

## تحلیل روند تغییرات زمانی و مکانی دوره‌های خشکسالی و ترسالی شمال غرب کشور بر اساس

### دو شاخص خشکسالی SPI و RAI

مجید منتصری<sup>۱</sup> - بابک امیرعطایی<sup>۲\*</sup> - کیوان خلیلی<sup>۳</sup>

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۸/۲۸

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۲/۲۹

#### چکیده

روند تغییرات بارندگی در یک منطقه می‌تواند نقش بسزایی در تحلیل تغییرات زمانی و مکانی خشکسالی داشته باشد. در این مطالعه با استفاده از داده‌های بارندگی ۳۹ ایستگاه سینوپتیک واقع در شمال غرب کشور (۲۰۱۰-۱۹۸۶)، ابتدا سری‌های زمانی دوره‌های خشکسالی و ترسالی بر اساس دو شاخص خشکسالی بارش استاندارد شده (SPI) و ناهنجاری بارندگی (RAI) تعیین گردیده، سپس به بررسی روند تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی بر اساس سری مقادیر SPI و RAI با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال با حذف اثر معنی‌داری تمامی ضرایب خود همبستگی با تأخیرهای مختلف پرداخته شده است. نتایج علاوه بر تأکید حساسیت روش من-کندال به ضرایب خود همبستگی معنی‌دار با تأخیرهای مختلف در تعیین روند دوره‌های خشکسالی و ترسالی، بیانگر وجود روند منفی (نزولی) در اکثر ایستگاه‌ها و وجود روند منفی معنی‌دار (در سطح اطمینان ۹۵٪) در ایستگاه‌های غرب منطقه مطالعاتی می‌باشد. همچنین شیب خط روند در اکثر ایستگاه‌های مطالعاتی منفی بوده و بیشترین شیب منفی بر اساس شاخص‌های مذکور در ایستگاه مراغه مشاهده گردید. در نهایت، نتایج نشان داد که می‌توان از هر دو شاخص خشکسالی SPI و RAI صرفاً برای تعیین روند تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی به دلیل همبستگی بالای دو شاخص خشکسالی فوق در ارزیابی و تعیین روند تغییرات خشکسالی و ترسالی، استفاده کرد.

**واژه‌های کلیدی:** روند، شیب سین، ضرایب خودهمبستگی داخلی، من-کندال

#### مقدمه

تغییرات آب و هوایی مختلفی طی سال‌های گذشته به ثبت رسیده و گزارشات حاکی از افزایش بارندگی در مقیاس جهانی بوده (۳۱) که تغییرات منطقه‌ای آن قابل توجه می‌باشد (۹)، زیرا روند گرم شدن زمین از لحاظ جغرافیایی یکسان نبوده و این روند در بخش‌های مختلف دنیا مانند آسیای جنوب غربی نسبت به نقاط دیگر، افزایش یافته است (۱۷). لذا بررسی روند تغییرات زمانی و مکانی خشکسالی‌ها می‌تواند از اهمیت بالایی برخوردار باشد.

خشکسالی‌ها پدیده‌های حدی طبیعی هستند که به طور مکرر در سراسر دنیا رخ می‌دهند (۵۱). این پدیده می‌تواند در هر منطقه‌ای رخ دهد، اما اثرات آن در مناطق خشک و نیمه‌خشک زیان بارتر خواهد بود. عموماً خشکسالی‌ها در چهار گروه هواشناسی (کمبود بارندگی در یک منطقه برای یک پرپود زمانی)، کشاورزی (کمبود رطوبت خاک و عدم رشد گیاه برای یک پرپود زمانی بدون تأثیر منابع آب سطحی)، هیدرولوژی (کمبود منابع آب سطحی برای مصارف آب مشخص از یک سیستم مدیریت منابع آب) و اقتصادی-اجتماعی (شکست سیستم منابع آب در تأمین تقاضای آب برای اقتصاد آبی خوب) طبقه‌بندی می‌شوند (۴ و ۵۱).

ارزیابی تغییرات سیستم‌های منابع آب ملزم به داشتن درک صحیح و اتخاذ مدیریت مناسب با هدف جلوگیری از اثرات نامطلوب هیدرولوژیکی و زیست محیطی می‌باشد (۵۶). شواهد زیادی مبنی بر وجود تغییرات آب و هوایی در نقاط مختلف دنیا به دلیل افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای در جو، ناشی از فعالیت‌های انسانی گزارش شده است. در حال حاضر، تغییر اقلیم بویژه گرم شدن زمین و تأثیر آن بر رژیم هیدرولوژیکی و مقادیر حدی آن مانند خشکسالی و سیلاب، منجر به توجه بیشتر محققین شده است. نتایج بسیاری از مطالعات نشان می‌دهد که گرم شدن زمین باعث تغییر الگوی بارندگی و پدیده‌های حدی همچون سیلاب و خشکسالی می‌گردد (۵۳ و ۶۰). بدون تردید این نتایج برای درک بهتر از افزایش خطرات ناشی از خشکسالی و سیلاب در سراسر دنیا، مفید خواهد بود (۱۶ و ۲۸).

۱، ۲ و ۳- به ترتیب دانشیار، دانشجوی دکتری و استادیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه

\*- نویسنده مسئول: (Email: babak.amirataee@gmail.com)

اغلب مطالعات در ارزیابی روند تغییرات سری‌های زمانی مختلف بر اساس روش‌های متداول آزمون ناپارامتریک من- کندال و یا اسپیرمن بوده و اثر خود همبستگی با تأخیرهای مختلف<sup>۱</sup> سری‌های زمانی را لحاظ نکرده و تنها در مطالعات محدودی همبستگی داخلی مرتبه اول سری‌های زمانی (از قبیل سری‌های زمانی بارندگی، سطح آب زیرزمینی و یا تبخیر- تعرق) مورد توجه قرار گرفته است (۲، ۱۱، ۲۵، ۴۳ و ۴۴). در حالی که به نظر می‌رسد خود همبستگی با تأخیرهای مختلف اثر معنی‌داری در روند تغییرات سری‌های زمانی داشته باشد (۲۲، ۴۹، ۵۷، ۵۸ و ۵۹). بنابراین حذف اثر خود همبستگی با تأخیرهای مختلف مثلاً یکساله، دوساله، و ... جهت تعیین روند سالیانه دوره‌های خشکسالی و ترسالی می‌تواند از اهمیت بالایی برخوردار باشد.

هدف از این مطالعه، بررسی روند سالیانه تغییرات دوره‌های خشک و تر حاصل از مقادیر شاخص‌های SPI و RAI در شمال غرب ایران با حذف اثر ضرایب خود همبستگی معنی‌دار با تأخیرهای مختلف سری‌های زمانی، با استفاده از روش من- کندال اصلاح شده بوده و سپس نتایج حاصل بر اساس دو شاخص مذکور (SPI و RAI) مورد ارزیابی و مقایسه قرار گرفته است.

## مواد و روش‌ها

### منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه مطابق با شکل ۱ دارای مساحت تقریبی ۳۳۴۰۰۰ کیلومترمربع در شمال غرب ایران قرار گرفته که اقلیم مرطوب، نیمه‌خشک و خشک را تحت پوشش قرار می‌دهد. در این مطالعه از داده‌های بارندگی ۲۵ ساله مشترک (۲۰۱۰-۱۹۸۶) ۳۹ ایستگاه سینوپتیک استفاده شده که مشخصات عمومی ایستگاه‌های سینوپتیک و پارامترهای آماری داده‌های سالیانه بارندگی ایستگاه‌های مذکور در جدول ۱ نشان داده شده است. نوسانات بارندگی سالیانه در منطقه زیاد بوده، بطوریکه کمترین میانگین بارش سالیانه با ۱۴۶ میلیمتر مربوط به ایستگاه قم، و بیشترین مقدار متوسط بارندگی سالیانه با ۱۶۸۷ میلیمتر مربوط به ایستگاه بندرانزلی می‌باشد. جهت آنالیز اولیه داده‌ها، از روش جرم مضاعف<sup>۲</sup> برای آزمون همگنی استفاده گردید (۵) که نتایج نشان‌دهنده همگنی داده‌ها با ضریب همبستگی ۰/۹۹ می‌باشد. همچنین از روش ران‌تست<sup>۳</sup> نیز برای آزمون تصادفی بودن داده‌ها استفاده گردید (۱)، که نتایج این آزمون نیز صحت درستی فرضیه تصادفی بودن داده‌ها را تأیید می‌کند، که نتایج آن به علت محدودیت صفحات مقاله ارائه نشده است.

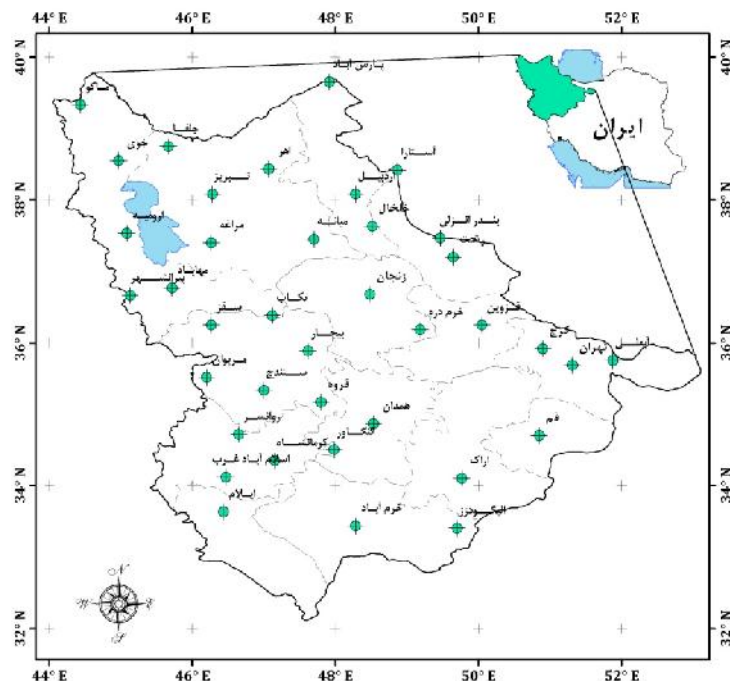
برای ارزیابی کمی و کیفی پدیده خشکسالی معمولاً از شاخص‌هایی به عنوان شاخص خشکسالی در سراسر دنیا استفاده می‌شود. طی سال‌های گذشته شاخص‌های مختلفی برای ارزیابی، پایش و پیش‌بینی خشکسالی توسعه یافته است (۳، ۶، ۱۳، ۲۰، ۲۶، ۳۳، ۳۵، ۴۰ و ۴۶). در این میان شاخص SPI که توسط مک‌کی و همکاران در سال ۱۹۹۳ توسعه یافته، بطور گسترده برای بررسی خشکسالی هواشناسی مورد استفاده قرار گرفته (۸، ۳۰ و ۴۱) و به عنوان ابزاری بسیار کارآمد برای ارزیابی و برآورد شدت و مدت خشکسالی بکار رفته است (۸). امیرعطایی و همکاران (۳) در سال ۱۳۹۲ به ارزیابی شاخص‌های مختلف خشکسالی در شمال غرب ایران با استفاده از روش شبیه‌سازی مونت‌کارلو پرداخته و مزیت بالای استفاده از شاخص SPI را مورد تأکید قرار داده و به محدودیت استفاده از شاخص RAI به دلیل داشتن انحراف قابل توجهی از رخدادهای مورد انتظار از فرآیندهای طبیعی، اشاره نمودند. در مطالعه دیگری پیری و همکاران (۳۷) در سال ۱۳۹۲ کارایی شاخص‌های مختلف خشکسالی از جمله SPI، RAI را در جنوب شرق کشور با استفاده از داده‌های تاریخی (۱۳۶۰ الی ۱۳۸۹) مورد مطالعه قرار داده و نشان دادند که شاخص RAI در برخی شهرستان‌ها با ضریب همبستگی بالایی ارزیابی خشکسالی را نسبت به دیگر شاخص‌ها بهتر نشان داده و همچنین شاخص‌های زوج شده SPI-RAI در اکثر ایستگاه‌ها از همبستگی بالایی نسبت به یکدیگر برخوردار هستند.

مطالعات مختلفی توسط محققین در سراسر دنیا صورت گرفته که نتایج آن‌ها نشان از روند رو به رشد خشکسالی‌ها می‌باشد (۷، ۱۰، ۳۶، ۳۸، ۴۲، ۴۷، ۴۸، ۵۰ و ۵۴). به عنوان نمونه، ویسنته سرانو و کادرات پراتس (۴۸) به بررسی روند خشکسالی در اسپانیا پرداختند. نتایج این تحقیق نشان از افزایش مقادیر خشکسالی طی سال‌های ۱۹۵۱ الی ۲۰۰۰ بوده است. زانگ و همکاران (۶۱) به بررسی فصلی روند دوره‌های تر و خشک بر اساس شاخص SPI و با استفاده از آزمون من- کندال ساده در حوضه رودخانه پارل در چین پرداختند. ایشان به این نتیجه رسیدند که این حوضه در فصول پرباران گرایش به خشکی و در فصل زمستان گرایش به ترسالی دارد. همچنین زانگ و همکاران (۶۲) در مطالعه دیگری نشان دادند که کاهش بارندگی سالیانه موجب افزایش ریسک خشکسالی در جنوب چین در فصل زمستان گردیده است. نیکبخت و همکاران (۳۲) خشکسالی هیدرولوژیکی شمال غرب ایران را با استفاده از شاخص درصد بارش نرمال (PNPI) مورد مطالعه قرار داده و نشان دادند که بزرگی خشکسالی هیدرولوژیکی در محدوده مورد مطالعه در طول ۳۴ سال گذشته افزایش یافته است و اکثر ایستگاه‌ها بر اساس آزمون من- کندال دارای روند نزولی معنی‌دار می‌باشند. طبری و همکاران (۴۳) به بررسی روند تغییرات خشکسالی شرق ایران با استفاده از روش من- کندال و روش اسپیرمن با حذف اثر خود همبستگی مرتبه اول پرداختند و نشان دادند که نتایج به وجود ضرایب همبستگی داخلی داده‌ها حساس می‌باشد.

1- Auto correlation Lag-1,2,3,...

2- Double mass

3- Run test



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه  
Figure 1- Geographical location of selected stations

$$k_n = 6 \left( \left( \frac{k_g \times +2}{2} \right)^{\frac{1}{3}} + \frac{2}{36} - 1 \right) \quad (1)$$

$$SPI_i = \frac{P_i - \bar{P}}{\sigma} \quad (2)$$

که در آن  $k_g$ : ضریب تناوب مربوط به توزیع پیرسون نوع سوم،  
ضریب چولگی داده‌ها،  $k_n$ : ضریب تناوب مربوط به توزیع نرمال،  $SPI_i$   
و  $P_i$  به ترتیب آماره شاخص و بارندگی نرمال شده در پریود  $i$ ،  
میانگین بارندگی نرمال شده و : انحراف معیار بارندگی نرمال شده  
است.

مقادیر مثبت  $SPI$  نشان‌دهنده بارندگی بیشتر از بارش متوسط و  
مقادیر منفی آن معنای عکس را دارد. طبق این روش خشکسالی  
هنگامی اتفاق می‌افتد که مقدار  $SPI_i$  (رابطه ۲) به طور مستمر منفی  
و به کمتر از -۱ برسد و هنگامی پایان می‌یابد که مقدار  $SPI_i$  مثبت  
شود. در این روش بازای مقدار  $SPI_i$ ، کلاس خشکسالی و ترسالی  
پریود  $i$  مطابق جدول ۲ طبقه‌بندی می‌شود.

### شاخص بارش استاندارد شده (SPI)<sup>۱</sup>

شاخص بارش استاندارد شده (SPI) به عنوان یک شاخص کارآمد  
در تحلیل و ارزیابی خشکسالی‌ها مطرح بوده و بسیاری از محققین به  
انعطاف پذیری شاخص SPI و توانایی آن در تحلیل جنبه‌های مختلف  
خشکسالی اذعان داشته‌اند (۳، ۱۵ و ۲۹). شاخص SPI قادر به تعیین  
خشکسالی و ترسالی در یک مقیاس زمانی خاص برای هر مکان با  
دارا بودن داده‌های بارندگی می‌باشد (۳۱). در این روش، ابتدا توزیع  
آماره مناسب بر آمار بلندمدت بارندگی‌ها برازش داده شده، سپس  
تابع تجمعی با استفاده از احتمالات مساوی به توزیع نرمال تبدیل  
می‌گردد (۱۲، ۲۶ و ۲۷). بدین منظور در این مطالعه از آزمون نکویی  
برازش  $PPCC^2$  استفاده شده (۱، ۳ و ۲۳) و توزیع پیرسون نوع سوم  
بعنوان بهترین توزیع احتمالی داده‌های بارندگی در ایستگاه‌های مورد  
مطالعه تعیین گردید. سپس داده‌های بارندگی در ایستگاه‌های مختلف  
با استفاده از ضریب تبدیل ویلسون-هیلفرتی<sup>۳</sup> با استفاده از رابطه ۱  
به توزیع نرمال انتقال داده شده است (۲۳). در نهایت مقادیر شاخص  
SPI از رابطه ۲ برآورد می‌شود:

1- Standardized Precipitation Index (SPI)  
2- Probability Plot Correlation Coefficient  
3- Wilson -Hilforty

جدول ۱- مشخصات عمومی ایستگاه‌های سینوپتیک و پارامترهای آماری داده‌های بارندگی سالیانه در دوره آماری ۱۹۸۶-۲۰۱۰

Table 1- General characteristics of synoptic stations and statistical properties of annual rainfall data (1986-2010)

شماره ایستگاه Station number	ایستگاه Station	میانگین Average (mm)	ضریب تغییرات Coefficient of variation	چولگی Skewness	شماره ایستگاه Station number	ایستگاه Station	میانگین Average (mm)	ضریب تغییرات Coefficient of variation	چولگی Skewness
1-1	تبریز Tabriz	245.5	0.24	0.60	7-1	زنجان Zanjan	283.9	0.23	-0.15
1-2	اهر Ahar	284.2	0.20	-0.04	7-2	خرم دره Khorramdarre	295.0	0.28	0.63
1-3	مراغه Maragheh	300.8	0.31	0.44	8-1	قزوین Gazvin	318.1	0.24	-0.09
1-4	جلفا Jolfa	205.2	0.32	0.39	9-1	قم Gom	146.9	0.29	-0.24
1-5	میانه Miyaneh	273.2	0.27	0.50	10-1	سنندج Sanandaj	405.4	0.25	0.10
2-1	ارومیه Urmia	311.3	0.33	1.22	10-2	بیجار Bijar	347.2	0.24	0.81
2-2	خوی Khoy	258.7	0.24	0.39	10-3	سقز Saqqez	456.2	0.29	0.77
2-3	مهاباد Mahabad	403.1	0.26	0.62	10-4	مریوان Marivan	952.0	0.25	-0.19
2-4	ماکو Maku	300.4	0.28	0.54	11-1	اسلام‌آبادغرب Eslamabad-e-Gharb	472.8	0.26	0.38
2-5	تکاب Tekab	336.0	0.34	0.92	11-2	روانسر Ravansar	535.1	0.23	0.10
2-6	پیرانشهر Piranshahr	657.8	0.27	0.45	11-3	کنگاور Kangavar	396.8	0.26	0.54
3-1	اراک Arak	304.0	0.28	0.31	11-4	کرمانشاه Kermanshah	424.9	0.25	0.62
4-1	اردبیل Ardabil	277.7	0.21	0.78	12-1	آستارا Astara	1342.4	0.16	0.98
4-2	خلخال Khalkhal	374.4	0.23	1.31	12-2	بندر انزلی Bandar Anzali	1687.4	0.15	-0.19
4-3	پارس آباد Pars Abad	270.0	0.22	0.07	12-3	رشت Rasht	1316.4	0.18	0.46
5-1	ایلام Ilam	584.8	0.28	0.42	13-1	خرم آباد Khorramabad	486.2	0.26	0.57
5-2	دهلران Dehloran	253.9	0.25	0.77	13-2	الیگودرز Aligudarz	401.6	0.27	-0.26
6-1	تهران Tehran	240.7	0.26	-0.21	14-1	همدان Hamedan	315.6	0.23	0.70
6-2	آبلی Abali	531.2	0.26	-0.09	14-2	قروه Qorveh	350.8	0.22	1.24
6-3	کرج Karaj	252.3	0.26	0.20					

جدول ۲- مشخصات طبقه‌بندی شاخص‌ها برای دوره‌های مختلف ترسالی و خشکسالی

Table 2- Common quantitative classification of drought indices for different dry and wet periods

شاخص کمی مشترک طبقه Common quantitative classification	طبقه خشکسالی Class	SPI	RAI
+3	ترسالی شدید Extremely wet	>2	>2.1
+2	ترسالی متوسط Severely wet	1.5 to 1.99	1.2 to 2.1
+1	ترسالی ضعیف Moderately wet	1 to 1.49	0.3 to 1.2
0	نرمال Near normal	-0.99 to 0.99	-0.3 to 0.3
-1	خشکسالی ضعیف Moderate drought	-1 to -1.49	-1.2 to -0.3
-2	خشکسالی متوسط Severe drought	-1.5 to -1.99	-2.1 to -1.2
-3	خشکسالی شدید Extreme drought	<-2	<-2.1

است. این آزمون را می‌توان برای تعیین روند سری‌های زمانی که دارای توزیع نرمال نمی‌باشند، نیز بکار برد. همچنین در این روش مقادیر حدی تاثیر ناچیزی در تعیین روند سری‌های زمانی به عهده دارند (۵۵). مقدار آماره این آزمون برای n داده، از روابط زیر بدست می‌آید:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (۴)$$

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_i) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_i) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (۵)$$

$$\text{Var}(S) = \frac{[n(n-1)(2n+5)] - \sum_{i=1}^g e_i(e_i-1)(2e_i+5)}{18} \quad (۶)$$

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (۷)$$

که در آن  $x_i$  و  $x_j$  داده‌های متوالی در سال  $i$  و  $j$ ،  $n$  برابر با طول دوره آماری،  $\text{sgn}(x_j - x_i)$ : تابع علامت،  $\text{Var}(S)$ : واریانس آماره  $S$  که دارای میانگین صفر به ازای  $n \geq 8$  دارای توزیع نرمال می‌باشد،  $e_i$ : تعداد داده‌های یکسان در دسته  $i$ ام،  $g$ : تعداد داده‌های یکسان و  $Z$  آماره آزمون می‌باشد. اگر مقدار  $Z$  کمتر یا بیشتر از مقدار  $Z$  توزیع نرمال استاندارد در سطح اطمینان ۹۵٪ قرار گیرد، بیانگر وجود روند در سری‌های زمانی خواهد بود (۱۸). مقادیر مثبت  $Z$  نشان‌دهنده روند افزایشی و مقادیر منفی  $Z$  نشان‌دهنده روند کاهشی می‌باشد.

### شاخص ناهنجاری بارندگی (RAI)

این شاخص توسط روی<sup>۱</sup> در سال ۱۹۶۵ ارائه شده است. اساس این شاخص، محاسبه انحراف میزان بارندگی از مقدار نرمال بوده و بارندگی ماه یا سال را روی مقیاس خطی که از روی سری داده‌ها حاصل می‌شود، ارزیابی می‌کند، که رابطه آن بصورت زیر است:

$$\text{RAI}_i = 3 \left( \frac{P_i - \bar{P}}{E - \bar{P}} \right) \quad (۳)$$

که در آن  $\text{RAI}_i$  و  $P_i$  به ترتیب آماره شاخص و بارندگی در پریود  $i$ : میانگین بارش،  $\bar{P}$ : میانگین ده مورد از بیشترین مقادیر بارندگی برای ناهنجاری مثبت و میانگین ده مورد از کمترین مقادیر بارندگی برای ناهنجاری منفی می‌باشد (۲۱ و ۳۴).

جهت ارزیابی ساده، دقیق و همزمان عملکرد دو شاخص خشکسالی مذکور در تعیین روند دوره‌های خشک و تر، یک طبقه‌بندی کمی مشترک مشخص گردیده و در این مطالعه مطابق جدول ۲ مورد استفاده قرار گرفته است.

### آزمون‌های آماری تحلیل روند

#### آزمون من- کندال<sup>۲</sup> (MK-1)

این آزمون یکی از روش‌های متداول تعیین روند خطی و یا غیر خطی سری‌های زمانی می‌باشد که ابتدا توسط من<sup>۳</sup> در سال ۱۹۴۵ مطرح (۲۴) و سپس توسط کندال<sup>۴</sup> در سال ۱۹۷۵ (۱۹) تکمیل شده

- 1- Rooy
- 2- Mann-Kendall
- 3- Mann
- 4- Kendall

## آزمون من- کندال اصلاح شده (MK-2)

آزمون من- کندال اصلاح شده توسط حامد و راثو<sup>۱</sup> در سال ۱۹۹۸ با در نظر گرفتن معنی‌داری تمامی ضرایب خود همبستگی سری‌های زمانی توسعه یافته است (۱۴). در این روش، واریانس اصلاح شده  $\text{Var}(S)^*$  برای محاسبه آماره Z آزمون من- کندال ساده مورد استفاده قرار می‌گیرد.

$$\text{Var}(S)^* = \text{Var}(S) \frac{n}{n^*} \quad (۸)$$

$$\frac{n}{n^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)} \sum_{k=1}^{n-1} (n-k)(n-k-1)(n-k-2)r_k \quad (۹)$$

$$r_k = \frac{\frac{1}{n-k} \sum_{i=k}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i-k} - \bar{x})}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (۱۰)$$

که در آن،  $\text{Var}(S)$  با استفاده از رابطه ۶ بدست می‌آید،  $\frac{n}{n^*}$ : ضریب اصلاحی داده‌های خود همبسته،  $r_k$ : ضریب خود همبستگی مرتبه k ام و  $\bar{x}$ : میانگین سری زمانی می‌باشد. معنی‌داری ضریب خود همبستگی مرتبه k ام در سطح اطمینان ۹۵٪ از رابطه زیر تعیین می‌گردد:

$$\frac{-1 - 1.96\sqrt{n-k-1}}{n-k} \leq r_k (95\%) \leq \frac{-1 + 1.96\sqrt{n-k-1}}{n-k} \quad (۱۱)$$

اگر  $r_k$  بدست آمده در شرط فوق صدق کند، داده‌ها در سطح اطمینان ۹۵٪ مستقل از هم خواهد بود، در غیر اینصورت داده‌ها مستقل از هم نبوده و بایستی اثر ضریب خود همبستگی با تاخیرهای مختلف برای استفاده جهت تعیین روند سری‌های زمانی حذف گردد. در نهایت، مقدار  $\text{Var}(S)^*$  با مقدار  $\text{Var}(S)$  در رابطه ۷ جایگزین شده و مقدار آماره Z بدست می‌آید. اگر مقدار Z کمتر یا بیشتر از مقدار Z توزیع نرمال استاندارد در سطح اطمینان ۹۵٪ قرار گیرد، بیانگر وجود روند در سری‌های زمانی خواهد بود.

## شیب خط روند

مقدار شیب خط روند بر اساس مطالعات تیل<sup>۲</sup> در سال ۱۹۵۰ (۴۵) و سن<sup>۳</sup> در سال ۱۹۶۸ (۳۹) از رابطه ناپارامتری زیر برآورد می‌گردد:

$$\beta = \text{Median}\left(\frac{x_t - x_s}{t - s}\right), \quad \forall s < t \quad (۱۲)$$

که در آن،  $1 < s < t < n$ ،  $\beta$ : تخمینگر شیب خط روند و  $x_t$ : مقدار مشاهداتی t ام می‌باشند. مقدار مثبت  $\beta$  نشان‌دهنده صعودی بودن و

مقادیر منفی آن نشان‌دهنده نزولی بودن روند می‌باشد (۵۹). در این تحقیق برای بررسی و تعیین روند دوره‌های خشکسالی و ترسالی بارندگی در محدوده شمال غرب کشور، ابتدا داده‌های بارندگی سالیانه برای پایش خشکسالی بر اساس شاخص‌های خشکسالی SPI و RAI بکار گرفته شده و سری زمانی مقادیر SPI و RAI برای هر کدام از ایستگاه‌های مورد مطالعه استخراج شده است. در مرحله بعد، بر اساس سری‌های زمانی مقادیر شاخص‌های مذکور در هر ایستگاه، ضرایب خودهمبستگی با تاخیرهای مختلف تعیین و سپس برای تعیین وابستگی یا مستقل بودن مقادیر سری زمانی مذکور در سطح معنی‌دار ۵ درصد مورد استفاده قرار گرفته است. در نهایت، بر اساس مستقل یا وابسته بودن مقادیر سری زمانی SPI و RAI، بررسی روند دوره‌های خشکسالی و ترسالی بارندگی در ایستگاه‌های مختلف با استفاده از یکی از روش‌های من- کندال ساده و اصلاح شده، انجام گردیده و همچنین مقدار شیب خط روند حاصل نیز با روش تیل- سن برآورد گردیده است.

## نتایج و بحث

## سری‌های زمانی شاخص‌های SPI و RAI

سری‌های زمانی مقادیر شاخص SPI و RAI برای داده‌های بارندگی سالیانه به عنوان نمونه در سه ایستگاه مریوان، قم و ماکو در شکل ۲ ارائه شده است. مشاهده می‌گردد که بر اساس شاخص‌های SPI و RAI ایستگاه‌های مذکور طی سال‌های ۱۹۹۱ الی ۱۹۹۴ و ۲۰۰۲ الی ۲۰۰۷ در دوره ترسالی و طی سال‌های ۱۹۸۷ الی ۱۹۹۰ و ۱۹۹۸ الی ۲۰۰۱ در دوره خشکسالی قرار دارند. در شکل ۳ نیز مقادیر شاخص‌های SPI و RAI در کلیه ایستگاه‌های مورد مطالعه بصورت نمودار باکس پلات (از پایین: مینیم، ۲۵٪، ۵۰٪، ۷۵٪ و ماکزیمم) ارائه شده است. بر اساس این شکل نیز به طور متوسط در کلیه ایستگاه‌ها، دوره‌های خشکسالی و ترسالی تقریباً مشابه با ایستگاه‌های نمونه بوده است، ولی خشکسالی‌ها و ترسالی‌های شدیدتر نیز در منطقه مورد مطالعه مشاهده شده است. مطابق با شکل مذکور، شاخص RAI، دوره‌های مختلف خشکسالی و ترسالی را بیشتر از شاخص SPI برآورد نموده که با نتیجه تحقیق امیرعطایی و همکاران در سال ۱۳۹۲ تطابق کاملی دارد.

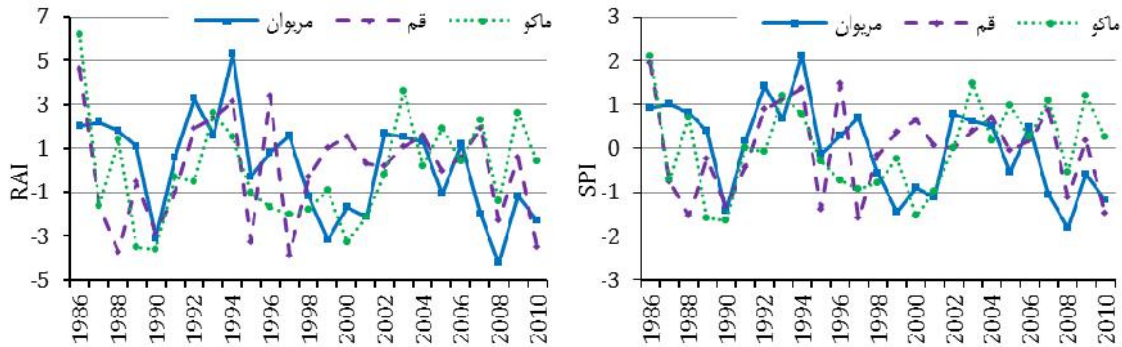
جهت ارزیابی حساسیت روش من- کندال در تحلیل روند سری‌های زمانی مقادیر شاخص‌های SPI و RAI، مقادیر ضرایب همبستگی داخلی با تاخیر یکساله مقادیر شاخص‌های مذکور تعیین و در شکل ۴ نشان داده شده و روابط آن‌ها با یکدیگر و با ضرایب همبستگی داخلی با تاخیر یکساله داده‌های بارندگی سالیانه در شکل ۵ ارائه شده است. مشاهده می‌گردد که همبستگی بین ضرایب همبستگی داخلی با تاخیر یکساله مقادیر شاخص‌های SPI و RAI با

1- Hamed & Rao  
2- Theil  
3- Sen

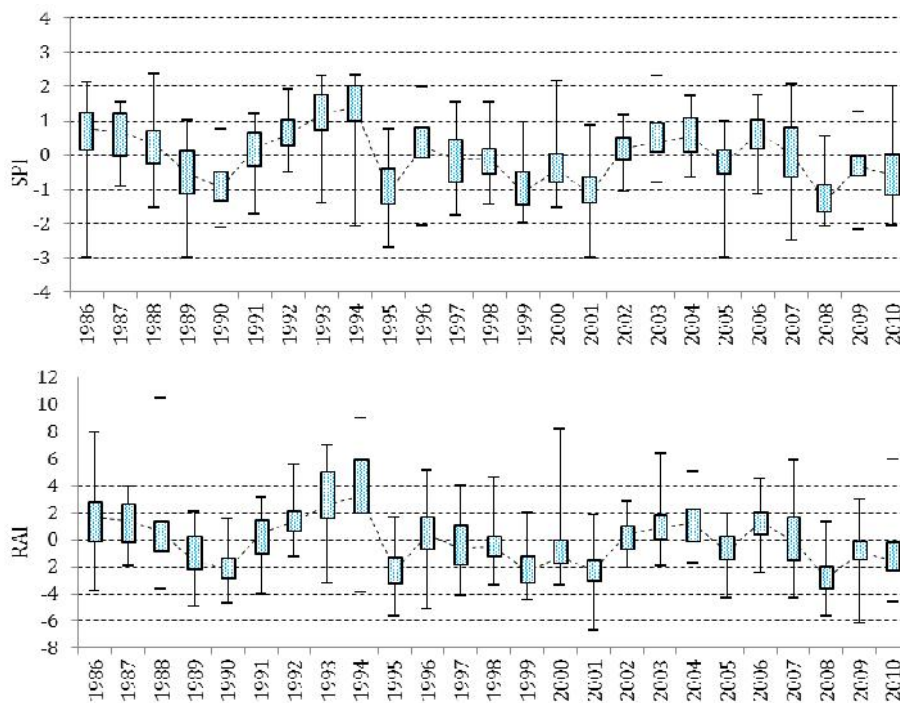
### آزمون روند

در جدول ۳ نتایج بررسی روند دوره‌های ترسالی و خشکسالی منطقه شمال غرب کشور با استفاده از آزمون روند من-کندال ساده (MK-1) و اصلاح شده (MK-2) به همراه ضرایب همبستگی داخلی معنی‌دار با زمان تاخیرهای مربوطه برای مقادیر شاخص‌های خشکسالی SPI و RAI ارائه شده است.

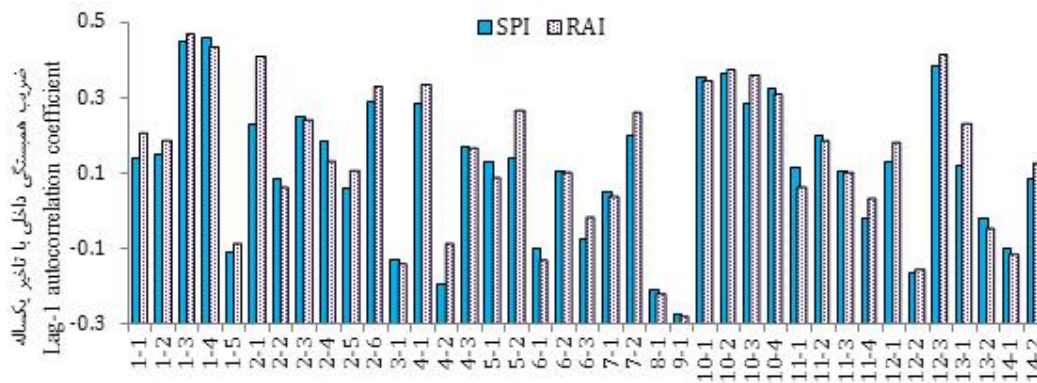
ضرایب همبستگی داخلی با تاخیر یکساله داده‌های بارندگی سالیانه بسیار زیاد و به ترتیب برابر ۰/۹۶ و ۰/۹۹ می‌باشند، که این اختلاف بین مقادیر دو شاخص نیز به دلیل طبقات مختلف شاخص‌های خشکسالی (جدول ۲) می‌باشد. همچنین مطابق این شکل، همبستگی ضرایب همبستگی داخلی با تاخیر یکساله بین مقادیر شاخص‌های SPI و RAI نیز برابر ۰/۹۶ می‌باشد.



شکل ۲- سری زمانی مقادیر شاخص‌های SPI و RAI در سه ایستگاه نمونه ماکو، قم و مریوان  
Figure 2- Time series of SPI and RAI indices in three stations of Maku, Gom and Marivan



شکل ۳- مقادیر شاخص‌های SPI و RAI در کلیه ایستگاه‌های مورد مطالعه  
Figure 3- SPI and RAI time series in all stations



شکل ۴- مقادیر ضریب همبستگی داخلی شاخص‌های SPI و RAI در کلیه ایستگاه‌ها  
Figure 4- Lag-1 autocorrelation coefficient of SPI and RAI time series in all stations

مطالعاتی بدون روند بوده ولی بطور کلی، ایستگاه‌های غرب محدوده دارای روند کاهشی معنی‌داری می‌باشند. همچنین همانطوری که مشاهده می‌گردد، اختلاف چندانی بین مقادیر آماره روند شاخص‌های خشکسالی SPI و RAI دیده نمی‌شود.

شکل ۹ و جدول ۴ مقادیر شیب خط روند تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی ایستگاه‌های منطقه مطالعاتی را بر اساس شاخص‌های SPI و RAI نشان می‌دهند.

مشاهده می‌گردد که شیب خط روند بر اساس شاخص‌های خشکسالی مذکور در اکثر ایستگاه‌ها منفی بوده و بیشترین شیب منفی مربوط به ایستگاه مراغه با مقدار  $-0/173$  - میلیمتر در سال و بر اساس شاخص RAI برآورد شده است. مقدار این روند بر اساس شاخص SPI برابر با  $-0/083$  - میلیمتر در سال برآورد شده که نشان‌دهنده اختلاف قابل توجه بین دو شاخص در تعیین روند تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی در منطقه می‌باشد. بطوری که شیب خط روند (افزایشی یا کاهشی) در شاخص RAI بیشتر از شاخص SPI برآورد و تعیین می‌گردد. در شکل ۱۰ نیز همبستگی بین این دو شاخص در تعیین شیب خط روند مورد مقایسه قرار گرفته که نتایج بیانگر همبستگی بالای دو شاخص در تعیین شیب خط روند تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی برابر  $0/99$  در منطقه می‌باشد، علیرغم اینکه بین مقادیر آماره اختلاف قابل توجهی وجود دارد. همچنین بررسی اختلاف بین مقادیر شیب خط روند بر اساس مقادیر دو شاخص خشکسالی  $\beta(RAI) - \beta(SPI)$  نشان می‌دهد که با کاهش (افزایش) مقادیر آماره شیب خط روند در هر دو شاخص، مقدار این اختلاف با ضریب همبستگی بالایی ( $0/99$ ) افزایش (کاهش) پیدا می‌کند.

بر اساس روش من- کندال ساده (MK-1) و بدون در نظر گرفتن وابستگی بین داده‌ها، اکثر ایستگاه‌ها بر اساس مقادیر دو شاخص SPI و RAI دارای روند نزولی (منفی) بوده و تنها در نه ایستگاه این روند نزولی معنی‌دار می‌باشد. همچنین در این جدول، مقادیر معنی‌دار ضرایب خودهمبستگی به همراه زمان تاخیر مربوطه در سطح اطمینان ۹۵٪ ارائه شده است که با حذف اثر معنی‌داری این ضرایب همبستگی، مقادیر روند بر اساس آزمون من- کندال اصلاح شده (MK-2) تغییر یافته و مشاهده می‌گردد که در دو ایستگاه سنندج و بیجار، این مقدار روند نزولی، در سطح اطمینان ۹۵٪ معنی‌دار نمی‌باشند. در بقیه موارد نیز در صورت معنی‌دار بودن ضرایب خودهمبستگی، مقادیر آماره آزمون کاهش پیدا می‌کند، که خود بیانگر ضرورت توجه به وابستگی داده‌های آماری به ضرایب خودهمبستگی با زمان تاخیرهای مختلف در تعیین روند سری‌های زمانی می‌باشد.

شکل ۶ نمودار باکس پلات مقادیر Z آزمون من- کندال (با در نظر گرفتن مقادیر اصلاح شده) را برای تمامی ایستگاه‌ها (مینیمم، ۲۵٪، ۵۰٪، ۷۵٪ و ماکزیمم) و بر اساس مقادیر شاخص‌های خشکسالی SPI و RAI نشان می‌دهد، که بیانگر روند کاهشی دوره‌های خشکسالی و ترسالی اکثر ایستگاه‌ها می‌باشد. همچنین مطابق با جدول ۳ مشاهده می‌گردد که روند مقادیر Z آزمون من- کندال با در نظر گرفتن مقادیر اصلاح شده بر اساس مقادیر شاخص‌های خشکسالی SPI و RAI دارای نتایج مشابهی بوده و دارای همبستگی بسیار بالایی برابر  $0/99$  می‌باشد (شکل ۷).

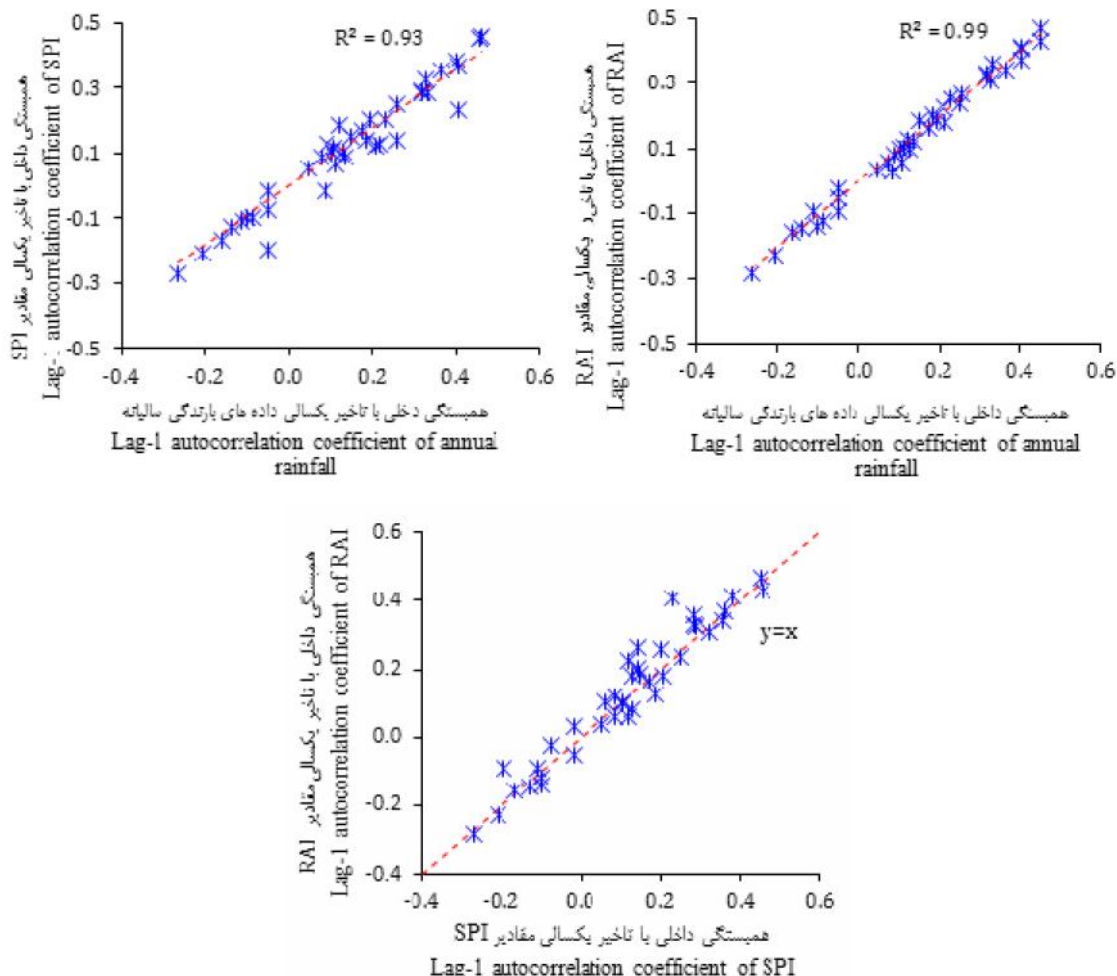
در شکل ۸ توزیع مکانی روند تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی (مقادیر Z آزمون من- کندال) با در نظر گرفتن مقادیر اصلاح شده) بر اساس مقادیر شاخص‌های خشکسالی SPI و RAI نشان داده شده است. بر اساس شکل مذکور، ایستگاه‌های شرق محدوده



جدول ۳- مقادیر آماره آزمون من- کندال ساده (MK-1) و اصلاح شده (MK-2) با در نظر گرفتن مقادیر ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار  
 Table 3- Statistical values of common (MK-1) and modified (MK-2) Mann-Kendall with consideration of significant autocorrelation coefficients

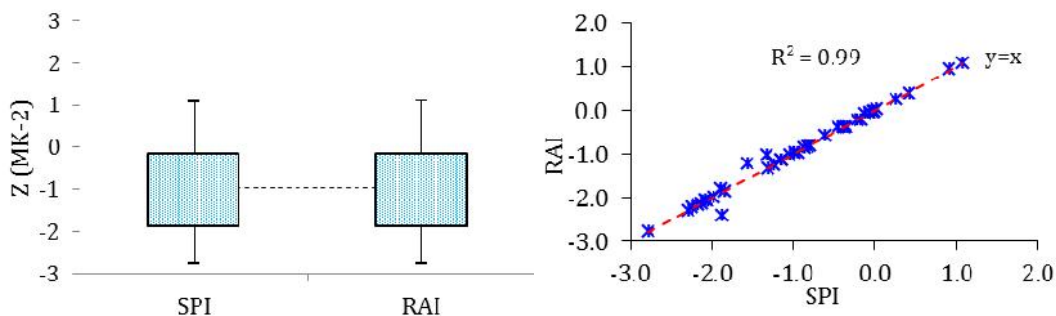
شماره ایستگاه Station number	مرتبه زمان تاخیر ضریب همبستگی معنی‌دار		مقدار ضریب همبستگی معنی‌دار		محدوده مجاز ضریب همبستگی		MK-1		MK-2	
	Lag-i significant autocorrelation		Significant autocorrelation		Confidence limits of autocorrelation		Z(SPI)	Z(RAI)	Z(SPI)	Z(RAI)
	SPI	RAI	SPI	RAI	حد پایین Lower bound	حد بالا Upper bound				
1-1	3	3	-0.48	-0.45	-0.45	0.36	-1.12	-1.12	-1.89	-1.79
1-2	-	-	-	-	-	-	-1.85	-1.85	-	-
1-3	1	1	0.45	0.47	-0.43	0.35	<u>-2.78*</u>	<u>-2.78*</u>	<u>-2.08*</u>	<u>-2.06*</u>
1-4	1	1	0.46	0.43	-0.43	0.35	1.24	1.24	0.92	0.93
1-5	-	-	-	-	-	-	-0.98	-0.96	-	-
2-1	-	1	-	0.41	-0.43	0.35	-1.33	-1.33	-	-1.02
2-2	-	-	-	-	-	-	-0.12	-0.07	-	-
2-3	-	-	-	-	-	-	-0.93	-0.96	-	-
2-4	-	-	-	-	-	-	1.07	1.10	-	-
2-5	-	-	-	-	-	-	<u>-2.13*</u>	<u>-2.13*</u>	-	-
2-6	-	-	-	-	-	-	-1.24	-1.24	-	-
3-1	-	-	-	-	-	-	-0.16	-0.21	-	-
4-1	-	-	-	-	-	-	-0.37	-0.37	-	-
4-2	-	-	-	-	-	-	0.00	-0.02	-	-
4-3	-	-	-	-	-	-	-0.02	-0.02	-	-
5-1	-	-	-	-	-	-	<u>-2.24*</u>	<u>-2.22*</u>	-	-
5-2	-	-	-	-	-	-	-1.14	-1.14	-	-
6-1	-	-	-	-	-	-	0.26	0.26	-	-
6-2	-	-	-	-	-	-	-0.35	-0.40	-	-
6-3	-	-	-	-	-	-	0.42	0.40	-	-
7-1	-	-	-	-	-	-	-0.44	-0.40	-	-
7-2	-	-	-	-	-	-	-0.61	-0.58	-	-
8-1	-	-	-	-	-	-	-0.86	-0.86	-	-
9-1	-	-	-	-	-	-	0.02	0.02	-	-
10-1	1	-	0.36	-	-0.43	0.35	<u>-2.38*</u>	<u>-2.41*</u>	-1.87	-
10-2	1	1	0.36	0.37	-0.43	0.35	<u>-2.52*</u>	<u>-2.57*</u>	-1.86	-1.95
10-3	-	1	-	0.36	-0.43	0.35	-1.56	-1.56	-	-1.22
10-4	-	-	-	-	-	-	<u>-2.78*</u>	<u>-2.78*</u>	-	-
11-1	-	-	-	-	-	-	<u>-2.06*</u>	<u>-2.08*</u>	-	-
11-2	-	-	-	-	-	-	<u>-2.17*</u>	<u>-2.17*</u>	-	-
11-3	-	-	-	-	-	-	-1.14	-1.14	-	-
11-4	-	-	-	-	-	-	<u>-2.29*</u>	<u>-2.31*</u>	-	-
12-1	-	-	-	-	-	-	-0.21	-0.21	-	-
12-2	-	-	-	-	-	-	-0.79	-0.79	-	-
12-3	1	1	0.38	0.41	-0.43	0.35	-1.35	-1.35	-1.05	-1.03
13-1	-	-	-	-	-	-	-1.31	-1.33	-	-
13-2	-	-	-	-	-	-	-0.07	-0.05	-	-
14-1	-	-	-	-	-	-	-0.02	-0.02	-	-
14-2	-	-	-	-	-	-	-0.82	-0.82	-	-

\* ۲/۲۸۹- معنی‌دار در سطح ۹۵٪



شکل ۵- ضرایب همبستگی داخلی با تاخیر یکساله بین سری مقادیر شاخص های SPI و RAI و رابطه آن ها با ضرایب همبستگی داخلی با تاخیر یکساله داده های بارندگی سالیانه

Figure 5- Lag-1 autocorrelation coefficient of SPI and RAI time series and their relationship with Lag-1 autocorrelation coefficient of annual rainfall data



شکل ۶- مقادیر آماره آزمون من- کندال با لحاظ مقادیر

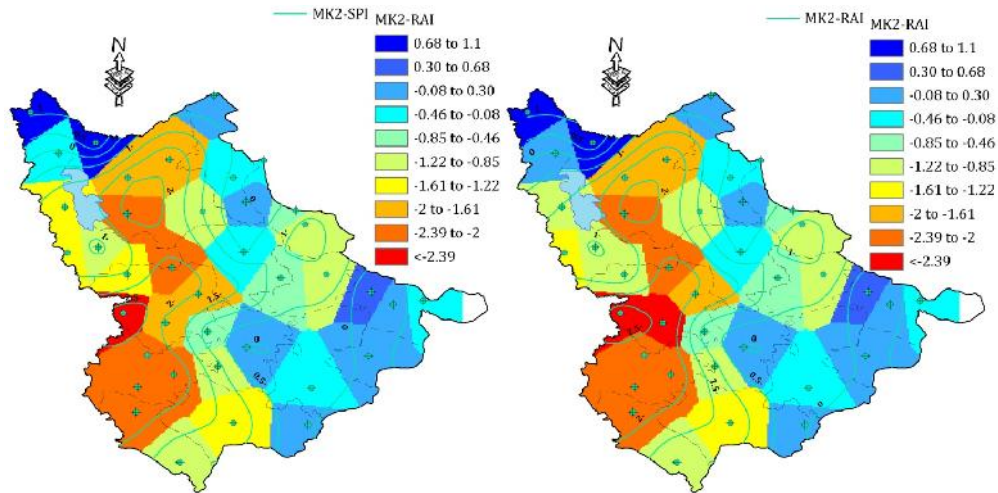
اصلاح شده برای شاخص های خشکسالی SPI و RAI

Figure 7- Relationship between modified Mann-Kendall Z values of SPI and RAI drought indices

شکل ۷- مقادیر آماره آزمون من- کندال با لحاظ مقادیر

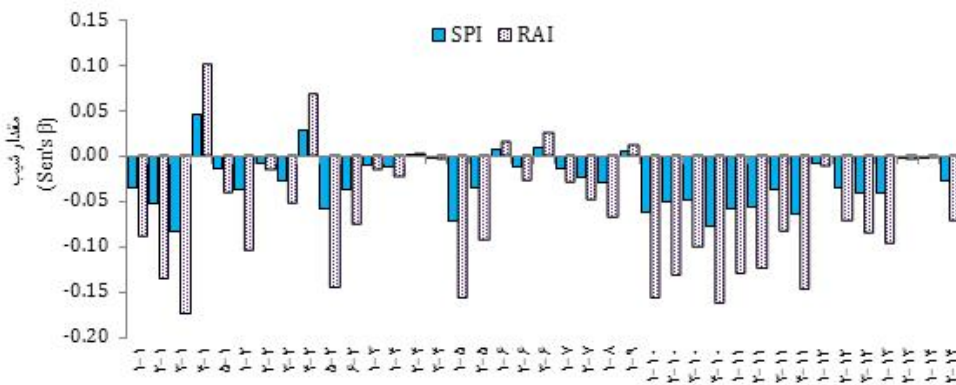
اصلاح شده برای شاخص های خشکسالی SPI و RAI

Figure 6- Z values of modified Mann-Kendall test based on SPI and RAI indices



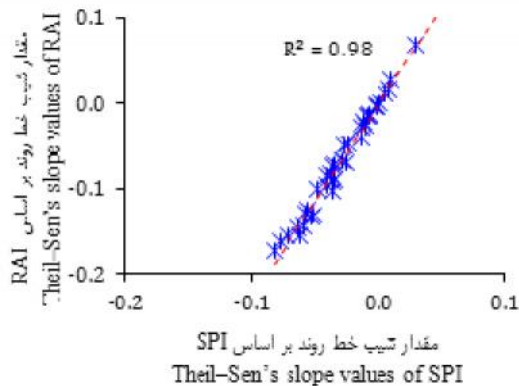
شکل ۸- روند تغییرات مکانی دوره‌های خشکسالی و ترسالی (مقادیر Z آزمون من- کندال با در نظر گرفتن مقادیر اصلاح شده) بر اساس شاخص‌های خشکسالی SPI و RAI

Figure 8- Spatial Z values of modified Mann-Kendall based on SPI and RAI drought indices



شکل ۹- مقادیر شیب خط روند تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی بر اساس شاخص‌های SPI و RAI

Figure 9- Theil-Sen's slope values based on SPI and RAI indices



شکل ۱۰- همبستگی بین مقادیر شیب خط روند شاخص‌های SPI و RAI

Figure 10- Correlation between Theil-Sen's slope values of SPI and RAI indices

جدول ۴- مقادیر شیب خط روند بر اساس شاخص‌های خشکسالی SPI و RAI

Table 4- Theil-Sen's slope values of SPI and RAI indices

شماره ایستگاه Station number	$\beta$ (SPI)	$\beta$ (RAI)	شماره ایستگاه Station number	$\beta$ (SPI)	$\beta$ (RAI)
1-1	-0.035	-0.089	7-1	-0.014	-0.029
1-2	-0.053	-0.134	7-2	-0.024	-0.049
1-3	-0.083	-0.173	8-1	-0.028	-0.067
1-4	0.047	0.100	9-1	0.006	0.013
1-5	-0.015	-0.040	10-1	-0.062	-0.155
2-1	-0.037	-0.103	10-2	-0.051	-0.130
2-2	-0.009	-0.015	10-3	-0.049	-0.100
2-3	-0.027	-0.051	10-4	-0.077	-0.162
2-4	0.030	0.068	11-1	-0.058	-0.128
2-5	-0.058	-0.144	11-2	-0.056	-0.123
2-6	-0.036	-0.074	11-3	-0.037	-0.082
3-1	-0.010	-0.016	11-4	-0.064	-0.146
4-1	-0.012	-0.022	12-1	-0.008	-0.012
4-2	0.001	0.001	12-2	-0.035	-0.072
4-3	-0.002	-0.004	12-3	-0.042	-0.084
5-1	-0.072	-0.156	13-1	-0.040	-0.096
5-2	-0.036	-0.092	13-2	-0.001	-0.003
6-1	0.008	0.016	14-1	-0.002	-0.002
6-2	-0.011	-0.027	14-2	-0.026	-0.070
6-3	0.010	0.026			

## نتیجه‌گیری

در این مطالعه، ابتدا سری‌های زمانی شاخص‌های SPI و RAI بر اساس داده‌های بارندگی سالیانه تعیین و سپس روند تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی ایستگاه‌های شمال غرب کشور بر اساس شاخص‌های خشکسالی SPI و RAI با استفاده از آزمون من- کندال ساده و اصلاح شده (با حذف اثر تمامی ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار با تاخیرهای مختلف) مورد بررسی قرار گرفت.

بررسی سری‌های زمانی دوره‌های خشکسالی و ترسالی با استفاده از دو شاخص خشکسالی نشان داد که شاخص RAI مقادیر خشکسالی و ترسالی را بیشتر از شاخص SPI برآورد می‌کند. نتایج نشان از روند کاهشی تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی در اکثر ایستگاه‌ها بوده و فقط در ایستگاه‌های غرب منطقه مطالعاتی این روند در سطح اطمینان ۹۵٪ معنی‌دار می‌باشد، ولی بر اساس آزمون من- کندال اصلاح شده (با در نظر گرفتن مقادیر ضریب خودهمبستگی با تاخیرهای مختلف) این مقادیر روند نزولی، کاهش می‌یابد. همچنین مشاهده گردید که مقادیر این روند (مقادیر Z آزمون من- کندال با در نظر گرفتن مقادیر اصلاح شده) بر اساس شاخص‌های خشکسالی

SPI و RAI دارای نتایج مشابهی بوده و دارای همبستگی بالایی می‌باشد.

بررسی شیب خط روند تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی منطقه مطالعاتی نیز نشان داد که شیب خط روند در اکثر ایستگاه‌ها بر اساس دو شاخص خشکسالی SPI و RAI منفی (نزولی) بوده ولی دارای اختلاف قابل توجهی بین مقادیر آماره بر اساس دو شاخص خشکسالی مذکور می‌باشند، بطوریکه در شاخص RAI مقادیر شیب خط روند کاهشی (افزایشی)، کمتر (بیشتر) از شاخص SPI برآورد می‌گردد. علیرغم اینکه همبستگی بالایی (۰/۹۹) بین نتایج آماره بین دو شاخص وجود دارد.

در نهایت نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که استفاده از آزمون من- کندال اصلاح شده با حذف اثر ضرایب خود همبستگی معنی‌دار با تاخیرهای مختلف در بررسی روند تغییرات سری‌های زمانی ضروری بوده و همچنین می‌توان از هر دو شاخص خشکسالی SPI و RAI صرفاً برای تعیین روند تغییرات دوره‌های خشکسالی و ترسالی استفاده کرد.

## منابع

- 1- Adeloye A.J., and Montaseri M. 2002. Preliminary streamflow data analyses prior to water resources planning study. Hydrological Science, 47(5): 679-692.

- 2- Ahani H., Kherad M., Kousari M.R., Roosmalen L.V., Aryanfar R., and Hosseini S.M. 2012. Non-parametric trend analysis of the aridity index for three large arid and semi-arid basins in Iran, *Theoretical and Applied Climatology*, 112(3-4): 553-564.
- 3- Amirataee B., Montaseri M., and Yasi M. 2013. Comparison of inherent performance of seven drought indices in drought mitigation using a monte carlo simulation approach. *Journal of Civil and Environmental Engineering*, 43(1): 25-39. (in Persian)
- 4- AMS (American Meteorological Society). 2004. Statement on meteorological drought, *Bulletin of American Meteorological Society*, 85: 771-773.
- 5- Bars R.L. 1990. *Hydrology: An Introduction to Hydrologic Science*, Addison-Wesley Publishing Co., New York, USA.
- 6- Bhalme H.N., and Mooley D.A. 1980. Large-scale drought/floods and monsoon circulation, *Monthly Weather Review*, 108:1197-1211.
- 7- Bonaccorso B., Bordi I., Cancelliere A., Rossi G., and Sutera A. 2003. Spatial variability of drought: an analysis of the SPI in Sicily, *Water Resources Management*, 17:273-296.
- 8- Bordi I., Fraedrich K., Gerstengarbe F.W., Werner P.C., and Sutera A. 2004. Potential predictability of dry and wet periods: Sicily and Elbe-Basin (Germany). *Theoretical and Applied Climatology*, 77:125-138.
- 9- Bradley R.S., Di'az H.F., Eischeid J.K., Jones P.D., Kelly P.M., and Goodess C.M. 1987. Precipitation fluctuations over northern hemisphere land areas since the mid-19th century, *Science*, 237:171-175.
- 10- Brunetti M., Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Navarra A., Maugeri M., Nanni T., and Navarra A. 2002. Droughts and extreme events in regional daily Italian precipitation series, *International Journal of Climatology*, 22: 509-621.
- 11- Daneshvar Vousoughi F., Dinpashoh Y., Aalami M.T., and Jhahharia D. 2013. Trend analysis of groundwater using non-parametric methods (case study: Ardabil plain), *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 27: 547-559.
- 12- Edwards D.C., and Mckee T.B. 1997. Characteristics of 20th Century Drought in the United State at Multiple Time Scales. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 634:1-30.
- 13- Gibbs W.J., and Maher J.V. 1967. Rainfall deciles as drought indicators, *Bureau of Meteorology Bulletin No. 48*, Commonwealth of Australia, Melbourne.
- 14- Hamed K.H., and Rao A.R. 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data, *Journal of Hydrology*, 204: 182-196.
- 15- Hayes M.J., Svoboda M.D., Wilhite D.A., and Vanyarkho O.V. 1999. Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(3): 429-438.
- 16- Herschy W.R. 2002. The world's maximum observed floods. *Flow Measurement and Instrumentation*, 13:231-235.
- 17- Hulme M. 1996. Recent climatic change in the world's drylands, *Geophysical Research Letters*, 23:61-64.
- 18- Kampata J.M., Parida B.P., and Moalafhi D.B. 2008. Trend analysis of rainfall in the headstreams of the Zambezi River Basin in Zambia, *Physics and Chemistry of the Earth*, 33.
- 19- Kendall M.G. 1975. *Rank Correlation Measures*, Charles Griffin Inc, London.
- 20- Keyantash J., and Dracup J.A. 2004. An aggregate drought index: assessing drought severity based on fluctuations in the hydrologic cycle and surface water storage. *Water Resources Research*, 40(9):W09304.
- 21- Keyantash, J., and Dracup, J.A. 2002. The quantification of drought: An evaluation of drought indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83: 1167- 1180.
- 22- Khaliq M.N., Ouarda T.B.M.J., and Gachon P. 2009. Identification of temporal trends in annual and seasonal low flows occurring in Canadian rivers: The effect of short- and long-term persistence, *Journal of Hydrology*, 369: 183-197.
- 23- Loucks D.P., Stedinger, J.R. and Haith, D.A. 1981. *Water Resource systems planning and analysis*. Prentice-Hall, Englewood cliffs, N.J.
- 24- Mann H.B. 1945. Non-parametric test against trend, *Econometrica*, 13: 245-259.
- 25- Marofi S., Soleymani S., Salarijazi M., and Marofi H. 2012. Watershed-wide trend analysis of temperature characteristics, *Theoretical and Applied Climatology*, 110:311-320.
- 26- McKee T.B., Doesken N.J., and Kleist J. 1993. The relation of drought frequency and duration to time scales, p. 179-184. In *Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology*, American Meteorological Society, Boston.
- 27- McKee T.B., Doesken N.J., and Kleist J. 1995. Drought monitoring with multiple time scales, p. 233-236. *Proceedings of the Ninth Conference on Applied Climatology*. American Meteorological Society, Boston.
- 28- Mirza M.M.Q. 2002. Global warming and changes in the probability of occurrence of floods in Bangladesh and implications, *Global Environmental Change*, 12: 127-138.
- 29- Mishra A.K., Singh V.P., and Desai V.R. 2009. Drought characterization: a probabilistic approach, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23(1): 41-55.
- 30- Moreira E.E., Paulo A.A., Pereira L.S., and Mexia J.T. 2006. Analysis of SPI drought class transitions using

- loglinear models, *Journal of Hydrology*, 331: 349–359.
- 31- New M., Todd M., Hulme M., and Jones P. 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century, *International Journal of Climatology*, 21: 1899–1922.
  - 32- Nikbakht J., Tabari H. and Hosseinzadeh Talaei, P. 2013. Streamflow drought severity analysis by percent of normal index (PNI) in northwest Iran, *Theoretical and Applied Climatology*, 112(3-4): 565-573.
  - 33- Nitzche M.H., Silva B.B., and Martinez A.S. 1985. Indicativo de ano Seco e Chuvoso. *Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, Londrina-PR, Brazil*, 307-314.
  - 34- Oladipo E.O. 1985. A comparative performance analysis of three meteorological drought indices. *Journal of Climatology*, 5: 655 – 664.
  - 35- Palmer W.C. 1965. Meteorological drought, Research Paper No. 45, U.S. Department of Commerce Weather Bureau, Washington, DC.
  - 36- Piccarreta M., Capolongo D., and Boenzi F. 2004. Trend analysis of precipitation and drought in Basilicata from 1923 to 2000 within a Southern Italy context, *International Journal of Climatology*, 24:907–922.
  - 37- Piri H., Rahdari V., Maleki S. 2013. Study and compare performance of four meteorological drought index in the risk management droughts in Sistan and Baluchestan province. *Irrigation & Water Engineering*, 11:96-114. (in Persian)
  - 38- Rebetez M. 1999. Twentieth century trends in droughts in southern Switzerland, *Geophysical Research Letters*, 26(6): 755–758.
  - 39- Sen P.K. 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau, *Journal of the American Statistical Association*, 63: 1379–1389.
  - 40- Shafer B.A., and Dezman L.E. 1982. Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas, p. 164–175. In *Proceedings of the Western Snow Conference*, Fort Collins, CO.
  - 41- Silva Y., Takahashi K., and Chávez R. 2007. Dry and wet rainy seasons in the Mantaro River basin (central Peruvian Andes), *Advances in Geosciences*, 14: 1–4.
  - 42- Smith J.B., Huq S., Lenhart S., Mata L.J., Nemesova I., and Toure S. 1996. Vulnerability and adaptation to climate change, p. 161-181. Interim results from the U. S. country studies program, U.S. Country Studies Program, Washington, DC, USA.
  - 43- Tabari H., Abghari H., and Hosseinzadeh Talaei P. 2012a. Temporal trends and spatial characteristics of drought and rainfall in arid and semiarid regions of Iran, *Hydrological Processes*, 26:3351–3361.
  - 44- Tabari H., Hosseinzadeh Talaei P., Ezani A., and Shifteh Some'e B. 2012b. Shift changes and monotonic trends in autocorrelated temperature series over Iran, *Theoretical and Applied Climatology*, 109:95–108.
  - 45- Theil H. 1950. A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis, Part 3. *Proceedings of Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen A53*:1397–1412.
  - 46- Tsakiris G., and Vangelis H. 2005. Establishing a drought index incorporating evapotranspiration, *European Water*, 9(10):3–11.
  - 47- Vicente-Serrano S.M., and Cuadrat-Prats J.M. 2007. Trends in drought intensity and variability in the middle Ebro valley (NE of the Iberian peninsula) during the second half of the twentieth century, *Theoretical and Applied Climatology*, 88:247–258.
  - 48- Vicente-Serrano S.M., González-Hidalgo J.C., de Luis M., and Raventós J. 2004. Drought patterns in the Mediterranean area: the Valencia region (eastern Spain), *Climate Research*, 26: 5–15.
  - 49- Von Storch H. 1995. *Misuses of Statistical Analysis in Climate Research, Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*, Berlin, Springer, 11–26.
  - 50- Watson R.T., Zinyowera M.C., and Moss R.H. 1997. *The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability*. Cambridge University Press: Cambridge; 517.
  - 51- Wilhite D.A. 2000. *Drought: A Global Assessment*, Rutledge Press, London and New York, Volume I.
  - 52- Wilhite D.A., and Glantz M.H. 1985. Understanding the drought phenomenon: the role of definitions, *Water International*, 10: 111-120.
  - 53- World Meteorological Organization (WMO). 2003. *Statement on the Status of Global Climate in 2003*, WMO Publ. no. 966, WMO, Geneva.
  - 54- Worrall F., Burt T.P., and Adamson J.K. 2006. Trends in drought frequency– the fate of doc export from British peatlands, *Climatic Change*, 76: 339–359.
  - 55- Xu C.Y., and Singh V.P. 2004. Review on regional water resources assessment models under stationary and changing climate, *Water Resource Management* 18: 591–612.
  - 56- Xu Z.X., Takeuchi K., and Ishidaira H. 2003. Monotonic trend and step changes in Japanese precipitation, *Journal of Hydrology*, 279:144–150.
  - 57- Yue S., and Hashino M. 2003. Temperature trends in Japan: 1900–1996, *Theoretical and Applied Climatology*, 75: 15–27.
  - 58- Yue S., and Wang C.Y. 2002. The influence of serial correlation on the Mann– Whitney test for detecting a shift in

- median, *Advances in Water Resources*, 25: 325–333.
- 59- Yue S., Pilon P., and Phinney B. 2003. Canadian streamflow trend detection: impacts of serial and cross-correlation, *Hydrological Science Journal* 48(1):51–63.
- 60- Zhang Q., Singh V.P., Li J., and Chen X. 2011. Analysis of the periods of maximum consecutive wet days in China, *Journal of Geophysical Research*, 116 (D23106).
- 61- Zhang Q., Xu C.Y., and Zhang Z. 2009. Observed changes of drought/wetness episodes in the Pearl River basin, China, using the standardized precipitation index and aridity index, *Theoretical and Applied Climatology*, 98: 89–99.
- 62- Zhang Q., Xu C.Y., Gemmer M., Chen Y.D., and Liu C.L. 2008. Changing properties of precipitation concentration in the Pearl River basin, China, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23(3): 377-385.

## Identification of Trend in Spatial and Temporal Dry and Wet Periods in Northwest of Iran Based on SPI and RAI Indices

M. Montaseri<sup>1</sup> - B. Amirataee<sup>2\*</sup> - K. Khalili<sup>3</sup>

Received: 19-11-2014

Accepted: 19-05-2015

**Introduction:** Droughts are natural extreme phenomena, which frequently occur around the world. This phenomenon can occur in any region, but its effects will be more severe in arid and semi-arid regions. Several studies have highlighted the increasing of droughts trend around the world. The majority of studies in assessing the trend of time series are based on basic Mann-Kendall or Spearman's methods and no serious attention has been paid to the impact of autocorrelation coefficient on time series. However, limited numbers of studies have included the lag-1 autocorrelation coefficient and its impacts on the time series trend. The aim of this study was to investigate the trend of dry and wet periods in northwest of Iran using Mann-Kendall trend test with removing all significant autocorrelations coefficients based on SPI and RAI drought indices.

**Materials and Methods:** Study area has a region of 334,000 square kilometers, with wet, arid and semiarid climate, located in the northwest of Iran. The rainfall data were collected from 39 synoptic stations with average rainfall of 146 mm as the minimum of Gom station, and the highest annual rainfall of 1687 mm, in the Bandaranzali station. In this study, Standardized Precipitation Index (SPI) and Rainfall Anomaly Index (RAI) were used for trend analysis of dry and wet periods. SPI was developed by McKee et al. in 1993 to determine and monitor droughts. This index is able to determine the wet and dry situations for a specific time scale for each location using rainfall data. RAI index was developed by Van Rooy in 1965 to calculate the deviation of rainfall from the normal amount of rainfall and it evaluates monthly or annual rainfall on a linear scale resulting from a data series. Then, correlation coefficients of time series of these drought indices with different lags were determined for check the dependence or independence of the SPI and RAI values. Finally, based on dependence or independence of the time series values, trend analysis of wet and dry periods was conducted in different stations using one of the basic or modified Mann-Kendall tests. Also, the magnitude of the trends was derived from the Theil- Sen's slope estimator.

**Results and Discussion:** Time series of SPI and RAI drought indices for a given annual rainfall as an example for three stations of Marivan, Gom and Maku show that during 1991 to 1994 and from 2002 to 2007 are in wet period and during 1987 to 1990 and 1998 to 2001 are in the dry period. It is clearly show that, dry and wet periods in RAI index are more severe than SPI. Comparison the correlation between Lag-1 autocorrelation coefficients values of SPI and RAI time series and Lag-1 autocorrelation coefficients of annual rainfall data indicate that these correlations are high and about 0.97 and 0.99, respectively. This difference is due to the different classification of SPI and RAI drought indices. The results of trend analysis indicate a decreasing trend in most of stations. Also, Mann-Kendall statistic has been declining while eliminating the effect of all significant correlation coefficients of dry and wet periods. This result in both SPI and RAI indices are similar and have a high correlation with  $R = 0.99$ . According to results, west of the study area have a significant decreasing (negative) trend. The spatial distribution of dry and wet periods showed that the difference between Mann-Kendall statistics of SPI and RAI indices is minimal. Also, The results show that, the slope of the trend line based on the SPI and RAI drought indices is negative in most of stations and correlation between these two indices in determining the slope of the trend line is high. But, this correlation compared with the trend statistics of SPI and RAI time series is less.

**Conclusions:** In this study, first the time series of SPI and RAI time series based on annual precipitation and common quantitative classification of mentioned two drought indices were determined. Then, trends of dry and wet periods of selected stations in northwest of Iran were evaluated based on these indices using the Mann-Kendall trend test with removing all significant autocorrelation coefficients. The results from this study indicate that using Mann-Kendall test with removing all significant autocorrelation coefficients effects are essential in assessing trend in time series. Although, according to various studies available in the literature, SPI is known as

1, 2 and 3- Associate Professors, Ph.D. Candidate and Assistant Professor Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, Urmia Univeristy, Urmia, Respectively

(\*- Corresponding Author Email: Babak.amirataee@gmail.com)



more accurate than RAI in drought mitigation, but according the results of this study, can solely be used both RAI and SPI index for trend detection.

**Keywords:** Autocorrelation Coefficient, Mann-Kendall, RAI, SPI, Trend