مجله علمی - پژوهشی
علوم و مهندسی آبخیـــزداری ایران
Iran-Watershed Management Science & Engineering
سال سوم - شماره ۸ - پاییز ۱۳۸۸
Vol. 3, No. 8, Fall 2009

# بررسی روند تغییرات رژیم بارش حوزه‌ی آبخیز گرگانرود

واحد بردی شیخ[۱]، اکبر بابایی[۲] و یوسف موشخیان[۳]
تاریخ دریافت: ۸۷/۱۲/۲۷ تاریخ پذیرش: ۸۸/۸/۱۹

## چکیده

**بارش به عنوان یکی از عناصر اقلیمی مهم از پیچیدگی‌هایی ویژه برخوردار است و معمولاً جمع بارش‌های یک نقطه در مقیاس‌های زمانی گوناگون دارای توزیع‌های آماری ساده و متقارنی نیست. در اهمیت مقادیر بارش و تغییرات آن، به ویژه در کشور ما که در ناحیه‌ی خشک و نیمه‌خشک جهان قرار دارد، تردیدی نیست، لذا این پژوهش بمنظور بررسی و شناخت روند داده‌های بارش در ۷ ایستگاه باران‌سنجی واقع در شرق استان گلستان با پایه‌ی مشترک زمانی ۳۰ ساله (۱۳۵۳ تا ۱۳۸۳) صورت گرفت. برای بررسی روند تغییرات بارندگی طولانی مدت این ایستگاهها از دو آزمون رگرسیون خطی و من- کندال استفاده شد. نتایج نشان داد که در ایستگاههای تمر، تنگراه و گنبد در سطح ۵ درصد روند افزایشی معنی‌دار در داده‌های بارندگی سالانه وجود دارد. بارندگی فصل پاییز در بیش‌تر ایستگاهها روندی صعودی را نشان می‌دهد، ولی تنها در ایستگاه تمر روند در سطح ۵ درصد معنی‌دار بود. در مورد بارندگی فصل‌های زمستان و بهار، هیچ کدام از ایستگاهها روندی معنی‌دار را نشان نمی‌دهند و جهت روند در ایستگاههای گوناگون متفاوت است. بارندگی فصل تابستان ایستگاههای تمر، چشمه‌خان و گنبد روند صعودی معنی‌دار نشان می‌دهند. در ارتباط با بارندگی‌های بیشینه ۲۴ ساعته، فقط ایستگاه‌های تمر و تنگراه روند صعودی معنی‌دار نشان می‌دهند. در مورد تعداد روزهای بارانی، به غیر از ایستگاههای تمر و چشمه‌خان، سایر ایستگاهها روند صعودی معنی‌داری را هم در سطح ۵ درصد و هم در سطح ۱ درصد نشان می‌دهند.**

**واژه‌های کلیدی: بارندگی، آزمون روند، رگرسیون خطی، من- کندال و گرگانرود**

## مقدمه

بارندگی یکی از عامل‌های مهم هواشناسی است که کمیت و پراکنش آن به گونه‌ای چشمگیر در نقاط گوناگون کره‌ی زمین تغییر می‌یابد [۲]. تغییرات رژیم بارش باعث تغییرات عناصر چرخه‌ی هیدرولوژیک می‌گردد که به صورت سیلاب‌ها یا خشکسالی‌ها بروز نموده و جوامع گیاهی و حیوانی و در نهایت جوامع انسانی را دچار مشکل می‌سازند. معمولا در راهکارهای کلان مدیریتی، برنامه‌ریزی‌های مدیریت منابع آب و طراحی سازه‌های آبی و تأسیسات زیربنایی، متغیرهای هیدرولوژیک تصادفی و ایستا در نظر گرفته می‌شوند که از یک توزیع احتمالاتی معین تبعیت می‌کنند [۴، ۹، ۱۰ و ۱۳]. در حالی که روند سری‌های هیدرولوژیکی ممکن است به دلیل تغییرات در اقلیم، کاربری اراضی و مدیریت حوضه‌ی آبخیز تغییر کند. در صورت وجود چنین تغییراتی، استفاده از روش‌های معمول تجزیه و تحلیل آماری (با فرض ثابت بودن ویژگی‌های آماری سری‌های هیدرولوژیکی) برای برنامه‌ریزی‌ها و طراحی‌ها باعث عدم موفقیت پروژه و مشکلات عدیده‌ی دیگر خواهد شد، بنابراین شناسایی وجود و یا عدم وجود تغییرات دراز مدت در بارندگی‌های یک منطقه و دخالت دادن آن در تجزیه و تحلیل‌های آماری به منظور تعیین دبی‌های طرح سازه‌های زیربنایی همچون سدها، پل‌ها، آبگذرها و دیواره‌های سیل‌گیر امری ضروری است.

تاکنون روش‌های آماری متعددی جهت تحلیل روند سری‌های زمانی ارایه شده‌اند که روی هم رفته در دو دسته پارامتری و ناپارامتری قابل تقسیم‌بندی هستند. به دلیل وجود نواقص آماری (داده‌های مفقود) در سری‌های هیدرومتئورولوژیکی و عدم پیروی بیش‌تر این سری‌ها از یک توزیع آماری ویژه، همچون توزیع نرمال برای استفاده از روش پارامتریک رگرسیون خطی، روش‌های ناپارامتری از کاربردی نسبتاً گسترده‌تر و چشمگیرتر نسبت به روش‌های پارامتری برخوردارند [۲۷].

بر اساس آخرین گزارش هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم در سال ۲۰۰۷ [۱۶]، تغییر اقلیم در مناطق گوناگون کره‌ی زمین تاثیری متفاوت بر چرخه‌ی هیدرولوژیک خواهد گذاشت. در این گزارش

۱- نویسنده مسئول و استادیار گروه آبخیزداری دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان v.sheikh@yahoo.com
۲- دانشجوی کارشناسی ارشد آبخیزداری دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان
۳- دانشجوی کارشناسی رشته مرتع و آبخیزداری دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان



Archive of SID
www.SID.ir

پیش بینی شده است که تا سال ۲۰۵۰، تغییر اقلیم باعث افزایش بارش و میانگین دبی رودخانه‌ها در عرض‌های جغرافیایی بالا و مناطق مرطوب به میزان ۱۰ تا ۴۰ درصد و کاهش آن‌ها به اندازه‌ی ۱۰ تا ۳۰ درصد در عرض‌های میانه و مناطق گرمسیر و خشک می‌شود. با توجه به تاثیر متفاوت تغییر اقلیم در مناطق گوناگون دنیا، در این مطالعه فقط بر مرور نتایج مطالعات انجام شده در نقاط گوناگون کشور و مقایسه‌ی آن‌ها با نتایج این پژوهش پرداخته شده است. در زمینه‌ی تحلیل روند بارش در مناطق گوناگون دنیا مطالعات متعددی صورت گرفته است که به عنوان نمونه می‌توان به مطالعات انجام شده به وسیله ی لتنمایر و همکاران [۱۸]، کارل و نایت [۱۷]، سیرانو و همکاران [۲۴]، مولنار و رامیرز [۲۰]، زو و همکاران [۲۶]، پیکارتا و همکاران [۲۲]، ژانگ و همکاران [۲۹] و هن [۱۴] اشاره نمود.

جاوری [۱] تغییرات زمانی دما و بارش در ایران را با استفاده از آزمون‌های آماری به صورت مدل‌های ثابت و متغیر بررسی نمود و نشان داد که تغییرات زمانی بارش و دما تنوع بیش‌تری را داشته که این تغییرات در قالب حرکات تصادفی، تغییرات روند دار و نوسانات فصلی و دوره‌ای پدیدار می‌شوند. کاویانی و عساکره [۵] تحلیل روند بارش را برای ایستگاه اصفهان در دوره‌ی آماری ۱۰۳ ساله با استفاده از روش‌های پارامتری و ناپارامتری انجام دادند. نتایج به دست آمده نشان داد که هیچ گونه روندی در هیچ کدام از روش‌های به کار گرفته مشاهده نشد. خلیلی و بذرافشان [۲] روند تغییرات بارندگی‌های سالانه، فصلی و ماهانه ۵ ایستگاه ایران در طی دوره‌ی آماری ۱۸۹۳ تا ۲۰۰۱ را با استفاده از روش پارامتری t- استیودنت و روش ناپارامتری من- کندال تجزیه و تحلیل نمودند. نتایج به دست آمده وجود هیچ نوع روند معنی‌داری را در سری‌های بارش سالانه در ایستگاههای مورد مطالعه تأیید نکرد، اما در سری‌های بارش فصلی، هم روند افزایشی و هم روند کاهشی قابل مشاهده بود که برای بیش‌تر ایستگاهها روند مشاهده شده معنی‌دار نبوده است. کتیرایی بروجردی [۶] به بررسی روند تغییرات روزانه‌ی بارندگی ۳۸ ایستگاه ایران در دوره‌ی آماری ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱ پرداختند. آن‌ها در این بررسی جهت تحلیل روند بارش کل سالانه، تعداد روزهای بارانی و شدت بارش روزانه روش پارامتری حداقل مربعات خطا و روش ناپارامتری من- کندال را به کار بردند. نتایج بدست آمده نشان دهنده‌ی وقوع برخی روندهای افزایشی و کاهشی در بارش کل سالانه ایستگاههای گوناگون بود. بارش فصل بهار در بیش‌تر ایستگاههای مورد مطالعه روند کاهشی داشت و روند تعداد روزهای بارانی سالانه و فصلی (به استثنای فصل بهار) در بیش‌تر ایستگاهها افزایشی و معنی‌دار و روند شدت بارش روزانه و فصلی (به ویژه فصل بهار) در بیش‌تر ایستگاهها کاهشی تشخیص داده شد. حجام و همکاران [۳] روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه‌ی چند ایستگاه در حوضه‌ی مرکزی ایران را با استفاده از روش‌های ناپارامتریک من- کندال و Sen's Estimator Slope مورد بررسی قرار دادند. نتایج آنها نشان داد که هر دو روش وجود روند کاهشی و معنی‌دار را در برخی از سری‌های زمانی بارش نشان می‌دهند، ولی هیچ روند افزایشی و معنی داری به صورت توام به وسیله ی هر دو روش مورد تایید قرار نگرفت. مرور منابع در این زمینه بیانگر این است که روند افزایشی و یا کاهشی همگنی برای تمامی مناطق و ایستگاهها وجود ندارد که ممکن است به دلایل گوناگون از جمله تغییرپذیری مکانی شدید رژیم بارش و عوامل موثر بر آن، متفاوت بودن نحوه و دستگاههای اندازه‌گیری و طول دوره ی پایش باشد. به هر حال روند بارش در هر منطقه یا ایستگاه متفاوت است، بنابراین مطالعات منطقه‌ای جهت تشخیص روند به منظور استفاده در مطالعات هیدرولوژی و برنامه‌ریزی منابع آب امری ضروری به نظر می‌رسد. در صورت اثبات وجود روند در سری مشاهدات، محاسبات انجام شده جهت تعیین بارش طرح و یا دبی طرح دچار اریبی خواهد بود و در صورت وجود روند مثبت ریسک شکست طرح افزایش خواهد یافت و در صورت وجود روند منفی هزینه‌های صرف شده بیش از حد مورد نیاز طرح خواهد شد، بنابراین لازم است که در مطالعات و برنامه‌ریزی‌ها و اجرای طرح‌های زیربنایی و مدیریت منابع آب از وجود و یا عدم وجود روند در سری‌های مورد استفاده اطمینان حاصل شود.

## مواد و روش‌ها

### منطقه‌ی مورد مطالعه

حوضه‌ی آبخیز گرگانرود با مساحت ۱۰۱۹۷ کیلومتر مربع یکی از حوضه‌های شمال شرق کشور بوده که بخش گسترده‌ای از آن در استان گلستان قرار دارد. این حوضه با مختصات طول شرقی ۵۴ ْ۱۰ تا ۵۶ ْ۲۶ و عرض شمالی ۳۵ ْ۳۶ تا ۳۸ ْ۱۵ محصور شده است [۸]. بر اساس طبقه‌بندی دومارتن، حوضه‌ی آبخیز گرگانرود دارای اقلیم‌های مرطوب، نیمه مرطوب، مدیترانه‌ای، نیمه خشک و خشک می‌باشد. مرطوب‌ترین ماههای این منطقه شامل آذر، دی، بهمن و اسفند بوده و خشک‌ترین ماه آن شهریور است. میانگین بارندگی نقاط گوناگون حوضه‌ی گرگانرود بسیار متفاوت بوده و میزان آن از ۲۰۲ میلی‌متر در رباط قره بیل تا ۹۰۳ میلی‌متر در پس پشته متغیر است. در این پژوهش هفت ایستگاه باران‌سنجی از حوضه‌ی آبخیز گرگانرود واقع در استان گلستان با پایه‌ی مشترک آماری ۳۱ ساله (۱۳۵۳ تا ۱۳۸۳) بارش روزانه انتخاب گردیدند. دمای سالانه‌ی نقاط گوناگون حوضه بسیار متغیر بوده و از صفر درجه‌ی سانتی‌گراد در ارتفاعات البرز تا بیش از ۱۷/۵ درجه‌ی سانتی‌گراد در بخش‌های شمال شرقی حوضه متغیر است. جدول (۱) ویژگی‌های ایستگاههای منتخب را نشان می‌دهد.

### انتخاب آزمون آماری

روش‌های متعددی برای تشخیص روند در سری‌های زمانی داده‌های هیدرومتئورولوژیک وجود دارد. آزمون‌های آماری


Archive of SID
www.SID.ir

جدول۱ - ویژگی های ایستگاههای هواشناسی مورد استفاده در این مطالعه

| ایستگاه | طول جغرافیایی شرقی | عرض جغرافیایی شمالی | ارتفاع از سطح دریا (متر) | نوع ایستگاه |
|---|---|---|---|---|
| رباط قره بیل | ۵۰°۱۵′ | ۳۴°۱۵′ | ۱۴۵۰ | تبخیرسنجی |
| چشمه خان | ۵۶°۵۰′ | ۳۷°۲۲′ | ۱۲۵۰ | تبخیرسنجی |
| تنگراه | ۵۵°۴۴′ | ۳۷°۱۵′ | ۳۳۰ | بارانسنجی |
| تمر | ۵۵°۲۹′ | ۳۷°۲۸′ | ۱۳۲ | بارانسنجی |
| اوغان گالیکش | ۵۵°۲۷′ | ۳۷°۱۵′ | ۲۵۰ | بارانسنجی |
| لزوره مینودشت | ۵۵°۲۳′ | ۳۷°۱۳′ | ۱۹۰ | بارانسنجی |
| گنبد | ۵۵°۰۸′ | ۳۷°۱۴′ | ۳۶ | تبخیرسنجی |

تشخیص روند شامل رگرسیون خطی، رو اسپیرمن[1]، تی سن[2]، من- کندال[3] و کندال فصلی[4] می باشند. مرور مطالعات متعدد انجام شده در زمینه ی بررسی روند متغیرهای هیدرومتئورولوژیکی نشان می دهد که دو روش رگرسیون خطی و من- کندال بیش تر از آزمون های دیگر استفاده شده اند، بنابراین در این پژوهش از این دو روش استفاده شده است. روش نخست روشی پارامتریک و روش دوم ناپارامتریک است. روی هم رفته، هر کدام از این روش ها دارای برتری ها و نقاط ضعفی هستند.

## آزمون رگرسیون خطی ساده

روش رگرسیون خطی ساده یک روش پارامتریک بر مبنای آزمون تی- استیودنت است. این روش شامل دو مرحله است. در مرحله ی نخست، یک رابطه ی رگرسیون خطی ساده بین زمان به عنوان متغیر مستقل و متغیر هیدرولوژیکی (در این جا بارش) به عنوان متغیر وابسته برقرار می شود. در مرحله ی بعد آزمون تی- استیودنت[5] برای تعیین سطح معنی داری شیب خط رگرسیون به دست آمده استفاده می شود. برای این منظور ابتدا پارامتر آماری T از رابطه ی زیر محاسبه می شود.

$$T=\frac{\hat{b}}{SE(\hat{b})} \qquad (۱)$$

به گونه ای که $\hat{b}$ شیب خط رگرسیون و $SE(\hat{b})$ بیانگر خطای استاندارد $\hat{b}$ می باشد. برای فرض صفر که عدم وجود رابطه ی خطی بین داده های مشاهداتی و زمان را ادعا می کند، پارامتر آماری T از توزیع t با درجه ی آزادی n-2 تبعیت می کند که در آن n بیانگر طول دوره ی آماری یا تعداد کل مشاهدات است. برای سطح اعتماد $\alpha$ فرض صفر پذیرفته می شود اگر $|T|<t_{\alpha/2,n-2}$ باشد و گرنه وجود روند در سری زمانی اثبات می گردد.

نکته ی مهم در کاربرد تی- استیودنت این است که نخست: داده ها بایستی مستقل باشند و دوم: از توزیع نرمال تبعیت نمایند. برای تعیین استقلال داده ها معمولا از ضریب خود همبستگی[6] بین داده های متوالی استفاده می شود. برای این منظور مقادیر ضریب خود همبستگی (ACF) بین داده های متوالی برای گام های تاخیر گوناگون محاسبه می شود[۱۲].

$$\rho_m=\frac{Cov(x_t, x_{t+m})}{Var(x_t)}=\frac{\frac{1}{n-m}\sum_{t=1}^{n-m}(x_t-\bar{x})(x_{t+m}-\bar{x})}{\frac{1}{n-1}\sum_{t=1}^{n}(x_t-\bar{x})^2} \qquad (۲)$$

به گونه ای که $x_t(t=1.2.3,...)$ سری زمانی مورد آزمایش، همان $x_{t+m}$ سری زمانی مورد آزمایش با m گام تاخیر و $\bar{x}$ میانگین سری زمانی است. دامنه ی تغییرات $\rho$ بین ۱- تا ۱+ خواهد بود. برای $m=0$ مقدار $\rho$ برابر ۱ است. برای سری های زمانی کاملا تصادفی مقدار $\rho_m$ برای $m\neq0$ صفر خواهد بود. اگر سری مقادیر ضرایب خود همبستگی برای تمام گام های تاخیر در محدوده ی اطمینان ۹۵ درصد مقدار بحرانی که از رابطه ی زیر به دست می آید، قرار گیرد سری داده های مورد آزمایش در سطح اطمینان ۹۵ درصد مستقل خواهد بود[۱۲].

$$\frac{u}{l}=(-1\pm Z_{1-\alpha/2}\sqrt{n-2}/n-1) \qquad (۳)$$

به گونه ای که n طول سری داده ی مورد آزمایش، l و u حدود پایین و بالای اطمینان، $\alpha$ سطح اعتماد (که در اینجا ۵ درصد است) و Z مقدار بحرانی توزیع نرمال استاندارد در سطح اعتماد $\alpha$ است.

در صورت معنی دار بودن همبستگی زمانی داده ها یا به بیان دیگر در صورت عدم استقلال داده ها بایستی پیش از اجرای آزمون های روند تاثیر همبستگی زمانی از بین برده شود و یا به کم ترین حد ممکن کاهش داده شود.

یکی از روش های مرسوم انجام عملیات پری- وایتنینگ[7]

1- Spearman's Rho
2- Sen's T
3- Mann- Kendall
4- Seasonal Kendall
5- t- Student
6- Autocorrelation or Serial Correlation
7- Pre- Whitening


Archive of SID
www.SID.ir

است[۵]. ون استورچ[۲۵] رابطه‌ی زیر را برای پری- وایتنینگ سری‌های زمانی دارای همبستگی معنی‌دار با یک گام تاخیر پیشنهاد داده است.

$$Y_t = x_t - \rho_1 x_{t-1} \qquad (۴)$$

که در آن $x_t$ سری داده‌های خام؛ $x_{t-1}$ سری داده‌های خام با یک گام تاخیر؛ $\rho_1$ ضریب همبستگی بین داده‌ها با یک گام تاخیر و $y_t$ سری داده تصحیح یا تیمار شده است.

البته بایستی اشاره شود که مطالعات صورت گرفته به وسیله‌ی یو و وانگ[۲۷] نشان می‌دهد که در صورت وجود روند در سری داده‌ها، تاثیر همبستگی زمانی بر آزمون روند بستگی به اندازه‌ی نمونه (تعداد داده)، مقدار ضریب همبستگی زمانی و بزرگی یا مقدار روند دارد. به گونه‌ای که اگر تعداد داده‌ها زیاد و اندازه‌ی روند بزرگ باشد، همبستگی زمانی تاثیری معنی دار بر نتایج آزمون روند ندارد. روش‌های گوناگونی نیز برای آزمون نرمال بودن داده‌ها وجود دارد. در این پژوهش از روش گرافیکی QQplot و روش‌های آماری آزمون لیلیفورس[1] و آزمون شاپیرو- ویلک[2] استفاده گردید [۱۱و۲۳]. به دلیل شباهت نتایج به دست آمده از این روش‌ها، در بخش نتایج فقط بخشی از نتایج روش گرافیکی QQplot و تمام نتایج روش آزمون شاپیرو- ویلک ارایه شده است. پارامتر آماری شاپیرو- ویلک (W) از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید.

$$W = \frac{\left[\sum_{i=1}^{n} a_i x_i\right]^2}{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2} \qquad (۵)$$

که در آن $x_i$ مقدار مشاهده‌ی مورد نظر در رتبه‌ی i ام سری مشاهدات مرتب شده، n تعداد کل مشاهدات و $a_i$ ضریبی است که برای هر مشاهده i ام از جدول‌های ویژه‌ی این آزمون به دست می‌آید.

در این روش چنانچه مقدار P به دست آمده برای پارامتر شاپیرو- ویلک (W) بیش‌تر از ۰/۰۵ باشد، نتیجه می‌گیریم که سری داده‌ها در سطح اعتماد ۹۵ درصد از توزیع نرمال تبعیت می‌نمایند.

گفتنی است که تمامی تجزیه و تحلیل‌های آماری این پژوهش در محیط آماری و برنامه نویسی R انجام شده است.

## آزمون من- کندال

یکی دیگر از روش‌های بررسی تغییر روند داده‌ها، آزمون ناپارامتریک من- کندال است. در حقیقت این روش برای نخستین بار به وسیله‌ی من در سال ۱۹۴۵ استفاده شد و کندال در سال ۱۹۷۵ توزیع آماری این آزمون را به دست آورد. این روش یکی از بهترین روش‌های آشکارسازی و تعیین روند داده‌هاست و همان گونه که در بخش مرور منابع آمده است، پژوهشگران زیادی از این روش برای تشخیص روند پارامترهای اقلیمی و هیدرولوژیکی استفاده کرده اند[۳].

آزمون ناپارامتریک من- کندال بر خلاف آزمون های پارامتریک همچون رگرسیون خطی، تابع توزیع مشخصی را برای سری داده‌ها فرض نمی‌کند. در حالی که قدرت تشخیص آن نیز به اندازه‌ی آزمون‌های پارامتریک است[۱۸]. به همین دلیل سازمان جهانی هواشناسی، آزمون من- کندال را برای بررسی و تشخیص روند در سری های زمانی اکیداً توصیه می کند[۱۹].

در این روش داده‌ها به ترتیب زمان وقوع مرتب می‌شوند و هر داده با تمام داده‌های پس از خود مقایسه می‌شود. مراحل انجام این آزمون به ترتیب زیر است:

$$S = \sum_{i+1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^{n} \text{sign}(x_i - x_j) \qquad (۶)$$

$$\text{sign}(\theta) = \begin{cases} 1 & \text{اگر } \theta>0 \\ 0 & \text{اگر } \theta=0 \\ -1 & \text{اگر } \theta<0 \end{cases} \qquad (۷)$$

برای متغیرهای تصادفی مستقل و دارای توزیع یکنواخت و بدون گره (دو یا چندین داده با مقادیر عددی مساوی که در یک سری مرتب شده به دنبال هم قرار می گیرند) میانگین و واریانس S به صورت زیر است:

$$E(S) = 0$$

$$Var(S) = \frac{n(n1)(2n+5)}{18} = \sigma^2 \qquad (۸)$$

اگر در سری داده‌ها گره[3] وجود داشته باشد، مقدار واریانس از رابطه‌ی زیر محاسبه خواهد شد:

$$S = \frac{n(n-1)(2n-5)\sum_{i+1}^{n} t_i(i)(i-1)(2i-5)}{18} \qquad (۹)$$

به گونه‌ای که $t_i$ تعداد گره با ظرفیت i را نشان می‌دهد. برای مثال اگر در یک سری داده، فقط دو عدد با مقادیر مساوی وجود داشته باشد، یک گره با ظرفیت دو ($t_2=1$) خواهیم داشت.

اگر تعداد داده‌های یک سری بیش از ۱۰ عدد باشد، S از توزیع نرمال تبعیت خواهد کرد و مقدار معیار آماری استاندارد (Z) به صورت زیر خواهد بود:

$$Z_s = \begin{cases} \frac{S-1}{\sigma} & \text{اگر } S>0 \\ 0 & \text{اگر } \theta=0 \\ \frac{S-1}{\sigma} & \text{اگر } S<0 \end{cases} \qquad (۱۰)$$

بنابراین در یک آزمون دو سویه، برای تشخیص روند در سطح اعتماد $\alpha$ فرض صفر رد خواهد شد اگر مقدار $Z_s$ بزرگ‌تر یا مساوی Z جدول باشد.

برای بررسی معنی‌داری روند داده‌ها در سری های فصلی، سالانه، بیشینه‌ی بارش ۲۴ ساعته و نیز تعداد روزهای بارانی، چنانچه مقادیر مطلق z به دست آمده از آزمون من- کندال از عدد

1- Lilliefors

2- Shapiro- Wilk

3- Tie



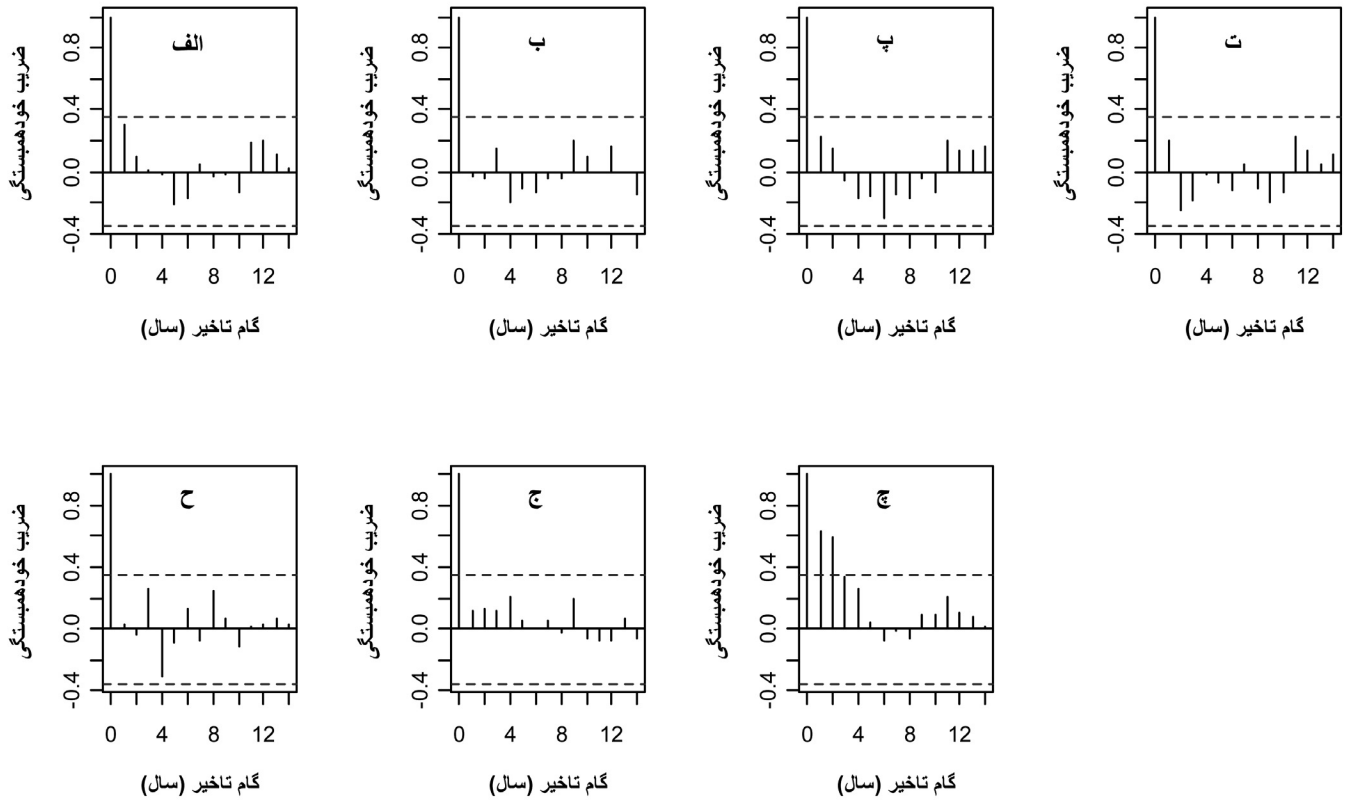
Archive of SID
www.SID.ir

۱/۹۶ بزرگ تر باشد، آنگاه در سطح ۵ درصد روند داده ها معنی دار خواهند بود و چنانچه مقدار Z از عدد ۲/۵۶ بزرگ تر باشد، آنگاه در سطح ۱ درصد نیز معنی دار خواهند بود. در روش آزمون رگرسیون خطی چنانچه مقدار P به دست آمده برای ضریب همبستگی کم تر از ۰/۰۵ و ۰/۰۱ باشد، روند به دست آمده به ترتیب در سطح اعتماد ۹۵ و ۹۹ درصد معنی دار خواهد بود. شیب منفی خط رگرسیون بیانگر روند منفی و شیب مثبت بیانگر روند مثبت در سری مشاهدات خواهد بود.

## بحث و نتایج

همان گونه که پیش تر اشاره شد، شرط استفاده از آزمون رگرسیون خطی این است که داده های سری مشاهدات بایستی مستقل باشند و از توزیع نرمال تبعیت کنند. به همین دلیل در ابتدا مستقل و نرمال بودن داده ها در تمامی ایستگاهها به گونه ی جداگانه مورد آزمون قرار گرفت. برای بررسی استقلال داده ها ضرایب خود همبستگی برای گام های تاخیر گوناگون برای هریک از سری های مشاهدات در تمام ایستگاهها محاسبه و روی نمودارهای توابع خود همبستگی (ACF) ترسیم شدند. نتایج محاسبه برای تمام ایستگاهها نشان داد که به جز سری مشاهدات تعداد روزهای بارانی برای گام های تاخیر ۱ تا ۳ سال، برای سایر سری مشاهدات برای گام های زمانی گوناگون مستقل می باشند. برای مثال نمودارهای ACF سری های مشاهداتی ایستگاه تنگراه در شکل (۱) ارایه شده است. در این شکل مشاهده می گردد که برای سری مشاهدات تعداد روزهای بارانی، ضرایب خود همبستگی داده های متوالی با گام های تاخیر ۱ تا ۳ سال بیرون از محدوده ی سطح اعتماد ۹۵ درصد قرار می گیرند. از آن جا که تعداد داده های سری مشاهدات در ایستگاههای مورد مطالعه طولانی است و مقدار روند مشاهده شده برای سری مشاهدات تعداد روزهای بارانی برای تمامی ایستگاهها بزرگ است و حتی در سطح اعتماد ۹۹ درصد نیز روندهای مشاهده شده معنی دار می باشند، تاثیر خود همبستگی بر نتایج آزمون روند قابل چشم پوشی در نظر گرفته شد.

در بررسی رعایت شرط نرمال بودن داده ها، دو روش لیلیفورس و شاپیرو- ویلک نتایج کاملا مشابهی را ارایه نمودند، بنابراین در این مقاله فقط نتایج آزمون شاپیرو- ویلک به طور خلاصه در جدول (۲) ارایه شده است. روش های آماری خیلی زیادی برای آزمون نرمال بودن سری مشاهدات وجود دارد، اما بیش تر کارشناسان با تجربه ترجیح می دهند که فقط به آزمون گرافیکی QQplot بسنده کنند[۱۵]. در این پژوهش نیز مقایسه ی نتایج منحنی های QQplot با آزمون های آماری لیلیفورس و شاپیرو- ویلک نشان داد که وقتی آزمون های آماری، یک سری مشاهدات را غیر نرمال نشان می دهند،



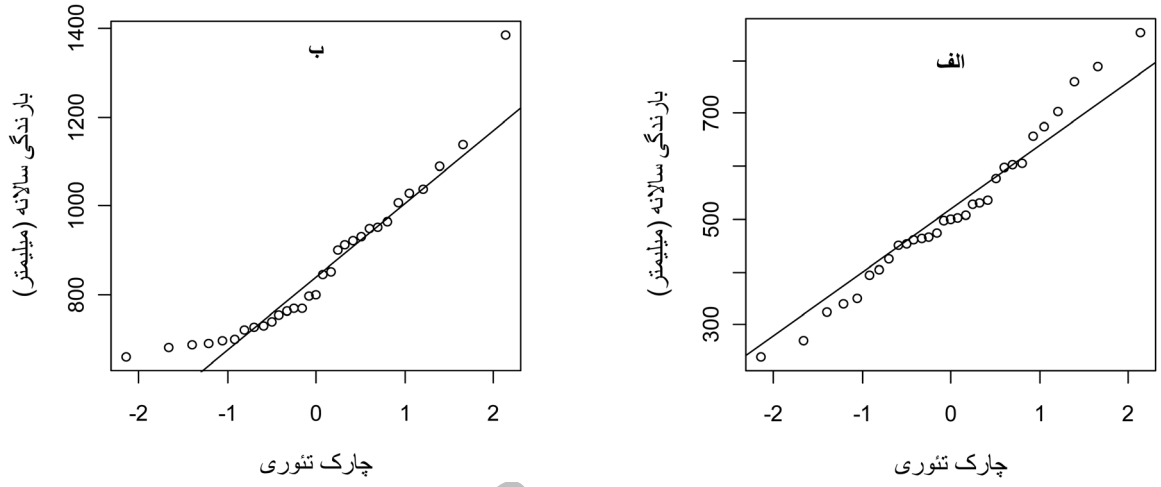

**شکل ۱ - نمودارهای ضرایب خود همبستگی سری مشاهدات مربوط به بارش ایستگاه تنگراه. الف- بارش سالانه، ب- بارش فصل پاییز، پ- بارش فصل زمستان، ت- بارش فصل بهار، ح- بارش فصل تابستان، ج- بیشینه ی بارش روزانه و چ- تعداد روزهای بارانی**



www.SID.ir

منحنی QQplot نیز چنین امری را تایید می نماید. به گونه ای که برای سری مشاهدات غیرنرمال ابتدا و یا انتهای منحنی، چولگی شدیدی را نشان می دهند که بیانگر غیر نرمال بودن داده ها است. برای مقایسه ی سری های نرمال و غیر نرمال بر روی نمودار QQplot، سری بارندگی سالانه ی ایستگاههای لزوره و تمر در شکل (۲) نشان داده شده است. همان گونه که مشاهده می شود، چولگی شدیدی در ابتدای منحنی QQplot مربوط به ایستگاه لزوره مشاهده می شود. برای این ایستگاه آزمون های آماری دیگر نیز غیر نرمال بودن توزیع بارش سالانه را تایید می کنند (جدول۲). در حالی که برای ایستگاه تمر سری مشاهدات بارش سالانه بر روی نمودار QQplot تقریبا در امتداد یک خط مستقیم قرار دارند که بیانگر نرمال بودن آن است و نتایج آزمون های دیگر نیز توزیع بارش سالانه این ایستگاه را نرمال نشان می دهند.

نتایج به دست آمده از آزمون شاپیرو- ویلک که در جدول (۲) خلاصه شده است، نشان می دهد که در سطح اعتماد ۹۵ درصد، سری مشاهدات بارش سالانه و فصل های گوناگون بیش تر ایستگاهها از توزیع نرمال تبعیت نمی کنند. برای مثال سری داده های سالانه ی ایستگاههای رباط قره بیل، گالیکش، گنبد و لزوره از توزیع نرمال تبعیت نمی کنند زیرا مقدار P به دست آمده برای پارامتر شاپیرو- ویلک کم تر از ۰/۰۵ است. در واقع به دلیل آن که سری داده های بارش سالانه و فصل های گوناگون در بیش از ۵۰ درصد ایستگاهها از توزیع نرمال تبعیت نمی کنند، می توان نتیجه گرفت که



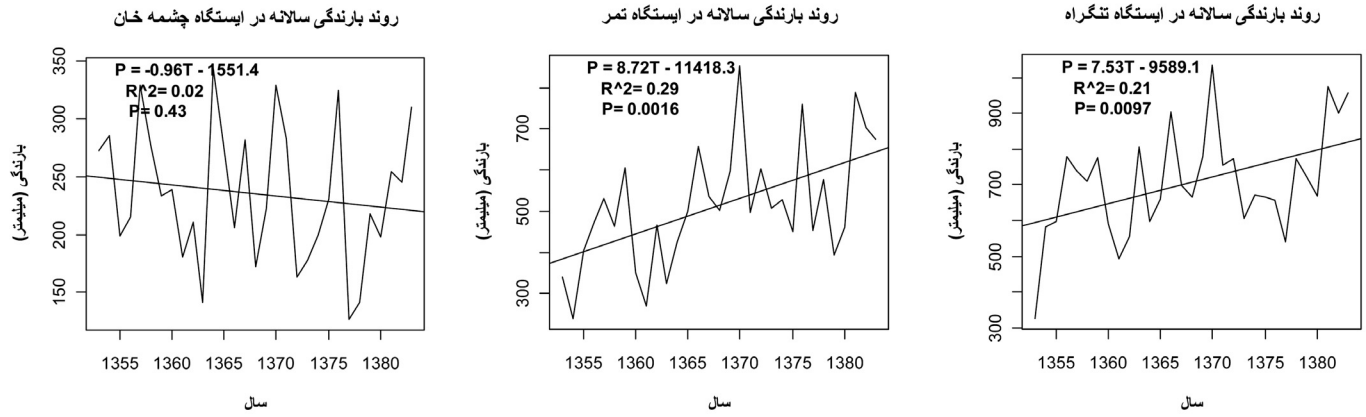

**شکل۲- منحنی های QQplot میانگین بارش سالانه ایستگاه های الف- تمر و ب- لزوره در دوره آماری ۱۳۵۳ الی ۱۳۸۳**

**جدول ۲- نتایج آزمون شاپیرو- ویلک جهت تشخیص نرمال و یا غیرنرمال بودن سری مشاهدات در ایستگاههای مورد مطالعه**

| نام ایستگاه | سالانه | | پاییز | | زمستان | | بهار | | تابستان | | بیشینه ی ۲۴ ساعته | | تعداد روزهای بارانی | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | P** | W* | P | W | P | W | P | W | P | W | P | W | P | W |
| چشمه خان | ۰/۵۸ | ۰/۹۷ | ۰/۴۶ | ۰/۹۷ | ۰/۲۵ | ۰/۹۶ | ۰/۴۶ | ۰/۹۷ | ۰/۰۰ | ۰/۷۹ | ۰/۰۰ | ۰/۶۹ | ۰/۱۱ | ۰/۹۴ |
| رباط قره بیل | ۰/۰۲ | ۰/۹۲ | ۰/۰۲ | ۰/۹۲ | ۰/۰۱ | ۰/۹۱ | ۰/۰۶ | ۰/۹۳ | ۰/۰۰ | ۰/۸۹ | ۰/۴۶ | ۰/۹۷ | ۰/۱۲ | ۰/۹۵ |
| گالیکش | ۰/۰۳ | ۰/۹۳ | ۰/۱۴ | ۰/۹۵ | ۰/۰۶ | ۰/۹۴ | ۰/۰۱ | ۰/۹۰ | ۰/۰۰ | ۰/۵۸ | ۰/۰۰ | ۰/۶۴ | ۰/۸۳ | ۰/۹۸ |
| گنبد | ۰/۰۳ | ۰/۹۳ | ۰/۳۸ | ۰/۹۶ | ۰/۵۶ | ۰/۹۷ | ۰/۰۰ | ۰/۸۶ | ۰/۰۱ | ۰/۹۱ | ۰/۰۴ | ۰/۹۳ | ۰/۴۲ | ۰/۹۷ |
| لزوره | ۰/۰۰۶ | ۰/۹۰ | ۰/۵۳ | ۰/۹۷ | ۰/۸۵ | ۰/۹۸ | ۰/۰۱ | ۰/۹۱ | ۰/۰۰ | ۰/۶۵ | ۰/۰۰ | ۰/۷۸ | ۰/۴۱ | ۰/۹۷ |
| تمر | ۰/۷۶ | ۰/۹۸ | ۰/۰۲ | ۰/۹۲ | ۰/۶۹ | ۰/۹۸ | ۰/۰۰ | ۰/۸۹ | ۰/۰۰ | ۰/۸۸ | ۰/۳۴ | ۰/۹۶ | ۰/۰۱ | ۰/۹ |
| تنگراه | ۰/۶۱ | ۰/۹۷ | ۰/۹۸ | ۰/۹۹ | ۰/۰۴ | ۰/۹۳ | ۰/۰۸ | ۰/۹۰ | ۰/۸۶ | ۰/۹۸ | ۰/۰۰ | ۰/۷۹ | ۰/۱۸ | ۰/۹۵ |

* پارامتر شاپیرو - ویلک ** سطح احتمال


www.SID.ir




**شکل۳- روند بارش سالانه ی ایستگاههای تنگراه، تمر و چشمه خان**

استفاده از روش آزمون خطی برای تجزیه و تحلیل روند داده های بارش این منطقه روشی مناسب نمی باشد زیرا همان گونه که پیش تر گفته شد، یکی از شرایط استفاده از این روش این است که سری مشاهدات بایستی از توزیع نرمال تبعیت نمایند، بنابراین در این پژوهش روش آزمون خطی فقط برای آن دسته از سری مشاهدات که نرمال هستند، استفاده خواهد شد تا بتوان مقایسه ای را بین نتایج آزمون پارامتریک خطی با نتایج آزمون نا پارامتریک من- کندال انجام داد و قدرت تشخیص روند و درستی روش های ناپارامتریک را ارزیابی نمود. روابط همبستگی بین متغیرهای بارش و زمان برای سری های مشاهداتی که از توزیع نرمال تبعیت می کنند، در جدول (۳) ارایه شده اند. همچنین رابطه ی روند خطی بارش سالانه ی سه ایستگاه تمر، تنگراه و چشمه خان در شکل (۳) نشان داده شده است.

نتایج دو روش رگرسیون خطی و من- کندال در جدول (۳) خلاصه شده است. تجزیه و تحلیل آماری داده ها به روش من- کندال نشان می دهد که در ایستگاههای تمر، تنگراه و گنبد در سطح ۵ درصد روند افزایشی معنی دار در مشاهدات بارندگی سالانه وجود دارد. از لحاظ بارندگی های فصلی، بارندگی فصل پاییز در بیش تر ایستگاه ها روند صعودی را نشان می دهد، ولی تنها در ایستگاه تمر روند افزایشی در سطح اعتماد ۹۵ درصد معنی دار است. داده های بارندگی فصل زمستان در هیچ کدام از ایستگاهها روند صعودی یا نزولی معنی داری نداشته اند. همچنین بارندگی فصل بهار نیز در هیچ یک از ایستگاهها روند معنی دار را نشان نمی دهد. مشاهده های بارندگی فصل تابستان در تمام ایستگاهها روند صعودی را نشان می دهند، ولی فقط در ایستگاههای تمر، چشمه خان و گنبد روند صعودی در سطح ۹۵ درصد معنی دار است. از نظر بارندگی های بیشینه ی ۲۴ ساعته، ایستگاههای رباط قره بیل و گالیکش روند نزولی را نشان می دهند که مقدار این روند در ایستگاه گالیکش در سطح اعتماد ۹۵ درصد معنی دار است. در سایر ایستگاهها روند صعودی مشاهده می شود، ولی فقط در ایستگاههای تمر و تنگراه روند صعودی در سطح اعتماد ۹۹ معنی دار است. در مورد تعداد روزهای بارانی، تمام ایستگاهها روند صعودی را نشان می دهند به گونه ای که به جز ایستگاههای تمر و چشمه خان، روند مشاهده شده در سایر ایستگاهها حتی در سطح اعتماد ۹۹ درصد نیز معنی دار هستند.

مقایسه ی نتایج آزمون ناپارامتریک من- کندال و پارامتریک رگرسیون خطی نشان می دهد که این دو روش نتایج کاملا مشابهی را ارایه می دهند. به بیان دیگر هرگاه برای یک سری مشاهدات آزمون من- کندال یک نوع روند را در سطح اعتماد معینی نشان دهد، روش رگرسیون خطی نیز چنین روندی را تایید می نماید، مشروط بر این که سری مشاهدات نرمال باشند.

## نتیجه‌گیری

با توجه به یافته های این پژوهش می توان بیان نمود که امکان استفاده از روش های پارامتریک همچون رگرسیون خطی برای مطالعه و بررسی روند سری های مشاهدات بارندگی همیشه امکان پذیر نمی باشد. چون استفاده از روش های پارامتریک به دلیل فرضیاتی که در کاربرد این روش ها لحاظ شده است، محدود است. در این مطالعه مشخص گردید که بیش از ۵۰ درصد سری های مشاهدات بارندگی بررسی شده نرمال نمی باشند در حالی که شرط نرمال بودن از پیش فرض های روش رگرسیون خطی است، لذا پیشنهاد می گردد که با وجود ساده بودن روش های پارامتریک تشخیص روند از کاربرد آن ها بدون اطمینان از برقرار بودن پیش فرض های آنها پرهیز شود.

تجزیه و تحلیل روند بارندگی سالانه در ایستگاههای مطالعه شده نشان داد که در بیش تر ایستگاهها جهت روند مشاهده شده صعودی و فقط در یک ایستگاه نزولی است. هر چند که اندازه ی روند در ایستگاههای گوناگون متفاوت است، بنابراین می توان گفت که مقدار بارندگی سالانه در حوزه ی آبخیز گرگانرود سیر صعودی داشته و طی سه دهه ی اخیر، منطقه به تدریج مرطوب تر شده است. این یافته ی پژوهش با یافته های غریب و مساعدی [۷] همسو و با نتایج حجام و همکاران [۳] نا همسو می باشد. غریب و مساعدی [۷] با بررسی روند آمار بارش ۵ ایستگاه در بخشی از حوضه ی آبریز

Archive of SID


www.SID.ir

**جدول۳- معادله به دست آمده برای متغیرهای بارش دارای توزیع نرمال در ایستگاه‌های مورد مطالعه**

| ایستگاه | متغیر | معادله | $R^2$ | t- Value | سطح معنی‌داری |
|---|---|---|---|---|---|
| تمر | بارش سالانه | P=۸/۷۲t -۱۱۴۱۸/۳۳ | ۰/۲۹ | ۳/۴۷ | ۰/۰۰۲** |
| | زمستان | P= ۱/۷۳t - ۲۱۸۸/۷۷ | ۰/۰۹۵ | ۱/۷۵ | ۰/۰۹۲ |
| | بیشینه ی بارش ۲۴ ساعته | D=۰/۷۱t -۹۴۳ | ۰/۲۷ | ۳/۳۱ | ۰/۰۰۲** |
| تنگراه | بارش سالانه | P=۷/۵۳t - ۹۵۸۹/۱۱ | ۰/۲۱ | ۲/۷۷ | ۰/۰۱۰** |
| | پاییز | P= ۱/۶۲t - ۲۰۴۵ | ۰/۰۷۱ | ۱/۴۹ | ۰/۱۵ |
| | بهار | P= ۱/۷۹t - ۲۲۵۸/۶۹ | ۰/۰۲۷ | ۰/۸۹ | ۰/۳۷ |
| | تابستان | P= ۲/۲۵t - ۲۹۶۷/۵۶ | ۰/۱۶ | ۲/۳۹ | ۰/۰۲۴* |
| | تعداد روزهای بارانی | D=۱/۴۷t - ۱۹۳۵/۸۶ | ۰/۶ | ۶/۵۵ | ۰/۰۰۰** |
| گنبد | پاییز | P= ۱/۰۱t - ۱۲۷۵/۲۶ | ۰/۰۷ | ۱/۴۹ | ۰/۱۵ |
| | زمستان | P=۶۷/۰t - ۷۶۶/۸۹ | ۰/۰۲۷ | ۰/۹ | ۰/۳۷ |
| | تعداد روزهای بارانی | D= ۰/۸۱t- ۱۰۴۹۸۶ | ۰/۳۵ | ۳/۹۹ | ۰/۰۰۰** |
| چشمه خان | بارش سالانه | P= -۹۶/۰t + ۱۵۵۱/۴۵ | ۰/۰۲ | -۰/۸ | ۰/۴۳ |
| | پاییز | P= -۵۴/۰t + ۷۹۶/۹ | ۰/۰۵ | -۱/۲۴ | ۰/۲۲ |
| | زمستان | P= -۱/۰۲t +۱۴۷۷ /۸ | ۰/۰۷ | -۱/۴۴ | ۰/۱۶ |
| | بهار | P= -۰/۶۱t + ۹۱۴/۱۹ | ۰/۰۲ | -۰/۷۷ | ۰/۴۵ |
| | تعداد روزهای بارانی | D= ۰/۰۲t + ۴/۵ | ۰/۰۰۰ | ۰/۱۲ | ۰/۹۰ |
| رباط قره بیل | بهار | P= -۰/۲۳t +۳۸۴ /۶۵ | ۰/۰۰۳ | -۰/۲۸ | ۰/۷۷ |
| | بیشینه ی بارش ۲۴ ساعته | P= -۰/۱۸۴t +۲۷۱ /۳۵ | ۰/۰۸ | -۱/۵۴ | ۰/۱۳ |
| | تعداد روزهای بارانی | D= ۰/۶۸t - ۰/۸۹۲/۱۸ | ۰/۲۵ | ۳/۰۹ | ۰/۰۰۴** |
| گالیکش | پاییز | P= ۱/۳۵t - ۱۶۶۵/۳۱ | ۰/۰۴ | ۱/۱۶ | ۰/۲۵ |
| | زمستان | P= ۱/۲۸t - ۱۵۰۱/۰۴ | ۰/۰۴ | ۱/۰۶ | ۰/۲۹ |
| | تعداد روزهای بارانی | D= ۱/۲۷t - ۱۶۶۹/۵۲ | ۰/۳۷۱ | ۴/۱ | ۰/۰۰۰** |
| لزوره | پاییز | P= ۰/۶۲t - ۶۵۴/۱۴ | ۰/۰۰۹ | ۰/۵۱ | ۰/۶۱ |
| | زمستان | P= -۰/۹۵t + ۱۵۸۸/۸ | ۰/۰۳ | -۰/۹۳ | ۰/۳۶ |
| | تعداد روزهای بارانی | D=۰/۹۴t - ۱۲۰۷/۴ | ۰/۲۲ | ۲/۸۳ | ۰/۰۰۸** |

*: معنی دار در سطح ۵ درصد  **: معنی دار درسطح ۱ درصد

گرگانرود نتیجه گیری نمودند که روی هم رفته، روندی افزایشی در مقدار بارندگی سالیانه وجود دارد. حجام و همکاران [۳] با تحلیل روند تغییرات بارندگی های فصلی و سالانه‌ی ۴۸ ایستگاه بارانسنجی واقع در حوضه‌ی مرکزی ایران در بازه‌ی زمانی ۱۳۵۰ تا ۱۳۷۹ نتیجه گیری کردند که روند بارندگی سالانه‌ی بیش‌تر ایستگاههای مورد مطالعه نزولی است که در برخی از آن‌ها روند مشاهده شده در سطح ۹۹ درصد نیز معنی دار است، ولی هیچ گونه روند افزایش معنی دار در هیچ کدام از ایستگاهها مشاهده نمی شود. از سوی دیگر، کتیرایی بروجردی [۶] با بررسی آمار بارش ۳۸ ایستگاه در نقاط گوناگون ایران نشان داد که وقوع روند افزایش و


www.SID.ir

**جدول ۴- نتایج آزمون‌های رگرسیون خطی و من کندال در ایستگاههای مورد مطالعه برای پارامترهای گوناگون بارش**

| ایستگاه | بارش پاییز | | بارش زمستان | | بارش بهار | | تابستان | | بیشینه‌ی بارش ۲۴ ساعته | | تعداد روزهای بارانی | | بارش سالانه | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Man | Reg | Man | Reg | Man | Reg | Man | Reg | Man | Reg | Man | Reg | Man | Reg |
| گنبد | A | A | A | A | A | - | A* | - | A | - | A** | A** | A* | - |
| تمر | A* | - | A | A | A | - | A* | - | A** | A** | A | - | A** | A** |
| چشمه خان | D | - | D | D | D | D | A* | - | A | - | A | A | D | D |
| لزوره | A | A | D | D | D | - | A | - | A | - | A** | A** | A | - |
| رباط قره بیل | A | - | D | - | D | - | A | - | D | D | A** | A** | A | - |
| تنگراه | A | A | A | - | A | - | A* | A* | A** | - | A** | A** | A* | A** |
| گالیکش | A | A | A | - | A | - | A | - | D* | - | A** | A** | A | - |

**Man:** من- کندال **Reg:** رگرسیون **A:** روند صعودی **D:** روند نزولی ***:** معنی دار در سطح ۵ درصد ****:** معنی دار درسطح ۱ درصد

کاهشی بارش سالانه در ایستگاههای گوناگون متفاوت است.

مقدار بارندگی در فصل‌های گوناگون نیز دارای روند یکسان و همگن نمی‌باشد. به گونه‌ای که برای فصل تابستان تمام ایستگاهها و برای فصل پاییز بیش‌تر ایستگاهها روند صعودی را نشان می‌دهند، اما برای فصل زمستان و بهار که در هیچ کدام از ایستگاهها روند معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد مشاهده نمی‌شود، جهت روند در ایستگاههای گوناگون متفاوت است. این یافته مغایر با نتایج خلیلی و بذرافشان [۲] و غریب و مساعدی [۷] می‌باشد. خلیلی و بذرافشان [۲] در بررسی آمار طولانی مدت پنج ایستگاه هواشناسی در نقاط گوناگون کشور نتیجه‌گیری کرده‌اند که در مقیاس ماهانه و فصلی روند معنی داری در سری‌های بارندگی وجود ندارد. نتایج غریب و مساعدی [۷] نشان داد که عموماً مقدار بارندگی فصل‌های بهار و تابستان در حال کاهش است، ولی مقدار بارندگی فصل‌های پاییز و زمستان از روندی افزایشی برخوردار است. در حالی که نتایج مطالعات حجام و همکاران [۳] در حوضه‌ی مرکزی ایران نشان داد که در بیش‌تر ایستگاهها، روند بارش‌های فصل تابستان و پاییز صعودی، ولی غیر معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد است، ولی روند بارندگی‌های فصل بهار و زمستان در بیش‌تر ایستگاهها نزولی و در برخی نیز معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد و بالاتر است. همچنین این پژوهشگران نتیجه گیری نمودند که روندهای حادث شده در منطقه‌ی مرکزی ایران تابع نظمی ویژه نبوده و نمی‌توان وجود روندی ویژه را به بخشی از منطقه‌ی مورد مطالعه و یا کل آن نسبت داد.

بررسی تعداد روزهای دارای بارندگی نشان داد که فراوانی آن‌ها در طول زمان برای تمام ایستگاهها افزایشی معنی‌دار داشته است. این نتیجه همانند یافته‌های کتیرایی بروجردی [۶] و غریب و مساعدی [۷] می‌باشد که روند افزایشی معنی‌داری در تعداد روزهای بارانی سالانه در بیش‌تر ایستگاههای مورد مطالعه گزارش نموده‌اند.

مقایسه‌ی نتایج روش من- کندال و رگرسیون خطی برای سری‌های زمانی که از توزیع نرمال تبعیت می‌کنند، نشان داد که آزمون‌های پارامتریک و ناپارامتریک دارای قدرت مساوی جهت تشخیص روند در سری‌های مشاهدات بارندگی می‌باشند. اونوز و بایازیت [۲۱] نیز با مقایسه‌ی قدرت دو آزمون رگرسیون خطی و من- کندال نتیجه‌گیری نمودند که برای سری‌های زمانی دارای چولگی کم تا متوسط، قدرت دو آزمون یکسان است، ولی برای سری‌های زمانی بدون چولگی قدرت آزمون رگرسیون خطی بیش‌تر است و برای سری‌های زمانی دارای چولگی زیاد آزمون من- کندال بهتر جواب می‌دهد.

به عنوان نکته‌ی پایانی به این موضوع می‌توان اشاره نمود که روند صعودی بارندگی فصل تابستان در تمام ایستگاههای منطقه‌ی مورد مطالعه می‌تواند یکی از دلایل اصلی افزایش فراوانی وقوع سیلاب‌های ناگهانی در سال‌های اخیر باشد.

## منابع


۱- جاوری، م. ۱۳۸۲. تغییرات دما و بارش در ایران، پایان نامه دکترای جغرافیا، دانشگاه تهران.

۲- خلیلی، ع. و بذرافشان، ج. ۱۳۸۳ تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های سالانه، فصلی و ماهانه پنج ایستگاه قدیمی ایران در یکصد و شانزده سال گذشته. بیابان، شماره ۱، جلد نهم. ص۳۳-۲۵.

۳- حجام، س.، خوشخو، ی. و شمس‌الدین وندی، ر. ۱۳۸۷. تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوضه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۴، ص۱۵۷-۱۶۸.

۴- حمادی، ک.، آخوندعلی، ع. م.، بهنیا، ع. و عرب، د.ر. ۱۳۸۶. نقش و بهنگام سازی سری آماری بر ارزیابی سیل طرح (مطالعه موردی: سد مخزنی جره). مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، ۲: ۱۱- ۲۰.





Archive of SID
www.SID.ir

۵- کاویانی، م. و عساکره، ح. ۱۳۸۴. بررسی آماری روند بلند مدت بارش سالانه اصفهان. مجله علمی پژوهشی دانشگاه اصفهان، جلد ۱۸، ص ۱۴۳ - ۱۶۲.

۶- کتیرایی بروجردی، پ. ۱۳۸۴. بررسی روند تغییرات بارندگی در ایران طی دوره ۱۹۶۰ الی ۲۰۰۱. رساله دکتری هواشناسی. دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات، ص ۱۵۰.

۷- غریب، م. و مساعدی، ا. ۱۳۸۲. بررسی نحوه تغییرات زمانی و مکانی بارندگی در بخشی از حوزه آبریز گرگانرود. سومین کنفرانس منطقه ای تغییر اقلیم، اصفهان، ۲۹ مهر الی ۱ آبان ۱۳۸۲. ص ۲۳۴ - ۲۴۰.

۸- محمدی استاد کلایه، ا. ۱۳۸۱. بهینه سازی روابط دبی آب و دبی رسوب معلق در ایستگاه های هیدرومتری رودخانه گرگانرود. پایان نامه کارشناسی ارشد آبخیزداری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، ص ۸۳.

9- Clarke, R. T. 2002. Estimating time trends in gumbel-distributed data by means of generalized linear models. Water Resour. Res., 38(7), 16-11, doi:10.1029/2001WR000917.

10- Cunderlik, J. M. and Burn, D. H. 2002. Non-stationary pooled flood frequency analysis. Journal of Hydrology, 276: 210-223.

11- Dallal, G.E. and Wilkinson, L. 1986. An analytic approximation to the distribution of Lilliefors' test for normality. The American Statistician, 40: 294-296.

12- Haan, C.T. 2003. Statistical methods in hydrology. Second ed., Blackwell Publishing.

13- Han, D., Cluckie, I. D. and Kang, W. 2002. Seasonal trends of rainfall and flow in south west England. In: Proceedings of the second international symposium on flood defense, Beijing, 10 - 14 September 2002, pp. 485- 491.

14- Han, D. 2007. Seasonal rainfall and flow trends within three catchments in south west England. In: S. Begum et al. (eds.), Flood Risk Management in Europe, pp: 275- 292.

15- Hazelton, M.L. 2003. A graphical tool for assessing normality. The American statistician,vol.57, 285- 288.

16- I.P.C.C. (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2007. Summary for policymakers. In: Parry, et al., (Eds.), Climate Change 2007, Impacts, Adaptation, and Vulnerability, Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovermental Panel on Climate Change. Cambrifge University Press. Cambridge, UK, pp. 11.

17- Karl, T.R. and R. W. Knight. 1998. Secular trend of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. Bulletin of the American Meteorological Society, 79: 231-242.

18- Lettenmaier, D.P., Wood, E.F. and Wallis, J.R. 1994. Hydro-climatological trends in the Continental United States, 1948-88. Journal of Climate, 7: 586-607.

19- Mitchell, J. M., Dzerdzeevskii, B., Flohn, H., Hofmeyr, W. L., Lamb, H. H., Rao, K. N. and Wallen, C. C. 1966. Climate change. WMO Technical Note No. 79. World Meteorological Organization. 79pp.

20- Molnar, P. and Ramirez, J. 2001. Recent trends in precipitation and streamflow in the Rio Puerco basin. Journal of Climate, 14: 2317 - 2328.

21- Onoz, B. and Bayazit, M. 2003. The power of statistical tests for trend detection. Turkish J. Eng. Env. Sci., 27: 247 - 251.

22- Piccarreta, M, Capolongo, D, and Boenzi, F. 2004. Trend analysis of precipitation and drought in Basilicata from 1923 to 2000 within southern Italy context. International Journal of Climatology, 24: 907 - 922.

23- Royston, P. 1982. An extension of Shapiro and Wilk's W test for normality to large samples. Applied Statistics, 31: 115-124.

24- Serrano, V. L., Mateos, V. L. and Garcia, J. A. 1999. Trend analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921-1995. Physics and Chemistry of the Earth, (B), 24(2): 85- 90.

25- Von Storch, H. 1995. Misuses of statistical analysis in climate research. In: Von Storch, H. & Navarra (Eds.), Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques, Springer, Berlin.

26- Xu, Z. X., Takeuchi, K. and Ishidaira, H. 2003. Monotonic trend and step changes in Japanese precipitation. Journal of Hydrology, 279: 144- 150.

27- Yue, S. and Pilon, P. 2004. A comparison of the power of the t test, Mann-Kendall and bootstrap tests for trend detection. Hydrol. Sci. J., 49(1): 21- 37.

28- Yue, S. and Wang, C.Y. 2004. The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. Water Resources Management, 18: 201-218.

29- Zhang, Q., Jiang, T., Gemmer, M. and Becker, S. 2005. Precipitation, temperature and runoff analysis from 1950 to 2002 in the Yangtze basin, China. Hydrol. Sci. J., 50(1): 65- 80.

Archive of SID



www.SID.ir