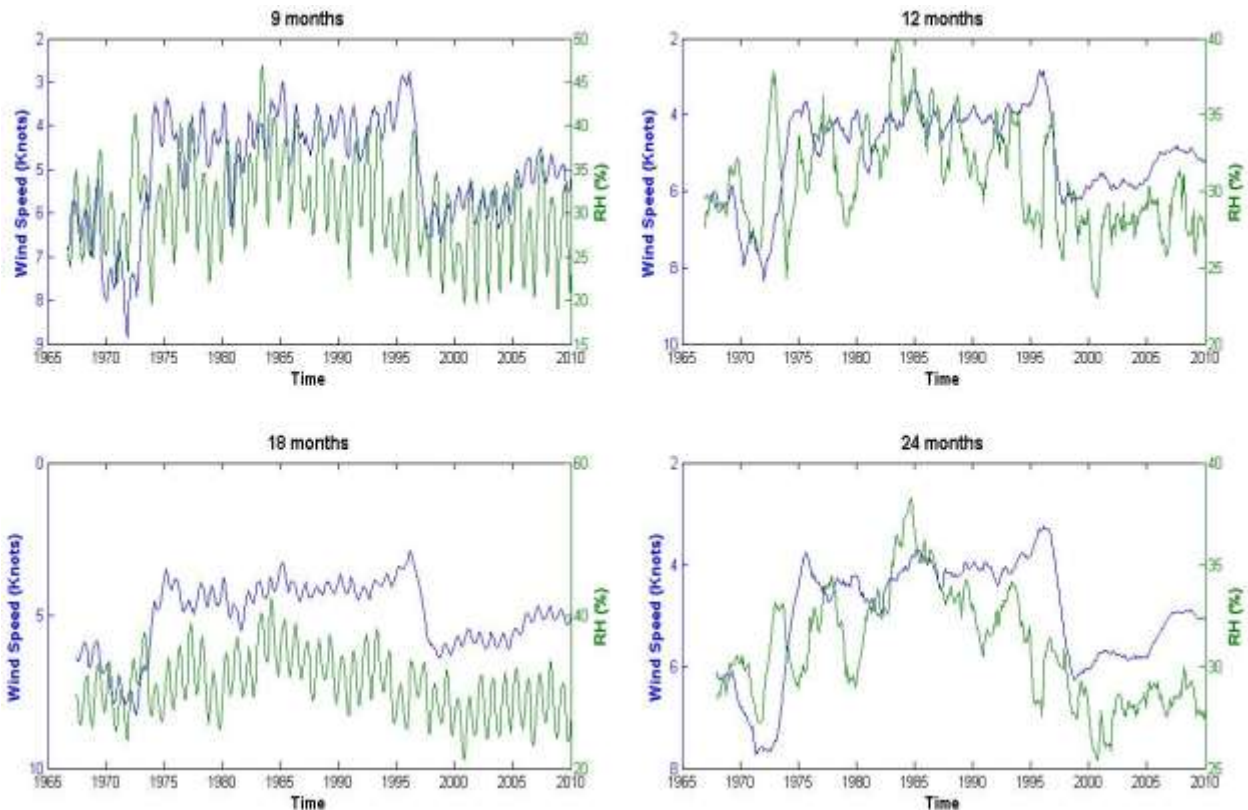


شکل ۸. سری‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه سرعت باد ایستگاه یزد

با توجه به اینکه رابطه این دو متغیر معکوس به نظر می‌رسد، محور  $Y$  مربوط به سرعت باد به صورت قرینه در آمده است تا تغییرات هر دو متغیر به صورت هم‌جهت اتفاق افتد و رابطه آنها واضح‌تر شود. نتایج نشان می‌دهد که گرچه نوسانات این دو متغیر به صورت کلی رابطه عکس دارند، اما در مقیاس‌های زمانی کوچک، این رابطه کاملاً برقرار نیست و در مواردی این رابطه مستقیم است.

با مقایسه ظاهری نمودارهای رطوبت نسبی و سرعت باد ایستگاه یزد، به نظر می‌رسد که تغییرات این دو متغیر نسبت به یکدیگر به صورت عکس است.

برای بررسی بهتر این موضوع، چگونگی تغییرات سرعت باد و رطوبت نسبی در یک نمودار واحد در سری‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه (شکل ۹) با هم مقایسه شده‌اند.



شکل ۹. مقایسه سری‌های زمانی سرعت باد و رطوبت نسبی در مقیاس‌های زمانی ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه در ایستگاه یزد

در بسیاری از مناطق با وجود افزایش دما، مقدار تبخیر از تشتک‌ها کاهش یافته که بررسی متغیرهای موثر در تبخیر نشان داد که با کاهش سرعت باد تحت تاثیر پدیده تغییر اقلیم، اثر افزایش دما نه تنها خنثی شده، بلکه حتی از مقدار تبخیر کاسته شده است.

اما اینکه آیا رابطه‌ای بین کاهش سرعت باد و افزایش رطوبت نسبی وجود دارد نیاز به بررسی این موضوع در ایستگاه‌های متفاوت کشور و بازه‌های زمانی به نسبت طولانی است. به صورت ابتدایی، کاهش یا افزایش رطوبت نسبی تاثیر معنی‌داری بر روی سرعت باد ندارد. اگرچه باد می‌تواند با خود توده‌های مرطوب یا خشک را وارد منطقه کند یا اینکه بخشی از رطوبت موجود در جو را با خود به خارج از منطقه انتقال دهد.

در نهایت مطالعه حاضر نشان داد که تاثیرگذاری پدیده تغییر اقلیم بر روی وقوع خشکسالی تنها از طریق افزایش یا کاهش بارش نیست و علاوه بر آن متغیر تبخیر و تعرق نیز دارای اثرگذاری قابل توجهی است. از طرف دیگر، این نگرش که تبخیر و تعرق متغیری تابع دما است و با افزایش دما، مقدار آن زیاد می‌شود نیز رد می‌شود.

رطوبت نسبی حاصل نسبت بین رطوبت موجود در جو به رطوبت مورد نیاز برای اشباع جو در آن درجه حرارت است که به صورت درصد بیان می‌شود. ظرفیت نگهداری رطوبت هوای گرم از هوای سرد بیشتر است. با توجه به روند افزایشی دمای ایستگاه یزد (شکل ۵)، کاهش رطوبت نسبی کاملاً محتمل است. چون اگر حتی هیچ‌گونه تغییری در مقدار مطلق رطوبت جو طی دوره آماری وجود نداشته باشد، با افزایش درجه حرارت جو و به تبع آن افزایش ظرفیت نگهداری رطوبت توسط جو، کاهش درصد رطوبت نسبی قابل انتظار است. بنابراین بالا بودن نرخ رطوبت نسبی در دوره ۱۹۹۵-۱۹۷۷ نسبت به مابقی دوره آماری ۲۰۰۹-۱۹۶۶ بیانگر ورود توده‌های کاملاً مرطوب‌تر در این بازه زمانی است. از طرف دیگر متغیر سرعت باد نیز در دوره ۲۰۰۹-۱۹۶۶ دارای یک روند کلی نزولی بوده است. علاوه بر این روند نزولی، کاهش قابل توجهی نیز در دوره ۱۹۹۶-۱۹۷۴ اتفاق افتاده است که تقریباً همزمان با افزایش غیرعادی مشاهده شده در متغیر رطوبت نسبی است.

ترسال بودن نسبی دوره ۱۹۹۵-۱۹۷۵ است که همراستا با کاهش تبخیر و تعرق پتانسیل در این دوره است. به طور کلی با توجه به وقوع پدیده گرمایش جهانی و با توجه به اینکه معمولاً تبخیر و تعرق پتانسیل به عنوان تابعی از دما در نظر گرفته می شود، کاهش مشاهده شده در نرخ تبخیر و تعرق، موضوعی قابل توجه به نظر می رسد. برای بررسی دلایل این موضوع، نیاز بود تا تغییرات متغیرهایی که بر روی تبخیر و تعرق پتانسیل اثر می گذارند، مشخص شود. نتایج نشان داد روند دما و ساعات آفتابی به صورت افزایشی و با شیب نسبتاً ثابت است. بنابراین کاهش تبخیر و تعرق دوره ۱۹۹۵-۱۹۷۵ را توجیه نمی کند. اما بررسی تغییرات رطوبت نسبی نشان داد که در دوره کاهش تبخیر و تعرق، افزایش قابل توجه رطوبت نسبی اتفاق افتاده است.

چون تبخیر و تعرق علاوه بر دما، از سایر متغیرهای اقلیمی مانند ساعات آفتابی، رطوبت نسبی و سرعت باد نیز تاثیر می پذیرد و ممکن است مقدار تغییرات این متغیرها به گونه ای باشد که حتی اثر تغییر دما را تحت تاثیر قرار دهد.

#### ■ نتیجه گیری

با توجه به نتایج ارائه شده، اثر وقوع پدیده تغییر اقلیم، موجب کاهش بارش (شکل ۳) و افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل (شکل ۴) در ایستگاه یزد شده است. بنابراین می توان نتیجه گرفت که احتمال وقوع خشکسالی نیز در این ایستگاه افزایش یافته که این موضوع توسط نتایج شاخص RDI (شکل ۲)، تایید شد. اما نکته قابل توجه،

#### ■ References

1. Abramowitz, M. & Stegun, A. (1965). Handbook of Mathematical Functions: with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables. Dover Publications Inc., New York.
2. Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, Food and Agriculture Organization, Rome.
3. Asadi Zarch, M. A., Sivakumar, B. & Sharma, A. (2015). Droughts in a warming climate: A global assessment of Standardized precipitation index (SPI) and Reconnaissance drought index (RDI). *Journal of Hydrology*, 526, 183-195.
4. Ding, R., Kang, S., Zhang, Y., Hao, X., Tong, L. & Li, S. (2015). A dynamic surface conductance to predict crop water use from partial to full canopy cover. *Agricultural Water Management*, 150, 1-8.
5. Droogers, P. & Allen, R. G. (2002). Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and Drainage Systems*, 16, 33-45.
6. Edwards, D. C. & McKee, T. B. (1997). Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. Climatology Report No. 97-2, Colorado State University, Ft. Collins, CO.
7. Ekhtesasi, M.R., & Sepehr, A. (2011). Methods and models to evaluate and produce desertification maps. Yazd University Publications, Yazd.
8. Hisdal, H. & Tallaksen, L. M. (2000). Drought event definition, Technical Report to the ARIDE Project No.6: Supplement to Work Package 2 Hydro-meteorological Drought Activity 2.1 Event Definition. 1-41.
9. Hosseinizadeh, A., SeyedKaboli, H., Zareie, H., Akhondali, A. & Farjad, B. (2015). Impact of climate change on the severity, duration, and frequency of drought in a semi-arid agricultural basin. *Geoenvironmental Disasters*, 2, 2-23.
10. Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC). (2012). Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaption. Cambridge University Press, Cambridge.
11. Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC). (2013). Working Group I contribution to the IPCC Fifth Assessment Report Climate Change 2013: The physical science basis-summary for policymakers. Intergovernmental Panel of Climate Change, Stockholm.

12. Kendall, M. G. (1975). Rank Correlation Methods. Griffin, London, UK.
13. Kousari, M. R., Ekhtesasi, M. R., Malekinezhad, H. (2017). Investigation of long term drought trend in semi-arid, arid and hyper-arid regions of the world. *Desert Management*, 8, 36-53. (in Farsi)
14. McKee, T. B., Doesken, N. J. & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: Eighth Conference on Applied Climatology. American Meteorological Society, Anaheim, CA, pp. 179–186.
15. Mishra, A. k. & Desai, V. R. (2006). Drought Forecasting Using Feed-Forward Recursive Neural Networks. *Ecological Modeling*, 198, 127-138.
16. Moghaddasi, M., Paymozd, Sh. & Saied, M. (2005). Monitoring the Draught During 1998 to 2000 in Tehran Province, Using EDI, SPI, DI indices and Geographical Information System. *Modarres Human Sciences Quarterly Journal (Geography)*, 9(1), 197-220. (In Farsi)
17. Ranjan, P., Kazama, S. & Sawamoto, M. (2006) Effects of climate change on coastal fresh groundwater resources. *Global Environmental Change*, 16(4), 388–399.
18. Rossi, G. (2000). Drought mitigation measures: a comprehensive framework .In Drought and Drought Mitigation in Europe. j. voght and f. somma (Eds) kluwer Academic publisher, Dordrecht.
19. Saremi Naeini, M. A. (2017). Estimation of the Frequency of Speed and Direction of the Erosive Winds and Dust storms in the Yazd Province, by Using Windrose, Stormrose and Sandrose. *Desert Management*, 8, 96-106. (in Farsi)
20. Smith, K. (2000). Environmental hazards, assessment risk and reduction disasters. Routledge, London.
21. Tsakiris, G., Nalbantis, I., Pangalou, D., Tigkas, D. & Vangelis, H. (2008). Drought meteorological monitoring network design for the Reconnaissance Drought Index (RDI). In: 1st International Conference “Drought Management: Scientific and Technological Innovations”. Zaragoza, Spain. 12–14 June 2008. pp. 57–62.
22. Tsakiris, G. & Vangelis, H. (2004). Towards a drought watch system based on spatial SPI. *Water Resources Management*, 18, 1–12.
23. Zhenmei, M., Kang, S., Zhang, L., Tong, L. & Xiaoling, S. (2008). Analysis of impacts of climate variability and human activity on stream flow for a river basin in arid region of northwest China. *Journal of Hydrology*, 352, 239–249.



## **Analyzing climate change effects on drought occurrence in Yazd province, Iran**

M. A. Asadi Zarch<sup>1\*</sup>

1. Assistant Professor, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Yazd, Iran

\* Corresponding Author: amin.asadi@yazd.ac.ir

Received date: 29/07/2016

Accepted date: 12/07/2017

### **Abstract**

Water scarcity, climate change / global warming, and desertification are three big challenges which human is facing them. These problems have mutual impacts on each other as well. For example, in some regions, climate change causes frequent drought occurring which results in water shortage and consequently, if drought continues, results in desertification. Arid regions because of their sensitive ecosystem are more susceptible to climate change effects and Yazd province, located in central Iran, is one of the driest parts of the country. In this research, to understand how climate change affects droughts in the region, drought trend in Yazd synoptic station during 1966-2009 is surveyed using nonparametric Mann-Kendall test. Drought, estimated by Reconnaissance Drought Index (RDI), is considered as a result of a decrease in input humidity (rainfall), an increase in output moisture (Potential Evapotranspiration (PET)), or occurring both of them (deficiency in rainfall and higher PET). The 3, 6, 9, 12, 18, and 24 month time series are applied and the results showed a rising trend of drought occurring which caused by precipitation decreasing and PET (calculated by FAO-Penman-Monteith) increasing. In spite of the general drought rising trend, the 1975-1995 period was remarkably humid rather than the rest of the period (i.e.1966-2009) which resulted by PET decrease. Analysis of the major parameters affecting PET revealed that in spite of temperature and sunshine hours increasing in period 1975-1995, wind speed and relative humidity showed a clear decrease and increase, respectively. This caused PET decreasing and consequently humidity increasing. In drought analysis under climate change, therefore, in addition to temperature and rainfall, some other parameters also may be effective and even overcome temperature and rainfall effects.

**Keywords:** Global warming; Desertification; Rainfall; PET; FAO-Penman-Monteith; RDI