

مطالعات جغرافیایی مناطق خشک

دوره هفتم، شماره ۱ بیستم و ششم، زمستان ۱۳۹۵

دریافت مقاله: ۹۵/۰۴/۰۱ تأیید نهایی: ۹۵/۰۹/۲۳

صص ۹۲-۱۱۰

تحلیل روند تغییرات بارش برف و باران در ایستگاه‌های منتخب استان آذربایجان غربی

حسن حیدری*، استادیار اقلیم‌شناسی - دانشگاه ارومیه

چکیده

بارش به‌عنوان یکی از عناصر مهم اقلیمی در هر منطقه‌ای است که بر مبنای آن وضعیت منابع آبی منطقه مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. درعین‌حال نوع بارش نیز به‌عنوان یکی دیگر از مشخصات بارش هر منطقه است. در این بین بارش برف در ذخیره‌ی آبی منطقه به‌ویژه در مناطق کوهستانی و مناطق بدون بارش در فصل تابستان خیلی مؤثر است؛ به‌نحوی که در سال‌هایی که کمیت آن نزول می‌یابد، موجبات ایجاد کم‌آبی و بعضاً خشک‌سالی می‌گردد، هرچند که مقدار کل بارش تغییر نیافته باشد. این امر موجبات ایجاد مشکلات عدیده‌ای را به‌خصوص در مدیریت منابع آب و کشاورزی فراهم می‌آورد. آذربایجان غربی به‌عنوان یکی از استان‌های کوهستانی و فاقد بارش‌های تابستانی است که بخش مهمی از بارش خود را به‌صورت برف دریافت می‌کند که در مهر و موم‌های اخیر با موضوع خشک‌سالی و از جمله خشکیدن دریاچه‌ی ارومیه مواجه شده است. در این تحقیق به‌منظور استخراج تغییرات صورت گرفته در استان از حیث نوع و مقدار بارش طی فصل سرد، با استفاده از آمار SCDATA مربوط به ۷ ایستگاه سینوپتیک با دوره‌ی زمانی متفاوت حداقل ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۲ و با پراکنش استانی، نخست داده‌های برف و باران تفکیک و سپس بر مبنای آزمون محاسباتی و نموداری مان‌کنندال و شاخص تخمین‌گر شیب سن و نیز آزمون جمع‌تجمعی تحلیل شده است. نتایج نشان می‌دهد که در ایستگاه‌های جنوبی استان روند صعودی درصد بارش برف و در ایستگاه‌های شمالی روند کلی نزول بارش از سال ۲۰۰۰ به وقوع پیوسته است. ضمن آن که در اکثریت ایستگاه‌ها روند نزولی بارش برف از سال ۱۹۹۴ شروع شده است. در بین ایستگاه‌ها، خوی دارای بیش‌ترین تغییرات از حیث نوع و مقدار بارش و پیرانشهر بدون تغییر معنی‌دار بوده است. درعین‌حال عمده‌ی تغییرات شدید و ناگهانی بارش نیز در ایستگاه‌های خوی و ارومیه بوده است.

واژگان کلیدی: آذربایجان غربی، روند برف، مان‌کنندال، شاخص سن، آزمون جمع‌تجمعی.

* Email: HHeidari113@yahoo.com

۱- مقدمه

امروزه مطالعات مربوط به تغییرات اقلیمی یکی از موضوعات موردعلاقه‌ی دانشمندان به‌ویژه در حوزه‌ی مطالعات اقلیم‌شناسی و هیدرولوژی است. بر این اساس، محققین مختلف در مناطق مختلف جهان متغیرهای اقلیمی را از نظر تغییرات در طول زمان مورد کنکاش قرار داده‌اند. بیش‌ترین تحقیقات انجام‌شده بر روی دما، بارش، طوفان‌ها و باده‌ها، ابرناکی، تبخیر، ساعات آفتابی و... بوده است. اهمیت بررسی تغییرات مربوط به این متغیرها چنان بوده است که کوندوزویسز^۱ و همکاران (۲۰۰۰) در نشریه‌ی فنی شماره‌ی ۱۰۱۳ سازمان جهانی هواشناسی به معرفی انواع روش‌های مطالعه‌ی تغییرات اقلیمی پرداخته‌اند. انجام این تحقیقات یا بر اساس استفاده از متغیرهای عددی ثبت‌شده در ایستگاه‌ها و یا بر مبنای ویژگی‌های سینوپتیکی پارامتر مورد مطالعه بوده است. یکی از زمینه‌هایی که خیلی مورد توجه محققین بوده است، موضوع بارش است که از نظر کثرت مقالات مربوط به تغییر اقلیم حائز اهمیت فراوانی است. طبیعتاً کثرت مطالعات در این خصوص به لحاظ اهمیت موضوع بارش و به تبع آن مسئله‌ی آب است که امروزه در خیلی از مناطق جهان مشکلات بفرنجی را برای طراحی و برنامه‌ریزی مدیریت منابع آبی و کشاورزی و محیط‌زیست موجودات فراهم کرده است.

اصولاً در تحلیل عددی سری‌های زمانی متغیرهای اقلیمی یا هیدرولوژیکی از حیث وجود یا عدم وجود روند از آزمون‌هایی استفاده می‌شود. هرچند که وجود روندها می‌تواند ناشی از تغییرات تدریجی و طبیعی و تغییرات اقلیمی و حتی اثر فعالیت‌های انسانی حاصل شده باشد. بنا به نقل حجام و همکاران (۱۳۸۷: ۱۵۷) از سیرانو^۲ و همکاران اثبات وجود روند معنی‌دار در یک سری زمانی بارندگی به‌تنهایی نمی‌تواند دلیلی قاطع بر وقوع تغییر اقلیم در یک منطقه باشد، بلکه فرض رخداد آن را تقویت می‌کند. این ویژگی ناشی از متعدد بودن عوامل کنترل‌کننده‌ی سامانه‌ی اقلیم است. در این میان نکته‌ای که بسیار حائز اهمیت است، همانا توجه محققان در حوزه‌های مختلف به بحث تغییر آب‌وهوا و به‌ویژه تغییر مقادیر بارش از نظر کمی و کیفی است که امروزه تأثیرات عمیقی بر مناطق مختلف جهان ایجاد نموده است. بر این اساس نیز در بررسی تغییر اقلیم در مناطق مختلف جهان تاکنون روش‌های متعددی برای تحلیل روند سری‌های زمانی در قالب روش‌های پارامتری و ناپارامتری ارائه شده است که در این رابطه روش‌های ناپارامتری کاربرد نسبتاً وسیع و چشم‌گیرتری دارند (سونالی^۳ و همکاران، ۲۰۱۳: ۲۱۳). بر این اساس، پارتال^۴ و همکاران (۲۰۰۶) داده‌های بارش ترکیه را در ۹۶ ایستگاه بارش در یک دوره‌ی ۶۵ ساله از طریق آزمون مان‌کنندال تحلیل و بعد از مشخص کردن روند در فواصل اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد، از طریق روش مان‌کنندال ترسیمی زمان شروع روند و روش تخمین‌گر شیب سن مقدار روند را تعیین کردند. بررسی آن‌ها حاکی از وجود روند نزولی شدید بارش در ماه‌های سپتامبر تا فوریه بود. سینگ^۵ و همکاران (۲۰۰۸) روند و تغییرپذیری بارش و رطوبت نسبی را در حوضه‌ی آبریزی در شمال غرب و بخش‌های مرکزی هندوستان با استفاده از روش مان‌کنندال انجام دادند. آن‌ها دریافتند که اکثریت حوضه‌های رودخانه‌ای روند صعودی در مقدار رطوبت نسبی در مقیاس ماهانه و سالانه را دارا هستند. فرج‌زاده و همکاران (۱۳۹۱) روند نزولی رودخانه کشف رود را بر اساس روش مان‌کنندال ناشی از روند نزولی بارش در سطح ایستگاه‌های این حوضه نشان دادند. کارپوزوس^۶ و همکاران (۲۰۱۰) روند بارش در ۵ ایستگاه منطقه‌ی پیریای یونان را برای ۳۳ سال آماری بررسی کردند. آن‌ها نیز از روش‌های مان‌کنندال عددی و گرافیکی، تخمین‌گر شیب سن استفاده کردند. ضمن آن‌که از روش جمع‌تجمعی نیز برای سنجش تغییر ناگهانی و یا تغییر مرحله‌ای استفاده نمودند. بررسی آنان نیز حاکی از وجود روند معنی‌دار بارش به‌استثنا فصل بهار بود. گوسیچ^۷ و

- 1- Kundzewicz
- 2- Sirano
- 3- Sonali
- 4- Partal
- 5- Singh
- 6- Karpouzou
- 7- Gocic

همکاران (۲۰۱۳) روندهای فصلی و سالانه ۷ متغیر اقلیمی و از جمله بارش را در ۱۲ ایستگاه هواشناسی سیبری در یک دوره‌ی آماری ۳۰ ساله مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها نیز برای انجام این کار از روش مان‌کندال برای تعیین روند و از نمودارهای جمع تجمعی و بوت استرپ برای تحلیل تغییرات ناگهانی استفاده کردند. بررسی آن‌ها حاکی از عدم وجود هرگونه روند در بارش بود. در عین حال روند معنی‌دار نزولی رطوبت نسبی در تابستان و پاییز و روند صعودی فشار بخار آب در بهار و تابستان و پاییز مشخص گردید. پرز-پالازون^۸ و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعه‌ی خود در خصوص روند بعضی پارامترهای اقلیمی (از جمله میزان بارش و نزولات برفی) در منطقه‌ی کوهستانی سیرانوادا در جنوب اسپانیا در دوره‌ی آماری ۲۰۰۰-۱۹۶۰ به کمک آزمون مان‌کندال و تصاویر سنجش‌ازدور روند نزولی در وقوع و مقدار سطح برف را تأیید کردند. در عین حال بررسی‌های فنگ^۹ و همکاران (۲۰۰۳)، هانتینگتن^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۴)، لترنسر^{۱۱} و همکاران (۲۰۰۳) حاکی از تغییر رفتار بارش از برف به باران یا روند کاهشی بارش برف همراه با افزایش بارش‌های سنگین برفی بوده است. در ایران مطالعات متعددی بر روی بارش (به‌خصوص برف) در نقاط مختلف به‌ویژه با استفاده از روش مان‌کندال انجام شده است که از آن جمله می‌توان به کارهای رضایی و همکاران در مورد بارش برف در جلگه‌ی مرکزی گیلان (۱۳۸۹)، امینی‌نیا و همکاران در مورد نوسانات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران (۱۳۸۹)، اسکندری و همکاران در خصوص تغییرات روزهای برفی و ارتباط آن با نوسانات اطلس شمالی (۱۳۸۸)، میرموسوی و همکاران درباره‌ی تغییرات بارش برف در شمال غرب ایران (۱۳۹۳)، ارکیان و همکاران در ارتباط با تغییرپذیری در تعداد روزهای برفی و عمق برف در ایران با تکنیک GIS (۱۳۹۳)، اشاره نمود. البته می‌توان به مقالات دیگر نیز اشاره کرد. اما نکته‌ای که در اینجا حائز اهمیت فراوانی است. همانا توجه محققان در حوزه‌های مختلف به بحث تغییر آب‌وهوا و به‌ویژه تغییر مقادیر بارش از نظر کمی و کیفی است که امروزه تأثیرات عمیقی بر مناطق مختلف جهان ایجاد نموده است. در این بین استان آذربایجان غربی در مهر و موم‌های اخیر مواجه با تغییرات بارش بخصوص در فصول سرد بوده است که این امر موجب تأثیرات شدید زیست‌محیطی در آن و علی‌الخصوص دریاچه‌ی ارومیه شده است که این امر لزوم بررسی بیشتر تغییرات مربوط به این متغیر آب‌وهوایی را می‌طلبد.

۲- منطقه‌ی مورد مطالعه

استان آذربایجان غربی با مساحت ۳۷۴۱۲ کیلومترمربع (بدون احتساب دریاچه‌ی ارومیه) بین ۳۵/۵۸ تا ۳۹/۴۷ عرض شمالی و ۴۴/۳ تا ۴۷/۲۳ طول شرقی از نصف‌النهار گرینویچ قرار گرفته است. ماکو شمالی‌ترین و چالدران، غربی‌ترین نقاط جغرافیایی ایران هستند که در آذربایجان غربی قرار دارند (قسمتی و همکاران، ۱۳۹۱: ۲). از نظر پراکنش توپوگرافی و ارتفاعی نیز، سطوح کم ارتفاع (کم‌تر از ۱۰۰۰ متر) تنها شامل ۴/۸۵ درصد از سطح استان بوده و در بخش‌هایی از منطقه‌ی پلدشت، شوط، ماکو، سردشت و خوی قرار دارد. طبقه‌ی ارتفاعی ۱۰۰۰ تا ۱۴۰۰ متر، ۲۳/۴۶ درصد از مساحت استان آذربایجان غربی را شامل می‌شود که شامل بخش‌هایی از منطقه‌ی میاندوآب، ارومیه، خوی و ماکو است. طبقه‌ی ارتفاعی ۱۴۰۰ الی ۱۸۰۰ متری با ۳۱/۰۹ درصد سهم نسبی، بیش‌ترین گسترش را در سطح استان آذربایجان غربی برخوردار است که شامل بخش‌های بزرگی از منطقه‌ی ارومیه، بوکان، مهاباد و نیز بخش‌های اندکی از پلدشت، چالدران و تکاب است. طبقه‌ی ارتفاعی ۱۸۰۰ الی ۲۲۰۰ متری ۲۲/۲۱ درصد از گستره‌ی استان آذربایجان غربی را شامل شده و از این نظر بخش‌های دیگری از ارومیه، تکاب، خوی، پلدشت، ماکو و چایپاره را شامل می‌شود. طبقه‌ی ارتفاعی ۲۲۰۰ الی ۲۶۰۰ متری بیش‌ترین گسترش را در منطقه‌ی تکاب، خوی و چالدران و کم‌ترین مساحت را در نقده، چایپاره، بوکان و شوط را دارد. طبقه‌ی ارتفاعی ۲۶۰۰ الی ۳۰۰۰، تنها ۴/۶۱ درصد از کل وسعت استان بوده و بیش‌ترین وسعت آن در

8- Pérez- Palazón

9- Feng

10- Huntington

11- Laternser

خوی، تکاب، سلماس و ارومیه است. طبقه‌ی ارتفاعی ۳۰۰۰ الی ۳۴۰۰ متر ۰/۵۴ درصد از وسعت استان آذربایجان غربی را شامل می‌شود که در ارومیه، اشنویه، پیرانشهر، ۴۱ تکاب، چالدران، خوی و سلماس گسترش دارد. طبقه‌ی ارتفاعی بیش از ۳۴۰۰ متر، تنها ۰/۰۲ درصد از مساحت استان را شامل می‌شود و منطبق بر قله مرتفع کوه‌های استان است که کلاً در ارومیه، اشنویه، پیرانشهر و خوی پراکنده شده است (استانداری آذربایجان غربی، ۱۳۸۷).

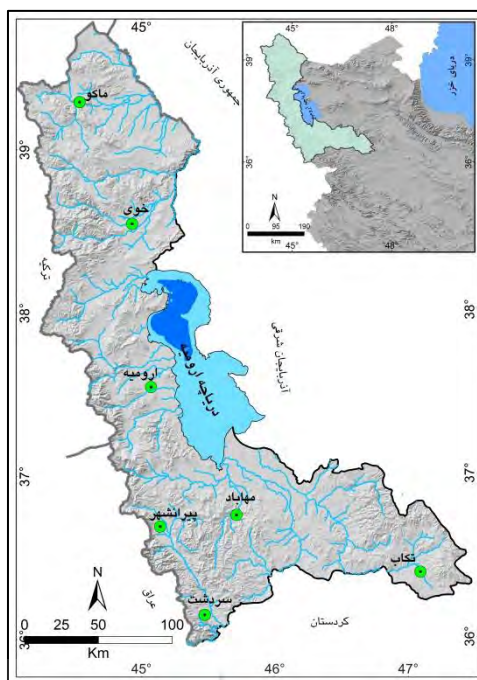
درعین حال توده‌های هوایی متفاوتی در فصول مختلف وارد این استان می‌شوند که در این بین بیش‌تر تحت تأثیر توده‌های هوای غربی است. این توده‌ها از اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه وارد استان می‌شوند و منشأ رطوبت و بارش در فصول پاییز، زمستان و بهار می‌شوند. البته توده‌های هوای سرد قاره‌ای سیبری و قطبی و توده‌ی هوای سرد مرطوب شمال اروپا نیز با ورود به آذربایجان باعث کاهش دما و بارش می‌شوند (قسمتی و همکاران، ۱۳۹۱: ۹).

۳- مواد و روش‌ها

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه‌ی داده‌های SCDATA مربوط به ایستگاه‌های تکاب، پیرانشهر، سردشت، مهاباد، ارومیه، خوی و ماکو در طی کل دوره‌ی آماری ایستگاه از بدو تأسیس تا سال ۲۰۱۰ است (جدول ۱). نقشه‌ی ایستگاه‌های مذکور (نقشه‌ی ۱) حاکی از پراکنش مناسب ایستگاه‌ها در سطح استان است. بر این اساس ایستگاه ارومیه با طول دوره‌ی آماری ۵۹ سال بیش‌ترین و ایستگاه‌های تکاب، پیرانشهر و سردشت با ۲۴ سال کم‌ترین دوره‌ی آماری را داشتند. بنا به نقل کارپوزوس و همکاران (۲۰۱۰: ۳۲) از بون و النور^{۱۲} حداقل دوره‌ی آماری ۲۵ ساله سبب ایجاد نتایج اطمینان‌بخش در مطالعات روندهای اقلیمی می‌تواند باشد.

جدول ۱: مشخصات ایستگاه‌های منتخب در استان

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع به متر	سال شروع دوره‌ی آماری	میانگین بارش سالانه	درصد بارش در ۸ ماه مورد بررسی
ارومیه	۴۵ ۰۳E	۳۷ ۴۰N	۱۳۲۸	۱۹۵۱	۳۳۸/۵	۸۰/۶
خوی	۴۴ ۵۸E	۳۸ ۳۳N	۱۱۰۳	۱۹۶۰	۲۹۰/۸	۶۷
ماکو	۴۴ ۲۶E	۳۹ ۲۰N	۱۴۱۱/۳	۱۹۸۵	۳۰۷	۵۹/۴
مهاباد	۴۵ ۴۲E	۳۶ ۴۵N	۱۳۵۱/۸	۱۹۸۶	۴۰۳/۶	۸۹/۵
پیرانشهر	۴۵ ۰۸E	۳۶ ۴۰N	۱۴۵۵	۱۹۸۶	۶۵۷/۳	۹۳
سردشت	۴۵ ۲۹E	۳۶ ۰۹N	۱۵۵۶/۸	۱۹۸۷	۸۰۷/۳	۹۳/۲
تکاب	۴۷ ۰۶E	۳۶ ۲۴N	۱۸۱۷/۲	۱۹۸۶	۳۴۲	۸۲/۹



شکل ۱: نقشه‌ی موقعیت ایستگاه‌های منتخب در استان آذربایجان غربی

با توجه به این که اصولاً میزان برف بر اساس اندازه‌گیری ارتفاع برف به سانتی‌متر روی زمین در ساعات مختلف (خواه در آن روز باریده و یا مربوط به روزهای گذشته باشد) و یا برحسب مقدار آب حاصل از ذوب برف به میلی‌متر گزارش می‌شود، لذا در این مطالعه‌ی به جهت عدم گزارش ارتفاع برف در ایستگاه‌های هواشناسی در ایران و نیز امکان مقایسه‌ی بهتر بارش‌های برف و باران، به مقادیر گزارشات آب حاصل از برف تکیه شده است. در این راستا برای تفکیک داده‌های مربوط به برف (آب حاصل از ذوب برف) از برنامه‌نویسی انجام‌شده توسط ضیائیان و حسنعلی‌زاده (۱۳۸۳) تحت عنوان SRS استفاده شد. این برنامه‌ی رایانه‌ای داده‌های گذشته‌ی هواشناسی را از فایل SCDATA خوانده و مقدار بارش ثبت‌شده را بر اساس کد نوع بارش، به صورت برف و باران و به شکل ماهانه و به صورت مجزا تفکیک می‌نماید. برف در ماه‌های مورد مطالعه بین ۲۰ تا ۶۰ درصد کل بارش ماهانه این ایستگاه‌ها در طول دوره‌ی آماری متغیر است. در این میان در بعضی ایستگاه‌ها در طی دوره‌ی آماری بعضاً شروع بارش برف از ماه سپتامبر آغاز و در بعضی موارد در ماه آوریل به اتمام می‌رسد و از این نظر این دو ماه نیز در مطالعه لحاظ گردید. پس از تهیه و استخراج داده‌ها، آن‌ها در محیط نرم‌افزاری Excel سازمان‌دهی و تنظیم گردید. سپس کل داده‌ها به صورت فایل‌های جداگانه در محیط نرم‌افزار آماری Xlstat 2013 از طریق سه روش آمون همگنی بویشد^{۱۳}، پتیت^{۱۴}، وان نیومن^{۱۵} بررسی شد. در این راستا با فرض تأیید همگنی توسط حداقل ۲ روش، همگنی داده‌ها تأیید شده که در این رابطه در همه‌ی ایستگاه‌ها همگنی مناسبی بین داده‌ها مشاهده گردید. این کار از آن جهت صورت گرفت که نبود همگنی می‌تواند سبب ایجاد خطا در تشخیص روند گردد.

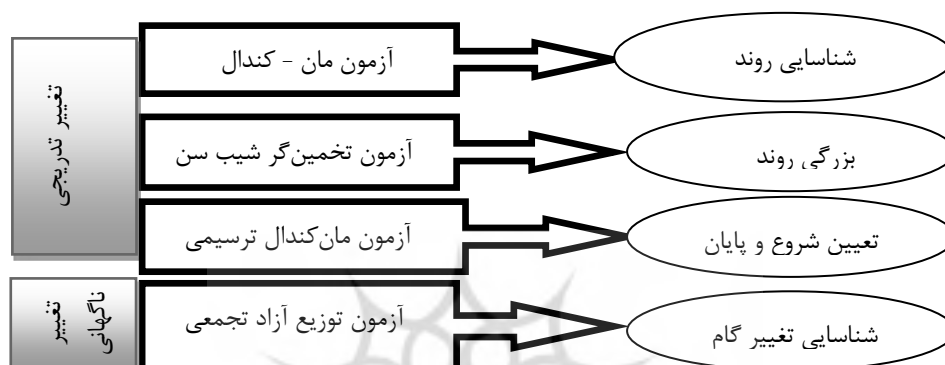
اصولاً تغییر اقلیم ممکن است به صورت تدریجی یا جهشی اتفاق بیفتد. از طرف دیگر با توجه به این که بیش تر سری

33- Buissand

44- Pettit

55- Van Newman

داده‌های بارش (و هیدرولوژی) به صورت نرمال توزیع نشده‌اند، لذا آزمون‌های ناپارامتری نسبت به آزمون‌های پارامتری که حتی امکان اندازه‌گیری کمیت روند شناخته‌شده را ندارند، ترجیح داده می‌شوند (کارپوزوس و همکاران، ۲۰۱۰: ۳۳). بر این اساس در این مطالعه از آزمون‌های ناپارامتری استفاده شده است. برای بررسی روند در ایستگاه‌ها از چند روش استفاده گردید. نخست برای اطمینان از وجود روند و نوع آن (صعودی یا نزولی) از روش مان‌کندال^{۱۶} استفاده گردید. در مرحله‌ی بعد برای تعیین میزان معنی‌داری روند در سطوح اطمینان ۹۹، ۹۵ و ۹۰ درصد و نیز تعیین مقدار میلی‌متر یا درصد تعیین زمان وقوع روند از روش مان‌کندال ترسیمی^{۱۷} استفاده گردید. با توجه به این که ممکن است یک تغییر به ناگهانی افزایش یا کاهش بارش در هر سال در طی دوره‌ی آماری از روش تخمین‌گر شیب سن^{۱۸} استفاده شد. در عین حال برای اتفاق بیفتد، لذا برای شناسایی این نوع تغییرات در بین داده‌ها از روش جمع تجمعی^{۱۹} استفاده شد (شکل ۲).



شکل ۲: چارچوب تحلیل روند در این مطالعه

در این مطالعه‌ی آزمون‌های مان‌کندال (محاسباتی) و تخمین‌گر شیب سن با استفاده از نرم‌افزار MAKESENSE 1 و آزمون‌های مان‌کندال نوع ترسیمی و جمع تجمعی به کمک نرم‌افزار EXCEL انجام شده است. در زیر به معرفی دقیق روش‌های فوق می‌پردازیم:

آزمون مان‌کندال (محاسباتی): یکی از روش‌های آزمون داده‌های دارای روند بوده و مبتنی بر فرآیند رتبه‌ای است. از محاسن این روش به تأثیرپذیری کم آن از مقادیر حدی (پارتال و همکاران، ۲۰۱۱: ۲۰۱۵) نیز مناسب بودن برای داده‌های دارای چولگی می‌توان اشاره کرد (حامد^{۲۰}، ۲۰۰۸: ۳۵۴) هم‌چنین می‌توان از آن در سری داده‌هایی استفاده کرد که دارای توزیع آماری خاص نبوده و حاوی مقادیر باقیمانده و یا روندهای غیرخطی باشند (کارپوزوس و همکاران، ۲۰۱۰: ۳۲). این آزمون در سال ۱۹۸۸ توسط سازمان جهانی هواشناسی (WMO) پیشنهاد شد و در بررسی معنی‌داری روند سری‌های زمانی اقلیمی توسط محققان مختلف مورد استفاده قرار گرفته است. مراحل محاسبه‌ی آماره به شرح زیر است:

ابتدا پارامتر S که بیانگر اختلاف بین تک‌تک مشاهدات با همدیگر است محاسبه و سپس تابع علامت ($sgn()$) اعمال می‌گردد (همان، ۳۳):

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n sgn(x_j + x_k) \quad \text{رابطه‌ی ۱}$$

- 66- Mann- Kendall Test
- 77- Sequential Mann- Kendall Test
- 88- Sen.'s estimator of slop Test
- 99- Cusum Test
- 00- Hamed

در فرمول فوق n تعداد مشاهدات، x_j و x_k به ترتیب داده‌های j ام و k ام سری داده است. تابع علامت نیز در صورتی که مقدار داخل پرانتز بیش از صفر باشد، $+1$ و برابر صفر، صفر و کم‌تر از صفر، -1 اعمال می‌گردد. چنانچه مانند مطالعه حاضر تعداد n بیش از 10 عدد باشد واریانس $var(s)$ استفاده می‌شود (پارتال و همکاران، ۲۰۰۶: ۲۰۱۵):

$$var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^m t(t-1)(2t+5)}{18} \quad \text{رابطه ۲}$$

در این رابطه n تعداد داده‌های مشاهداتی، t فراوانی داده‌ها با رزش یکسان، m معرف تعداد سری‌های با حداقل یک داده تکراری است. مقدار Z نرمال استاندارد نیز از طریق رابطه زیر محاسبه می‌شود (همان منبع):

$$Z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{var(s)}} & \text{if } s > 0 \\ 0 & 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{var(s)}} & \text{if } s < 0 \end{cases} \quad \text{روابط ۳ تا ۵}$$

بنابراین در صورتی که در یک آزمون دوطرفه رابطه $|Z| \leq Z_{\alpha/2}$ برابر باشد فرض H_0 (عدم وجود روند) پذیرفته و فرض H_1 (وجود روند) رد می‌شود. در این رابطه α تعیین کننده سطح معنی داری آزمون و Z_{α} نیز آماره توزیع نرمال استاندارد در سطح معنی داری α است که با توجه به دوطرفه بودن $\alpha/2$ استفاده شده است. در این آزمون، سطح اطمینان 95 و 99 درصد استفاده می‌شود. مقدار مثبت آماره Z روند صعودی و مقدار منفی روند نزولی داده‌ها را نشان می‌دهد (حجام و همکاران، ۱۳۶۷: ۱۶۱).

آزمون مان‌کنندال ترسیمی (دنباله‌ای): این روش برای تعیین زمان شروع روند (نقاط جهش) در داخل سری داده‌ها است (تورگای و کایا، ۲۰۰۶: ۲۰۱۶). در واقع این روش مقادیر آماره را در سری زمانی داده‌ها با روش رتبه‌بندی مان‌کنندال محاسبه کرده و همین کار به صورت برعکس محاسبه می‌شود؛ یعنی فرض می‌شود که انتهای سری در ابتدای آن باشد. هرگاه روند در سطح معنی دار قابل قبول باشد، می‌توان به کمک نمودار مان‌کنندال نقطه تغییر را تعیین نمود. این روش مقدار T را در زمان i محاسبه می‌کند. در آزمون به هر سال یک شماره‌ی ردیف ($n_i=1,2,3,\dots$) داده می‌شود. برای هر پارامتریک مرتبه (m) داده می‌شود که تعداد رتبه‌های کوچک‌تر از ردیف n_i است که قبل از آن قرار می‌گیرد. برای انجام این روش، نخست از فرمول‌های زیر استفاده می‌شود (نصرآبادی و مسعودیان، ۱۳۹۲: ۱۹):

$$\begin{aligned} E_i &= n_i(n_i - 1)/4 \\ V_i &= \frac{n(n_i-)(2n_i+5)}{72} \\ T_i &= T_{t-1} + m_i \\ U_i &= \frac{(T_i - E_i)}{\sqrt{V_i}} \end{aligned} \quad \text{روابط ۶ تا ۹}$$

در فرمول‌های مذکور E_i امید ریاضی، V_i واریانس، T_i آماره، m_i مرتبه‌ی مربوط به هر ردیف n_i است. در مرحله‌ی بعد، برای تعیین نقاط جهش دنباله U و U' بر اساس زمان (i) به صورت نمودار رسم شود. در حالت معنی داری روند، دو نمودار در نقطه شروع پدیده یکدیگر را در خارج از محدوده $\pm 1/96$ قطع کرده و در خلاف جهت یکدیگر حرکت خواهند کرد. به این نقطه، برخورد نقطه‌ی جهش گفته می‌شود (سبزی‌پرور و همکاران، ۱۳۹۰: ۳۱). در حالتی که سری ایستا باشد دو دنباله U و U' به صورت موازی عمل خواهند نمود و یا با چند بار برخورد به طوری که به تغییر جهش آن‌ها منجر نشود، در خواهند آمد. بر این اساس قرار گرفتن منحنی در بالاتر از محدوده $+1/96$ حاکی از روند صعودی و واقع شدن آن در پایین $-1/96$ بیانگر روند نزولی خواهد بود. اگر چنانچه منحنی‌های U و U' در محدوده‌ی معنی دار تلاقی نکنند ولی خارج نشوند بدین معنی است که فقط تغییر ناگهانی در میانگین رخ داده است، ولی روند وجود ندارد.

تخمین‌گر شیب سن: این آزمون در مواردی به کار می‌رود که روند به صورت خطی فرض شده و کمیت تغییر در واحد زمان را نشان می‌دهد (دلیما^{۱۱} و همکاران، ۲۰۱۰). از مزیت‌های این روش قابلیت استفاده از آن در مواردی است که داده‌های گم‌شده یا دیگر خلأها در داده‌ها وجود داشته باشد. بر این اساس تابع $f(t)$ برابر خواهد بود با:

$$f_t = Q_t + B \quad \text{رابطه‌ی ۱۰}$$

در رابطه‌ی خطی فوق Q شیب و B ثابت خط است. برای برآورد شیب خط، نخست شیب هر جفت داده متوالی سری را از رابطه‌ی زیر به دست می‌آوریم (حجام و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۶۱):

$$Q = (xt - xs)/(t - s) \quad \text{رابطه‌ی ۱۱}$$

در این رابطه‌ی xt و xs به ترتیب داده‌های مشاهداتی در زمان‌های t و s و t یک واحد زمانی بعد از زمان s است. با اعمال رابطه‌ی فوق برای هر دو جفت داده مشاهداتی، یک سری زمانی از شیب‌های محاسبه‌شده حاصل می‌شود که از محاسبه‌ی میانه‌ی این سری زمانی شیب خط روند (Q_{med}) به دست می‌آید. مقدار مثبت Q_{med} بیانگر صعودی بودن روند و مقدار منفی آن دال بر نزولی بودن روند خواهد بود. در مرحله بعد پارامتر C_α به منظور محاسبه‌ی سطوح اعتماد مورد آزمون از طریق رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود (همان منبع):

$$C_\alpha = Z_{1-\alpha/2} * \sqrt{var(s)} \quad \text{رابطه‌ی ۱۲}$$

در این رابطه، Z آماره توزیع نرمال استاندارد دوطرفه بسته به سطوح اعتماد ۹۵ و ۹۹ درصد بوده که به ترتیب مقادیر ۱/۹۶ و ۲/۵۸ را شامل می‌شود. آنگاه حدود اعتماد بالا و پایین از طریق فرمول زیر محاسبه می‌شود (همان منبع):

$$\begin{cases} M_1 = (N' - C_\alpha)/2 \\ M_2 = (N' + C_\alpha)/2 \end{cases} \quad \text{رابطه‌ی ۱۳}$$

در رابطه‌ی فوق N' نشانگر تعداد شیب‌های محاسبه‌شده است. در آخرین مرحله، حدود اطمینان محاسبه می‌شود. بدین صورت که از بین شیب‌های محاسبه‌شده با رابطه‌ی بالا، M_1 و (M_2+1) شیب‌ها استخراج و در صورتی که عدد صفر در دامنه بین دو شیب استخراج شده قرار بگیرد، فرض صفر یا همان عدم وجود روند در سطوح اعتماد مورد نظر پذیرفته شده و در حالت عکس فرض جایگزین پذیرفته خواهد شد (همان منبع).

آزمون توزیع آزاد جمع تجمعی: نمودارهای جمع تجمعی برای تعیین نقطه‌ی تغییر ناگهانی در سری‌های زمانی داده‌های اقلیمی مورد استفاده قرار می‌گیرد (گوسیچ و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۷۵). این روش ناپارامتری که مبتنی بر رتبه‌بندی است، زمانی به کار می‌رود که میانگین‌های دو بخش از یک سری داده برای دوره‌ی زمانی ناشناخته متفاوت باشد. مبنای این روش بر اساس روابط زیر است (مک‌گیلشرست^{۲۲} و همکاران، ۱۹۷۵: ۳۲۲):

$$V_i = \sum_{j=1}^i q(X_j - k) \quad \text{رابطه‌ی ۱۴}$$

در رابطه‌ی فوق، V_i آماره‌ی آزمون، X_i هر یک از مشاهدات سری زمانی مورد بررسی، k نیز میانه‌ی مشاهدات است. حال اگر نتیجه‌ی داخل پرانتز برای هر مشاهده یعنی $q(x)$ مساوی یا بزرگ‌تر از صفر باشد به جای سری زمانی عدد $+1$ و چنانچه کم‌تر از صفر باشد عدد -1 قرار می‌گیرد. سپس بر اساس علامت \sum مقادیر تجمعی $q(x)$ محاسبه می‌شود. پس از ترسیم نمودار خطی بر اساس دوره‌ی زمانی و مقادیر تجمعی q ، اگر چنانچه خط به طور نسبی مستقیم باشد، بیانگر عدم تغییر و در غیر این صورت (چنانچه در سطح اطمینان ۹۰ درصد به رقم بیش از ۷ در نمودار مربوطه جابه‌جا شود) نشانگر تغییر ناگهانی در سری داده‌ها خواهد بود (همان منبع).

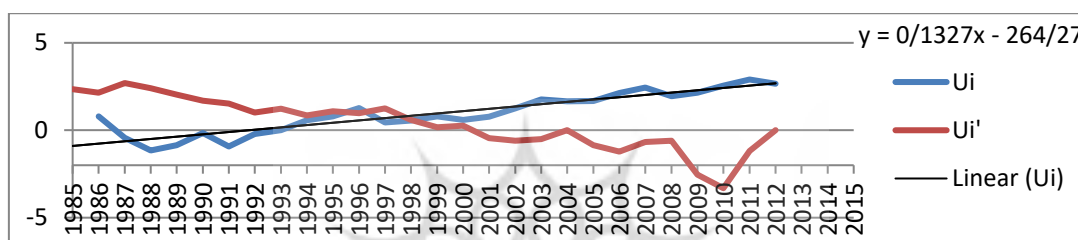
۴- بحث و نتایج

در انجام این مطالعه، پس از استخراج داده‌های مورد نظر از بین داده‌های SCDATA و انجام تست همگنی و اطمینان یافتن از همگنی داده‌ها، ماتریس داده‌های هر ایستگاه به صورت مقادیر ماهانه (۸ ماه به همراه مقادیر سالانه) برای هر ۵

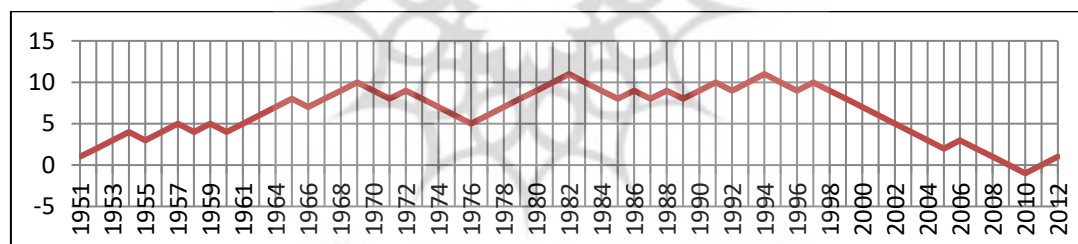
11- De lima

22- McGilchrist

متغیر (مقدار کل بارش، مقدار بارش برف، درصد بارش برف، مقدار بارش باران، درصد بارش باران) موردنظر به صورت جداگانه آماده شد. سپس با وارد کردن ماتریس هر متغیر هر ایستگاه در نرم افزار MAKESENSE، نوع روند از طریق آزمون مان کنندال (MK) و شدت آن از طریق آزمون شیب سن (Qmed) در سطوح اطمینان ۹۰ و ۹۵ و ۹۹ درصد به دست آمد (جداول ۲ تا ۶). آنگاه به منظور تعیین زمان وقوع روند برای هر متغیر در طی ماهها و مقدار سالانه هر ایستگاه در سطح اطمینان ۹۵ درصد، ساختار مان کنندال ترسیمی (MKs) در محیط نرم افزاری Excel طراحی و بعد از ترسیم، مشخص گردید (شکل ۳). با توجه به کثرت تعداد نمودارها (حدود ۳۰۰ نمودار)، در اینجا صرفاً تغییراتی که در سطح اطمینان مذکور معنی دار بود، مشخص شده و سال ایجاد روند به صورت صعودی یا نزولی در جداول ۲ تا ۶ ثبت گردید. سپس برای تعیین روند از نظر تدریجی یا ناگهانی بودن ساختار ترسیمی آزمون جمع تجمعی (Vk) در نرم افزار Excel تنظیم و شبیه روش مان کنندال دنباله ای نمودار تک تک متغیرهای ماهانه و سالانه در سطح اطمینان ۹۰ درصد ترسیم گردید (شکل ۴) که به لحاظ زیاد بودن این نمودارها شبیه مان کنندال ترسیمی (دنباله ای)، نقاط پرش صعودی یا نزولی مشخص و در جداول ۲ تا ۶ ثبت شد. در زیر به بررسی و تفسیر نتایج می پردازیم:



شکل ۳: نمونه نمودار مان کنندال ترسیمی مقدار باران در ماه آوریل ایستگاه ماکو طی دوره آماری



شکل ۴: نمونه نمودار جمع تجمعی بارش برف سالانه در ایستگاه ارومیه طی دوره آماری

جدول ۲ نتایج حاصل از آزمون های مذکور را برای مقادیر بارش ماه های موردنظر و سالانه نشان می دهد. بررسی روند مقادیر بارش ماهانه بیانگر روند نزولی در ایستگاه های شمالی استان است. هر چند بیش تر روندهای حاصله معنی دار نیست، ولی آزمون های مان کنندال و سن وجود روند منفی را در ماه ژانویه و مقدار سالانه را در خوی، فوریه و سالانه را در ارومیه، در سطح اطمینان ۹۵ درصد بیان می کند. در عین حال آزمون مان کنندال روند منفی را در ماه دسامبر در ارومیه و ماه فوریه و مقدار سالانه خوی در سطح اطمینان ۹۰ درصد و ماه های سپتامبر و مارس را در سطح اطمینان ۹۵ درصد نشان می دهد. این آزمون روند صعودی را در ماه سپتامبر در ایستگاه های ماکو و مهاباد و تکاب بیان می کند. باین حال، ماه های فوریه در سطح اطمینان ۹۹ درصد و مارس (طبق روش مان کنندال در سطح اطمینان ۹۰ درصد) روند صعودی را در سردشت نشان می دهد. بر این اساس بیش ترین مقدار روند افزایشی طبق آزمون شیب سن در ماه فوریه ایستگاه سردشت ۵/۲ میلی متر (در سطح اطمینان ۹۹ درصد) و کم ترین مقدار روند نزولی حدود ۱/۶ میلی متر در مقدار بارش سالانه در ارومیه بوده است. بررسی تاریخ شروع و پایان روند در ایستگاه ها حاکی از آن است که بیش ترین تغییرات در ماه های فصل زمستان عمدتاً به صورت روندهای منفی یا نزولی بوده که از سال ۱۹۹۷ به بعد به وقوع پیوسته و تا پایان دوره آماری تداوم داشته است.

جدول ۲: نتایج آزمون‌های آماری مقدار کل بارش ماهانه و سالانه در ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	آزمون	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر	سالانه
ماکو	MK	-۰/۹۷	۰	۰/۶۳	<u>*۲/۳۷</u>	<u>+۱/۹۶</u>	-۰/۱	-۰/۲۸	<u>+۱/۷</u>	۱/۲۴
	Q _{med}	۰/۱۳	۰/۰۰۳	۰/۲۱	<u>۱/۷*</u>	۰/۴۵	-۰/۰۵	-۰/۱	-۰/۳۹	۲/۴
	Mk _s	-	-	+۱۹۹۳	+۲۰۰۰	-	-۱۹۸۸ تا ۲۰۰۳	-	-	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	↓۲۰۰۲↑
خوی	MK	<u>*-۲/۴</u>	<u>+۱/۸</u>	-۰/۹۸	-۰/۰۳	۱/۰۳	-۰/۲۸	۰/۱۹	-۰/۷۸	<u>+۱/۹</u>
	Q _{med}	<u>*-۰/۲۵</u>	-۰/۱۶	-۰/۲	-۰/۰۱	۰/۰۴	-۰/۰۵	۰/۰۶	-۰/۱	-۱/۴
	Mk _s	-۱۹۹۷	-	-	-	-	-	-	-	-۱۹۸۸
	V _k	↑۱۹۹۵↓	↑۱۹۹۱↓	↑۱۹۸۷↓	-	↓۱۹۷۵↑	↑۱۹۹۵↓	۸۶ و ۹۵ ↑	-	↑۱۹۸۲↓
ارومیه	MK	-۱/۵۶	<u>*-۲/۱</u>	-۱/۱۶	-۱/۵۲	-	۰/۸	۰/۲۶	-۰/۷	<u>*-۲/۳</u>
	Q _{med}	-۰/۱۹	<u>*-۰/۳</u>	-۰/۲۸	-۰/۴۱	-	۰/۰۶	۰/۰۵۵	-۰/۰۹	<u>*-۱/۶</u>
	Mk _s	-	-	-	-۱۹۷۹ تا ۲۰۰۹	-	-	-	-	-۱۹۹۳
	V _k	۷ و ۸۲ و ۹۸ ↓ ↑	↑۱۹۹۷↓	-	↑۱۹۸۲↓	↑۱۹۸۳	-	-	-	↑۱۹۹۵↓
مهاباد	MK	-۰/۷۳	-۰/۶۵	-۰/۶۱	۰/۸۹	<u>*۲/۱</u>	-۰/۴۹	-۰/۳۸	-۱/۵۶	-۰/۶۹
	Q _{med}	-۰/۵۳	-۰/۳۳	-۰/۳۸	۰/۶۱	۰	۰/۳۳	-۰/۲۹	-۰/۶۶	-۲/۰۵
	Mk _s	-	-	-	-	-	-	-۱۹۹۸	-۲۰۰۵	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	-
تکاب	MK	-۰/۱۳	-۱/۴۸	<u>*-۲/۳</u>	-۰/۹	<u>*۲/۰۸</u>	-۱/۲۳	۰/۲۵	-۰/۵۴	-۱/۲۱
	Q _{med}	-۰/۱۲	-۰/۶۱	-۱/۵۵	-۰/۹۶	۰	-۰/۶۷	۰/۳۷	-۰/۳۴	-۲/۷۶
	Mk _s	-	-	-۱۹۹۸	-۱۹۸۹ تا ۲۰۰۶	+۲۰۰۵	-	-	-	-۱۹۹۴ تا ۲۰۱۰
	V _k	↑۲۰۰۴↓	-	-	-	-	↑۱۹۷۸↓	-	-	-
پیرانشهر	MK	۰/۵۲	۰/۲۱	-۰/۲۷	۰/۳۳	-	-۰/۰۸	-۰/۷۱	-۱	-۰/۵۸
	Q _{med}	۰/۶۷	۰/۲۵	-۰/۲۸	۰/۳۸	-	۰	-۱/۲۳	-۱/۵۹	-۴/۰۷
	Mk _s	-	+۲۰۰۲	-	-	-	-	-	-	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	-
سردشت	MK	۰/۶۲	<u>۳/۱۱**</u>	<u>+۱/۸۳</u>	۰/۴۴	۰/۵۱	-۰/۹۸	-۰/۹۲	-۱/۰۴	۰/۹۶
	Q _{med}	۱/۵۲	<u>۵/۳**</u>	۳/۷۸	۱/۴	۰	-۰/۹۵	-۱/۵۶	-۱/۸۸	۶/۷۸
	Mk _s	+۱۹۸۷	+۱۹۹۱	+۱۹۸۹	-	-	-	-	-	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	-

** سطح اطمینان ۹۹ درصد، * سطح اطمینان ۹۵ درصد، + سطح اطمینان ۹۰ درصد ↓↓ نقطه‌ی پرش صعودی نزولی ↑↑

نقطه‌ی پرش نزولی صعودی (سطح ۹۰ درصد)

۱۹۸۹+ سال شروع روند صعودی، ۱۹۸۸- سال شروع روند نزولی (در سطح اطمینان ۹۵ درصد)

۱	MK	-۰/۱۷	۰/۲۵	-۰/۴	۰/۷۱	-	-۰/۵	-۰/۸۸	-۰/۹۲	-۰/۵۴
	Q _{med}	-۰/۰۸	۰/۲۹	-۰/۱۱	۰/۶۶	-	-۰/۱۵	-۱/۱۴	-۰/۶۷	-۱/۹۹
	Mk _s	-۲۰۰۷	-	-	-	-	-	-	-	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	-
۲	MK	-۰/۸۴	۱/۲۶	۰/۸۶	۰/۴	۰/۵۱	-۱/۱۹	-۱/۰۸	-۰/۷۳	-۰/۰۸
	Q _{med}	-۰/۷	۱/۱۳	۱/۱۷	۰/۹۱	۰	-۱/۰۸	-۱/۵۷	-۰/۹۴	-۰/۵۳
	Mk _s	-۲۰۰۶	+۱۹۸۹	+۱۹۸۹	-	-	-	-	-	-۲۰۰۷
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	-

**سطح اطمینان ۹۹ درصد، *سطح اطمینان ۹۵ درصد، + سطح اطمینان ۹۰ درصد ↓↓ نقطه‌ی پرش صعودی نزولی ↑↑ نقطه‌ی پرش نزولی صعودی (سطح ۹۰ درصد)

۱۹۸۹+ سال شروع روند صعودی، ۱۹۸۸- سال شروع روند نزولی (در سطح اطمینان ۹۵ درصد)

مشخص گردید. ایستگاه‌های پیرانشهر، سردشت و ارومیه فاقد هرگونه روند معنی‌دار بودند. بررسی مان‌کنندال دنباله‌ای نشان داد که در ایستگاه‌های پیرانشهر و سردشت روندهای نزولی بعد از سال ۲۰۰۶ به بعد و روندهای صعودی به‌ویژه در ایستگاه سردشت بعد از ۱۹۸۹ به وقوع پیوسته است. ضمن آن‌که در ایستگاه تکاب نیز روند صعودی در سال ۲۰۰۵ به وقوع پیوسته و عملاً روند نزولی مقدار بارندگی سالانه از ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۹ تداوم داشته است. ماه‌های فوریه (۱۹۷۹) و دسامبر (۱۹۷۳) روند صعودی در ایستگاه ارومیه و آوریل (۱۹۸۸) ایستگاه مهاباد تا پایان دوره‌ی آماری تداوم یافته است. در ایستگاه خوی روند نزولی از ماه‌های ژانویه (۱۹۸۲) و فوریه (۱۹۸۸) و نیز جمع مقدار باران سالانه (۱۹۸۳) شروع و تا پایان دوره‌ی آماری تداوم داشته است. بررسی روش جمع تجمعی داده‌ها برای این متغیر نشانگر عدم هرگونه تغییر ناگهانی در روند بارش باران در ایستگاه‌های جنوبی استان (به‌جز روند پرش صعودی نزولی اکتبر ۱۹۹۴ ایستگاه تکاب و روند پرش نزولی صعودی ژانویه ۱۹۹۳ مهاباد) است. در ایستگاه‌های شمالی استان، ایستگاه ماکو دارای پرش روندی نزولی صعودی ۲۰۰۱ را برای جمع بارش سالانه و ایستگاه ارومیه روند صعودی نزولی ژانویه را برای ارومیه نشان می‌دهد. این در حالی است که ایستگاه خوی دارای نقاط پرش صعودی نزولی برای ژانویه و فوریه و مارس و دسامبر و نقطه‌ی پرش نزولی صعودی را برای سپتامبر در حدفاصل مهر و موم‌های ۱۹۸۲ تا ۱۹۸۵ نشان می‌دهند.

در بررسی متغیر مربوط به مقدار بارش برف در ایستگاه‌های مورد مطالعه، همان‌گونه که در جدول ۴ ملاحظه می‌شود، در نیمه‌ی شمالی استان عموماً روند نزولی وجود داشته ولی به‌صورت معنی‌دار از نظر هر دو روش مان‌کنندال و سن در ماه فوریه (در سطح ۹۵ درصد) و بارش برف سالانه (در سطح ۹۹ درصد) ایستگاه ارومیه و نیز ماه دسامبر (در سطح ۹۵ درصد) ایستگاه مهاباد مواجه با روند نزولی بوده‌اند. این در حالی است که آزمون مان‌کنندال روند نزولی را در سطح

جدول ۴: نتایج آزمون‌های آماری مقدار بارش برف ماهانه و سالانه در ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	متغیر	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر	سالانه
ماکو	MK	-۰/۶۹	-۰/۳۶	-۰/۴۲	-۰/۶	-	۰/۸۲	-۱/۲۷	<u>-۱/۲**</u>	-۱/۱۷
	Q _{med}	-۰/۱	-۰/۱۱	-۰/۰۷	۰	-	۰	-۰/۰۹	۰/۲۲	-۰/۸۹
	Mk _s	-	-	۱۹۹۰ تا ۲۰۱۰	-	-	-	-	-	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	-
خو	MK	-۰/۵۷	-۰/۲۷	-۰/۵۲	-۱/۴۳	۰	۰/۱۵	-۰/۴۷	۰/۱۸	۰/۶۷
	Q _{med}	-۰/۰۵	-۰/۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	-۰/۱۹
	Mk _s	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	V _k	↑۱۹۹۷↓	↑۱۹۹۰↓	↑۱۹۹۷↓	-	-	-	-	-	-
ارومیه	MK	-۱/۱۶	<u>*-۲/۴</u>	-۱	-۱/۲۲	-	-۰/۰۲	-۰/۸۱	-۰/۷۴	<u>-۳/۰۱</u> **
	Q _{med}	۰/۱۲	<u>*۰/۲۶</u>	-۱/۱۱	۰	-	۰	۰	-۰/۰۶۲	<u>-۱/۰۲</u> **
	Mk _s	-	-	-	-	-	-	-	-۱۹۶۵ ۲۰۰۶	-۱۹۹۴
	V _k	-	↑۱۹۸۷↓	-	-	-	-	-	-	۹۴↓ ↑۸۲و
مهاباد	MK	-۱/۲۴	-۰/۹۳	-۱/۰۹	-۰/۰۸	۰	۰/۹۸	۰	<u>*-۲/۱۶</u>	-۱/۶۴
	Q _{med}	-۰/۶۹	-۰/۳۸	-۰/۲۲	۰	۰	۰	۰	<u>*-۰/۶۲</u>	-۱/۴۳
	Mk _s	-۲۰۰۹	-	-	-	-	-	-	-	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	↑۱۹۹۵↓	-
تک	MK	۰	-۰/۶۳	-۰/۳۳	-۰/۹۹	۰	۰	۰/۶۲	-۰/۸۸	-۰/۴۲
	Q _{med}	-۰/۰۳	-۰/۱۹	-۰/۱۸	۰	۰	۰	۰	-۰/۳۲	-۰/۸
	Mk _s	-	-	-۲۰۱۰	۰	۰	۰	۰	-	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	-
پیرا	MK	۰/۴۶	۰/۲۷	۰/۰۲	-۱/۳۱	-	۰	۰	-۱/۳	۰/۱۳
	Q _{med}	۰/۴۵	۰/۳۵	۰	۰	-	۰	۰	-۰/۰۱	-۰/۳۸
	Mk _s	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	-
سرد	MK	۱/۵۴	<u>۳/۰۶**</u>	۱/۷۲	-۰/۴۴	۰	۰	۰/۲۲	-۱/۱۹	<u>۳/۲۱**</u>
	Q _{med}	۱/۷۲	<u>۳/۷۴**</u>	۱/۴۴	۰	۰	۰	۰	-۱/۱	<u>۶/۲۱**</u>
	Mk _s	+۱۹۸۹	+۱۹۹۱	+۲۰۰۶	-	-	-	-	-	+۱۹۹۴
	V _k	-	↓۱۹۹۷↑	-	-	-	-	-	-	-

↑↑ سطح اطمینان ۹۹ درصد، * سطح اطمینان ۹۵ درصد، + سطح اطمینان ۹۰ درصد ↓↓ نقطه‌ی پرش صعودی نزولی ↑
نقطه‌ی پرش نزولی صعودی (سطح ۹۰ درصد)

+۱۹۸۹ سال شروع روند صعودی، ۱۹۸۸- سال شروع روند نزولی (در سطح اطمینان ۹۵ درصد)

۹۹ درصد در ماه دسامبر در ایستگاه ماکو نشان می‌دهد. ایستگاه‌های تکاب و خوی دارای روند نزولی ولی غیر معنی‌دار هستند. ایستگاه سردشت تنها ایستگاه دارای روند صعودی در بارش برف با معنی‌داری ۹۹ درصد در ماه فوریه و کل بارش برف سالانه و نیز دارای همین روند در ماه مارس با معنی‌داری (در سطح ۹۰ درصد در روش مان‌کنندال دیده می‌شود. بررسی نتایج حاصل از روش مان‌کنندال دنباله‌ای، عدم وجود هر نوع روندی را در خوی و پیرانشهر، وجود روند نزولی از سال ۲۰۰۹ به بعد در ایستگاه‌های مهاباد (ماه ژانویه)، تکاب (ماه مارس) و یا وجود روند دوره‌ای (حدفاصل ۱۹۶۵ تا ۲۰۰۶) ماه دسامبر و یا شروع روند نزولی بارش برف سالانه از سال ۱۹۹۴ در ایستگاه ارومیه است. ایستگاه سردشت دارای روندهای افزایش بعد از سال ۱۹۸۹ در ماه‌های فصل زمستان و هم‌چنین در مقدار بارش سالانه است. بررسی روش جمع تجمعی این متغیر حاکی از وجود هر نوع وقوع روند ناگهانی در ایستگاه‌های ماکو، تکاب، پیرانشهر و سردشت است. این در حالی است که در ایستگاه خوی مهر و موم‌های ۱۹۹۷ (ژانویه)، ۱۹۹۰ (فوریه)، ۱۹۹۷ (مارس) و در ایستگاه ارومیه سال ۱۹۸۷ (فوریه)، ۱۹۸۲ تا ۱۹۹۴ (جمع بارش سالانه) و در ایستگاه مهاباد سال ۱۹۹۵ (دسامبر) نقاط پرش صعودی بوده و مهر و موم‌های قبل از این نقاط به‌عنوان دوره‌ی افزایش در میزان بارش و مهر و موم‌های بعد از آن‌ها دوره‌ی نزولی تلقی می‌شوند.

بررسی متغیر مربوط به درصد باران (جدول ۵) حاکی از وجود چند ماه دارای روند معنی‌دار است، ولی در ایستگاه‌های ماکو (آوریل و مقدار درصد سالانه)، ارومیه (مقدار درصد سالانه) در سطح اطمینان ۹۵ درصد طبق دو آزمون مان‌کنندال و سن دارای روند مثبت است. درعین حال طبق روش سن، درصد بارش باران در ماه‌های ژانویه و فوریه

جدول ۵: نتایج آزمون‌های آماری مقدار درصد بارش باران ماهانه و سالانه در ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	سالانه	دسامبر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر	آوریل	مارس	فوریه	ژانویه	آزمون
ماکو	$\frac{2}{11}^*$	-۱/۵۲	۰/۱۸	-۰/۵۳	۱/۴۱	$\frac{2}{51}^*$	۰/۴۵	۰/۰۲	-۱/۶	MK
	$\frac{0}{48}^*$	-۰/۰۳	۰/۰۲	-۰/۰۷	۰/۱۱	$\frac{0}{42}^*$	۰/۰۴	۰	-۰/۰۲	Q _{med}
	+۲۰۰۷	-	-	-	-	+۱۹۹۴	-	-	-	Mk _s
	-	-	-	-	-	-	-	-	↑۱۹۹۷↓	V _k
خوی	۰/۱۵	-۱/۲۲	۰/۵۳	۰/۰۸	۱/۲۶	۰/۲۷	-۰/۵	-۲/۳۹	-۲/۴۶	MK
	۰/۰۲	-۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	-۰/۱۷	*-۰/۰۴	*-۰/۰۳	Q _{med}
	-	-	-	-	-	+۱۹۹۸	-	-۱۹۸۳	-۱۹۸۳	Mk _s
	↑۱۹۷۸↓	↑۱۹۸۱↓	-	-	↓۱۹۸۶↑	↓۱۹۹۷↑	-	↑۱۹۸۱↓	↑۱۹۸۱↓	V _k
اروم	* $\frac{2}{06}$	۰/۱۳	۱/۳۲	۱/۲۸	-	-۰/۰۴	-۰/۱۴	۱/۲	۰/۷۶	MK
	* $\frac{0}{17}$	۰/۰۰۱	۰/۰۷	۰/۰۳	-	-۰/۰۰۲	-۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰۳	Q _{med}
	+۱۹۹۷	-	-	-	-	-	-	+۱۹۷۸	-	Mk _s
	↓۱۹۸۳↑	-	↓۱۹۸۳↑	↓۶۱۷۴↑	↑۱۹۸۴↓	-	-	↓۱۹۸۴↑	-	V _k
مها	۱/۴	۰/۱۴	-۰/۲۶	-۰/۵۱	۲/۱۱	۱/۵۲	-۰/۱۰	۰/۱۴	۱/۲۴	MK
	۰/۳۶	۰/۰۱	-۰/۰۸	-۰/۰۸	۰	۰/۲۸	-۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۵	Q _{med}
	-	-	-	-	-	+۱۹۸۸	-	-	-	Mk _s
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	V _k
تکاب	-۰/۹۲	-۰/۵	۰/۱۳	-۰/۸۸	$\frac{2}{05}$	-۰/۴۲	-۱/۳۳	-۰/۵۴	-۱/۵	MK
	-۰/۲۹	-۰/۰۴	۰/۰۳	-۰/۱۲	۰/۰۰۴	-۰/۱۱	-۰/۱۷	-۰/۰۵	-۰/۰۷	Q _{med}
	-	-	+۲۰۰۰	-	+۲۰۰۶	-	-	-	-	Mk _s

شهر	MK	-۱/۱۷	-۰/۶۹	-۰/۷۱	-۰/۰۸	۰	۰/۹۸	۰/۱۳	*-۲/۲	-۱/۴
	Q _{med}	-۰/۱۵	-۰/۰۹	-۰/۰۴	۰	۰	۰	۰	*-۰/۲	-۰/۳۶
	Mk _s	-۲۰۰۹	-	-	-	-	-	-	-۲۰۰۸	-
	V _k	-	-	↑۱۹۹۹↓	-	-	-	-	-	-
شهر	MK	۰/۵۴	۰/۰۸	-۰/۳۸	-۰/۹۷	۰	۰	۰/۹۴	-۰/۵۲	۰/۹۲
	Q _{med}	۰/۰۵	۰/۰۱	-۰/۰۳	۰	۰	۰	۰/۰۰۵	-۰/۰۹	۰/۲۹
	Mk _s	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	-
شهر	MK	۰/۵	۰/۷۱	۰/۰۶	-۱/۳۱	-	۰	۰/۱۸	-۱/۳۸	۰/۵۸
	Q _{med}	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۰۲	۰	-	۰	۰	-۰/۱۲	۰/۱۳
	Mk _s	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	V _k	-	-	-	-	-	-	-	-	-
شهر	MK	<u>+۱/۹</u>	۳/۲**	<u>+۱/۹</u>	-۰/۶۱	-	-	۰/۰۴	<u>+۱/۹</u>	<u>۲/۰۷*</u>
	Q _{med}	۰/۲۹	<u>۰/۵۲**</u>	۰/۲۵	۰	-	-	۰	-۰/۲۲	<u>۰/۱۶*</u>
	Mk _s	+۱۹۹۵	+۲۰۰۶	-	-	-	-	-	-	+۱۹۹۶
	V _k	↓۱۹۹۷↑	↓۱۹۹۷↑	↓۱۹۹۵↑	-	-	-	-	-	-

**سطح اطمینان ۹۹ درصد، سطح اطمینان ۹۵ درصد،+ سطح اطمینان ۹۰ درصد ↓↓ نقطه‌ی پرش صعودی نزولی ↑↑ نقطه‌ی پرش نزولی صعودی (سطح ۹۰ درصد)

۱۹۸۹+ سال شروع روند صعودی، ۱۹۸۸- سال شروع روند نزولی (در سطح اطمینان ۹۵ درصد)

بررسی مقادیر آماری روند درصد برف (جدول ۶)، حاکی از آن است که به‌جز ایستگاه‌های سردشت، پیرانشهر، تکاب در سایر ایستگاه‌ها روش مان کندال روند منفی را نشان می‌دهد، ولی به‌جز مقادیر سالانه‌ی آن در ایستگاه ماکو و ارومیه و نیز ماه دسامبر ایستگاه مهاباد در سطح اطمینان ۹۵ درصد روند معنی‌دار نیست. همین شرایط با روش سن نیز نشان داده شده است. درعین‌حال، هرچند ۳ ایستگاه مذکور عمدتاً دارای روندی مثبت می‌باشند، ولی این روند طبق هر دو آزمون مان کندال و سن، فقط بارش ماهانه فوریه (در سطح ۹۹ درصد) و جمع سالانه‌ی درصد برف (در سطح ۹۵ درصد) شامل گردیده و تنها ماه‌های ژانویه و مارس طبق روش مان کندال در سطح ۹۰ درصد دارای روند مثبت و دسامبر نیز در همین سطح اطمینان روند منفی را نشان می‌دهد. بر این اساس درصد بارش در ایستگاه‌های شمالی استان دارای روند منفی و در ایستگاه‌های جنوبی دارای روند مثبت است. درعین‌حال، شروع روند منفی در ایستگاه‌های شمالی بعد از سال ۲۰۰۵ و در ایستگاه سردشت بعد از سال ۱۹۹۵ بوده است (سطح ۹۵ درصد). بررسی روش جمع تجمع نیز حاکی از نبود روندهای ناگهانی در پیرانشهر، تکاب، ماکو، ارومیه (فقط روند پرش صعودی ۱۹۸۲) و مهاباد (فقط روند پرش صعودی ۱۹۹۹) است. در ایستگاه خوی، ژانویه ۱۹۹۰ و مارس ۱۹۹۷ روندهای پرش صعودی و فوریه ۱۹۸۳ و مقدار سالانه در سال ۱۹۷۸ روند پرش نزولی را نشان می‌دهند. در ایستگاه سردشت، ژانویه و فوریه ۱۹۹۷ و مارس ۱۹۹۵ روند پرش نزولی را نشان می‌دهند.

۵- نتیجه‌گیری

امروزه بررسی روند بارش و تأثیر آن بر منابع آبی به‌ویژه در مناطق کشاورزی دارای اهمیت فراوانی است. اقتصاد مبتنی بر کشاورزی وابستگی زیاد جمعیت استان را به منابع آبی سبب‌ساز شده است. با توجه به وقوع عمده‌ی بارش‌ها در فصول سرد، بررسی هرگونه تغییرات بارش حائز اهمیت فراوانی است. به‌ویژه آن‌که کوهستانی بودن بخش اعظم استان

سبب جریان یافتن نزولات (به شکل مایع) و خروج آن‌ها از دسترس شده، در صورتی که نزولات جامد (به‌ویژه برف) به‌آسانی جریان نیافته و با ذوب تدریجی خود سبب تغذیه‌ی آب‌های زیرزمینی و امکان استفاده از آن‌ها را در فصل کشت در تابستان فراهم می‌آورد. به هر صورت بررسی یافته‌های این تحقیق مشخص نمود که در ایستگاه‌های مورد مطالعه، بارش برف به‌استثنا ایستگاه سردشت از سال ۱۹۹۴ روند نزولی داشته است. از حیث درصد بارش برف نسبت به کل بارش سالانه نیز در ایستگاه‌های جنوبی روند صعودی و در ایستگاه‌های شمالی روند نزولی بوده است. ضمن آن که بارش باران نیز عمدتاً در ایستگاه‌های شمالی استان از سال ۱۹۸۲ روند نزولی داشته است. بررسی درصد بارش باران نیز روند صعودی آن را در ایستگاه‌ها به‌استثنا سردشت، پیرانشهر و مهاباد نشان داد که این روند در حالت کلی از سال ۲۰۰۰ در استان شروع شده است. در عین حال، بررسی مقادیر کل بارش مشخص نمود که اکثریت ایستگاه‌ها با کاهش بارش مواجه هستند. ضمن آن که بررسی پرش‌های ناگهانی حاکی از وقوع آن‌ها به‌طور عمده بعد از سال ۱۹۹۰ است. از بررسی‌های انجام گرفته، مشخص می‌گردد که شمال استان (به‌ویژه ایستگاه خوی) در معرض تغییرات کمی و کیفی بارش بوده و البته ایستگاه پیرانشهر نیز فاقد هرگونه روند معنی‌دار است، ضمن آن که در ایستگاه‌های کل استان تغییرات ناگهانی در بارش نیز به وقوع می‌پیوندد که این امر می‌تواند در بعضی سال‌ها عامل تهدیدکننده‌ی محیط‌زیست و اقتصاد منطقه باشد. هرچند روش‌های آماری مورد استفاده در این مقاله از روش‌های استاندارد سازمان هواشناسی برای مطالعه‌ی تغییر اقلیم به‌شمار می‌رود، اما یقیناً استفاده از سایر متغیرهای اقلیمی و نیز داشتن آمار طولانی‌مدت بررسی روندهای اقلیمی را در یک منطقه با دقت بیش‌تری می‌تواند فراهم نماید.

۶- منابع

۱. ارکیان، فروزان، طاهری، حمیدرضا، زیرک زاده، سحر (۱۳۹۳). بررسی تغییرپذیری در تعداد روزهای برفی و عمق برف در ایران با تکنیک GIS در دوره‌ی آماری ۲۰۱۰-۱۹۸۱، مجموعه مقالات شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران.
۲. استانداری آذربایجان غربی. تحلیل وضعیت منابع طبیعی و محیط‌زیست - بخش تحلیل پستی‌وبلندی‌ها (طرح آمایش سرزمین، فاز یک). صص ۶۰-۵۵.
۳. اسکندری، فریبا، سبحانی، بهروز، آزادی مبارکی، محمد جعفر زاده، فاطمه (۱۳۸۸). تحلیلی آماری از وضعیت روزهای برفی شهرستان تبریز و ارتباط آن با پدیده‌ی کلان‌مقیاس گردش جوی اقیانوسی نوسانات اطلس شمالی NAO، نشریه‌ی تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، جلد ۱۰، شماره‌ی ۱۳، صص ۱۰۲-۸۳.
۴. امینی‌نیا، کریم، لشکری، حسن، علیجانی، بهلول (۱۳۸۹). بررسی و تحلیل نوسانات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران، فضای جغرافیایی دانشگاه آزاد اسلامی اهر، شماره‌ی ۲۹، صص ۱۶۳-۱۴۵.
۵. تماب (۱۳۷۵). بولتن وضعیت آب کشور، سال هشتم، شماره‌ی ۱۲، ص ۸۹۰.
۶. حجام، سهراب، خوش‌خو، یونس، شمس‌الدین وندی، رضا (۱۳۸۷). تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوزه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های پارامتری، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۶۴، صص ۱۶۷-۱۵۷.
۷. رضایی، پرویز، جانباز قبادی، غلامرضا، جعفرزاده، علیرضا (۱۳۸۹). روند بارش برف در جلگه مرکزی گیلان و پیامدهای ناشی از آن، مجله‌ی چشم‌انداز جغرافیایی، سال ۵، شماره‌ی ۱۲، صص ۶۱-۴۷.
۸. سبزی پرور، علی‌اکبر، میرگلوی بیات، راضیه، قیامی شمامی، فرشته (۱۳۹۰). ارزیابی روند احتمالی تغییرات اختلاف دمای شبانه‌روزی در برخی اقلیم‌های خشک کشور طی پنج دهه‌ی گذشته، مجله‌ی پژوهش فیزیک ایران، جلد ۲۲، شماره‌ی ۲، صص ۱۳۰-۹۳.

۹. ضیائی‌ان، صادق، حسنعلی‌زاده، امیر شاهرخ (۱۳۸۳). بررسی تغییر نوع و روند بارش در شهر زنجان، دومین کنفرانس ملی دانشجویی منابع آب و خاک، دانشکده‌ی کشاورزی دانشگاه شیراز.
۱۰. فرج‌زاده، منوچهر، رجایی نجف‌آبادی، سعید، قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۹۱). آشکارسازی اثر نوسانات بارش بر رواناب سطحی حوضه‌ی آبریز سرخس (کشف‌رود)، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال دوم، شماره‌ی هفتم، صص ۲۴-۱۱.
۱۱. قسمتی، باقر، منافی، میهن، درستکار، جواد، کریمی، موسی، کارگر، بهمن (۱۳۹۱). استان‌شناسی آذربایجان غربی، چاپ دوم، وزارت آموزش و پرورش، سازمان پژوهش و برنامه‌ریزی آموزشی، تهران.
۱۲. میر موسوی، سید حسین، صبوری، لیلا (۱۳۹۳). مطالعه‌ی روند تغییرات بارش برف در شمال غرب ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۵، پیاپی ۵۵، شماره‌ی ۳، صص ۱۳۶-۱۱۹.
۱۳. نصرآبادی، اسماعیل، مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۹۲). واکاوی روند نیم‌سده‌ی بارش شبکه‌ای پایگاه آفرودیت در ایران، مجله‌ی اندیشه‌ی جغرافیایی، سال هفتم، شماره‌ی ۱۳، صص ۲۸-۹.
14. De Lima, M. I. P. Carvalho S. C. P. de Lima, J. L. M. P. and M. F. E. S. Coelho. (2010). Trends in precipitation: analysis of long annual and monthly time series from mainland Portugal, *Adv. Geosci.*, 25: 155–160
15. Feng, S., & Hu, Q. (2007). Changes in winter snowfall/precipitation ratio in the contiguous United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D15). pp 24-35.
16. Gocic, M., Trajkovic, S. (2013). Analysis of changes in meteorological variables using Mann–Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Glob. Planet. Chang.* 100,172–182
17. Hamed, K. H. (2008). Trend detection in hydrologic data: the Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of hydrology*, 349(3), 350-363.
18. Hamlet, A. F., Mote, P. W., Clark, M. P., & Lettenmaier, D. P. (2005). Effects of temperature and precipitation variability on snowpack trends in the western United States. *Journal of Climate*, 18(21), 4545-4561.
19. Huntington, T. G., Hodgkins, G. A., Keim, B. D., & Dudley, R. W. (2004). Changes in the proportion of precipitation occurring as snow in New England (1949–2000). *Journal of Climate*, 17(13), 2626-2636.
20. Karpouzou, D. K., Kavalieratou, S., & Babajimopoulos, C. (2010). Trend analysis of precipitation data in Pieria Region (Greece). *European Water*, 30, 31-40.
21. Khalili, A., & BAZRAFESHAN, J. (2004). A trend analysis of annual, seasonal and monthly precipitation over Iran during the last 116 years, *Desert*, 9 (1), 25-32.
22. Kundzewicz, Z., & Robson, A. (2000). Detecting trend and other changes in hydrological data. *World Meteorological Organization*.
23. Laternser, M., & Schneebeli, M. (2003). Long term snow climate trends of the Swiss Alps (1931–99). *International Journal of climatology*, 23(7), 733-750.
24. McGilchrist, C. A., & Woodyer, K. D. (1975). Note on a distribution-free CUSUM technique. *Technometrics*, 17(3), 321-325.
25. Modarres, R., & da Silva, V. D. P. R. (2007). Rainfall trends in arid and semi-arid regions of Iran. *Journal of Arid Environments*, 70(2), 344-355.
26. Partal, T., & Kahya, E. (2006). Trend analysis in Turkish precipitation data. *Hydrological processes*, 20(9), 2011-2026.
27. Pérez-Palazón, M. J., Pimentel, R., Herrero, J., Aguilar, C., Perales, J. M., & Polo, M. J. (2015). Extreme values of snow-related variables in Mediterranean regions: trends and

- long-term forecasting in Sierra Nevada (Spain). Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences, 369, 157.
28. Singh, P., Kumar, V., Thomas, T., & Arora, M. (2008). Changes in rainfall and relative humidity in river basins in northwest and central India. *Hydrological Processes*, 22(16), 2982-2992.
29. Sohrabi, M. M., Marofi, S., Sabziparvar, A. A., & Maryanaji, Z. (2009). Investigation of existence of trend in annual precipitation of Hamedan Province using Mann-Kendall method.
30. Sonali, P., & Kumar, D. N. (2013). Review of trend detection methods and their application to detect temperature changes in India. *Journal of Hydrology*, 476, 212-227.

