

ارزیابی روند مکانی بارش در حوضه آبریز دریاچه ارومیه

محسن قادرپور - کارشناس ارشد آبخیزداری دانشگاه ارومیه

هیراد عبقری* - دانشیار گروه مرتع و آبخیزداری دانشکده منابع طبیعی دانشگاه ارومیه

حسین طبری - محقق در دانشگاه لوون بلژیک

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۱/۲۶ تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۵/۲۱

چکیده

مطالعه حاضر به تحلیل روندهای مکانی و زمانی مجموعه‌ای از سری داده‌های بارش حاصل از ۳۷ ایستگاه باران‌سنجی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در مقیاس‌های سالانه و فصلی طی دوره ۱۳۵۹ - ۱۳۸۸ می‌پردازد. آزمون من-کندال چندمتغیره و روش نیل-سن به ترتیب به منظور تعیین معنی‌داری و بزرگی روند بارش به کار برده شدند. نتایج آزمون من-کندال چندمتغیره نشان می‌دهد بیشتر روندها در مقیاس سالانه و فصلی غیرمعنی دارند؛ به طوری که فقط ۳، ۱، ۹، ۵، و ۴ ایستگاه از ۳۷ ایستگاه مطالعاتی به ترتیب در سری‌های بارش سالانه، بهاره، تابستانه، پاییزه، و زمستانه دارای روندهای معنی‌دارند. بزرگی روندهای افزایشی معنی‌دار بارش سالانه برابر با ۶/۹، ۷/۵، و ۴/۱۳ میلی‌متر در سال به ترتیب در ایستگاه‌های قبقلو، تمر، و سهزاب است که در سه گوشه جنوب، غرب، و شرق حوضه پراکنده‌اند. در فصول زمستان و تابستان تغییرات مثبت بارش در بیشتر گستره حوضه مشاهده می‌شود؛ برخلاف آن، در فصول بهار و پاییز تغییرات منفی بارش گسترده‌ای، به‌ویژه در بخش‌های میانی، شرق، و جنوب حوضه، طی دوره مورد مطالعه آشکار است.

کلیدواژه‌ها: آزمون‌های آماری، بارش، بزرگی روند، حوضه آبریز دریاچه ارومیه، روند مکانی.

مقدمه

گرمایش کنونی جهان به دگرگونی چرخه هیدرولوژیکی جهان و افزایش حجم سیلاب‌ها در مقیاس جهانی و قاره‌ای منجر شده است (لمبات و همکاران، ۲۰۰۴: ۶۴۱). حال آنکه در مقیاس منطقه‌ای میزان گرمایش هوا و تغییرات منابع آب ناشی از آن از منطقه‌ای به منطقه دیگر متفاوت است (جانگ و همکاران، ۲۰۰۹: ۵۴). بنابراین، بررسی تغییرات پارامترهای اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای به منظور مدیریت منابع آب منطقه‌ای از اهمیت بسیاری برخوردار است. برخلاف دمای هوا، که افزایش آن در سراسر دنیا تأیید شده است (IPCC, 2013)، روند یکسان و مشخصی برای تغییرات جهانی بارش مشاهده نشده و الگوی آن به طور قابل ملاحظه‌ای در مقیاس منطقه‌ای تغییر می‌کند (طبری و همکاران، ۲۰۱۴: ۱۴۲۰). بنابراین، در سال‌های اخیر به بررسی اثرهای تغییر اقلیم بر روند بارش در مقیاس منطقه‌ای بسیار توجه شده است.

از جمله مطالعات صورت گرفته در زمینه تحلیل روند تغییرات بارش می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد. جای و همکاران (۲۰۰۵) به مطالعه روند بارش کل سالانه، فصلی، و همچنین بارش حدی روزانه در مقیاس سالانه، تابستان، و زمستان با استفاده از آمار بارش روزانه در دوره آماری پنجاهساله (۱۹۵۱ - ۲۰۰۰) در ۷۴۰ ایستگاه در سرتاسر چین پرداختند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که بارش در تابستان و زمستان افزایش و در بهار و پاییز کاهش یافته است؛ نیز میزان بارش در غرب و جنوب غربی چین پیش از سال ۱۹۸۰ کاهش و پس از آن افزایش یافته است. در تحقیق دیگری در چین، لیو و همکاران (۲۰۰۵) تغییرات مکانی و زمانی بارش روزانه را در دوره ۱۹۶۹ - ۲۰۰۰ در ۲۷۲ ایستگاه هواشناسی بررسی کردند. نتایج نشان داد میزان بارش در سرتاسر چین در طی دوره مورد مطالعه ۲ درصد افزایش یافته است و بارش‌های فصلی در زمستان و تابستان روند افزایشی و در فصل پاییز و بهار روند کاهشی داشته‌اند. پارتال و کاهایا (۲۰۰۶) به مطالعه روند موجود در میانگین بارش سالانه و بارش کل ماهانه سال‌های ۱۹۲۹ - ۱۹۹۳ در ترکیه پرداختند؛ نتایج آن‌ها نشان‌دهنده روندهای معنی‌داری، به‌ویژه در ماه‌های ژانویه، فوریه، سپتامبر، و میانگین بارش سالانه بود؛ بیشترین کاهش بارش در غرب و جنوب ترکیه و همچنین در طول سواحل دریای سیاه مشاهده شد. هانسل و همکاران (۲۰۰۷) روند بارش در ایالت ساکسونی^۱ آلمان را با استفاده از آمار بارش ۲۰۰ ایستگاه در طول دوره آماری ۱۹۵۱ - ۲۰۰۶ مطالعه کردند. نتایج نشان داد در دوره آماری ۱۹۵۱ - ۲۰۰۶ در همه نواحی مورد مطالعه روند مشابهی وجود دارد. همچنین، روند افزایشی در زمستان و روند کاهشی در تابستان به‌دست آمد؛ روند منفی به‌ویژه در ماه‌های آوریل تا جولای و اکتبر مشاهده شد. حداکثر بارش ماهانه تابستان از ژوئن تا جولای به جولای تا اگوست تغییر کرده و حداکثر بارش پاییز از نوامبر به اکتبر تغییر یافته است. پاترا و همکاران (۲۰۱۲) در هند با استفاده از آزمون‌های پارامتری و ناپارامتری تغییرات زمانی بارش در مقیاس ماهانه، فصلی، و سالانه را در دوره آماری ۱۸۷۱ - ۲۰۰۶ ارزیابی کردند و به این نتیجه رسیدند که در قرن بیستم بارش در هندوستان دارای روند بوده است. همچنین، بررسی‌ها نشان داد در درازمدت روند کاهشی غیرمعنی‌داری در بارش سالانه و بارش مانسون^۲ و روند افزایشی در فصل پس از مانسون وجود دارد. بارش در فصول زمستان و تابستان در منطقه مورد بررسی نیز روند افزایشی داشته است. اونیوتا و همکاران (۲۰۱۵) به بررسی روند تغییرات بارش در حوضه رودخانه نیل در افریقا پرداختند. نتایج آن‌ها نشان داد در منطقه استوایی روند بارش سالانه افزایشی معنی‌دار بوده است؛ در حالی که روندهای کاهشی معنی‌دار در ۶۹ درصد از ایستگاه‌های واقع در کشورهای سودان، اتیوپی، و مصر مشاهده گردید. تحقیقی دیگر در حوضه رودخانه نیل (طبری و همکاران، ۲۰۱۵) نیز حاکی از وجود روندهای کاهشی بارش در اتیوپی است.

موضوع ارزیابی اثرهای تغییر اقلیم بر بارش منطقه‌ای از طریق بررسی وجود روند در آن‌ها توجه محققان ایرانی را نیز به خود معطوف کرده است. خلیلی و بذرفشان (۱۳۸۳) روند تغییرات بارندگی ماهانه، فصلی، و سالانه پنج ایستگاه تهران، بوشهر، اصفهان، مشهد، و جاسک را در دوره اقلیمی ۱۸۷۷ تا ۲۰۰۱ بررسی کردند. آن‌ها نتیجه گرفتند که در مقیاس ماهانه حالتی که بتواند وجود روند یا تغییر اقلیم بارندگی را مستند سازد بسیار محدود و برای نتیجه‌گیری ناکافی

1. Saxony

2. Monsoon

است و در مقیاس‌های سالانه آزمون‌های انجام‌شده هیچ‌گونه مؤلفه تغییر اقلیم در روند کمی بارندگی را تأیید نمی‌کند. حُجام و همکاران (۱۳۸۷) طی تحقیقی تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه در حوضه مرکزی ایران را با استفاده از روش‌های من- کندال و ثیل- سن بررسی کردند. نتایج نشان داد کارایی دو روش من- کندال و ثیل- سن در تحلیل روند بارندگی‌های فصل تابستان و ماه‌های تابستان در بیشتر موارد متفاوت است. محاسبات حاکی از روند کاهشی و معنی‌دار توسط هر دو آزمون به کارگرفته‌شده در برخی از سری‌های زمانی مورد مطالعه بود، ولی دو آزمون به صورت توأم هیچ روند افزایشی و معنی‌داری را تأیید نکردند. حسین‌زاده طلایی و همکاران (۱۳۸۸) تغییرات سری‌های زمانی دبی و بارندگی حوضه گاماسیاب را در مقیاس‌های ماهانه، فصلی، و سالانه بررسی کردند؛ در این تحقیق در سری‌های فصلی و سالانه دبی و در سری‌های سالانه، بهار، و زمستان بارش روندهای کاهشی در اکثریت بودند. چپی و همکاران (۱۳۹۰) اثرهای تغییر اقلیم بر روند بارش‌های فصل بهار در استان کردستان را با استفاده از آزمون‌های رگرسیون خطی و اسپیرمن بررسی کردند. نتایج حاصل از بررسی بارش ایستگاه‌ها در سطح استان کردستان به وسیله آزمون رگرسیون خطی و آزمون اسپیرمن نشان داد که در ایستگاه‌های بیجار، قروه، سنندج، و زرینه سری‌های بارش در سطح اعتماد ۱۰ درصد روند خاصی را نشان نمی‌دهند. ولی دو ایستگاه سقز و مریوان روند کاهشی معنی‌داری را نشان می‌دهند. فرج‌زاده اصل و فیضی (۱۳۹۱) به بررسی روند تغییرات بارش و دما در ایران پرداختند و نتیجه گرفتند که در بیشتر ایستگاه‌ها دمای هوا دارای روند مثبت و بارش دارای روند منفی بوده است. طبری و حسین‌زاده طلایی (۲۰۱۱) در مطالعه‌ای به بررسی روند بارش ۴۱ ایستگاه در سراسر ایران طی دوره ۱۳۴۵ - ۱۳۸۴ با استفاده از آزمون‌های من- کندال، ثیل- سن، و رگرسیون خطی پرداختند و دریافتند که روند بارش سالانه در اکثریت ایستگاه‌ها منفی بوده است و نیز گزارش کردند که روند بارش در فصول بهار و زمستان منفی بوده است. همچنین، نتایج به‌دست‌آمده به وسیله روش‌های پارامتری و ناپارامتری بسیار به همدیگر نزدیک بودند. شیفته صومعه و همکاران (۲۰۱۲) تغییرات بارش ۲۸ ایستگاه سینوپتیک ایران را طی دوره ۱۳۴۶ - ۱۳۸۵ در ابعاد زمانی و مکانی بررسی کردند. آن‌ها پی بردند که روند بارش سالانه در بیشتر ایستگاه‌های مطالعاتی کاهشی و در سه ایستگاه در شمال غربی ایران کاهشی معنی‌دار است و در سری‌های فصلی، روندهای بارش بهار و زمستان نسبت به فصل تابستان و پاییز در بیشتر مواقع منفی بوده است. در تحقیق دیگری، طبری و آقاجانلو (۲۰۱۳) به مطالعه روند تغییرات ماهانه و سالانه شاخص خشکی (IA) در شمال و شمال غرب کشور با استفاده از آزمون کندال و اسپیرمن پرداختند. نتایج نشان‌دهنده روند منفی شاخص خشک‌سالی در نتیجه روند کاهشی بارش و روند افزایشی تبخیر و تعرق در منطقه مورد مطالعه طی دوره ۱۳۴۵ - ۱۳۸۴ بوده است و نیز افزایش بیشتر خشکی‌ها در شمال غرب ایران نسبت به مناطق شمالی مشاهده شده است.

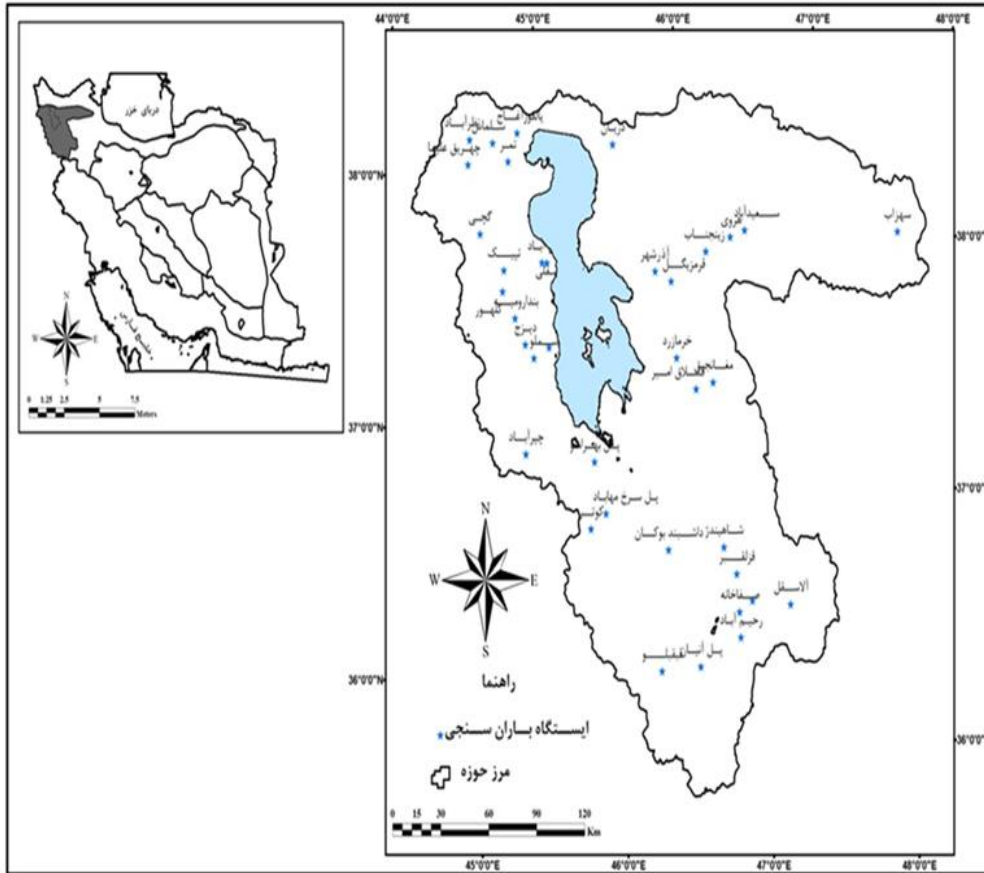
دریاچه ارومیه، بزرگ‌ترین دریاچه داخلی کشور، حجمی معادل ۳۲ میلیارد متر مکعب دارد. رقوم سطح آب در شرایط نرمال ۱۲۷۴ متر از سطح دریاست. لیکن، به سبب خشک‌سالی‌های اخیر و توسعه و برداشت بیش از حد از منابع آب حوضه، در زمان حاضر رقوم سطح آب دریاچه ۱۲۷۰/۹۰ متر است و ۳/۲۰ متر پایین‌تر از سطح نرمال آب قرار دارد. در سال‌های اخیر، تغییرات اقلیمی و کاهش بارش‌ها و به دنبال آن کاهش سطح آب و گسترش زمین‌های شور در حاشیه دریاچه آثار متعدد زیست‌محیطی و اقتصادی در پی داشته و غلظت املاح محلول در آب افزایش یافته است. این موضوع

ضرورت تحقیق در زمینه تحلیل تغییرات بارش، به منزله ورودی اصلی دریاچه و یکی از عوامل کاهش سطح آب دریاچه، را بیش از پیش نمایان می‌سازد. هرچند در زمینه بررسی روند تغییرات بارش مطالعاتی در کشور انجام شده است، بیشتر این مطالعات با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک انجام شده و با استفاده از شبکه‌های مترکم‌تر ایستگاه‌های باران‌سنجی و در مقیاس حوضه آبریز تحقیقات اندکی انجام شده است. بنابراین، در این تحقیق، داده‌های ایستگاه‌های باران‌سنجی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه با هدف تحلیل روند بارش منطقه در مقیاس‌های سالانه و فصلی تجزیه و تحلیل آماری شده است.

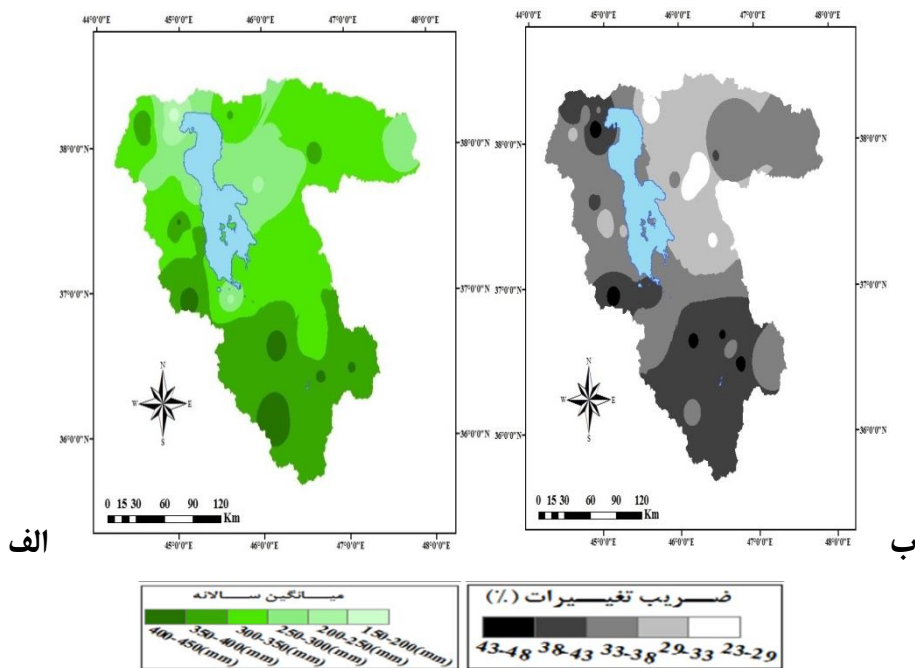
مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

دریاچه ارومیه، با حجمی معادل ۳۲ میلیارد متر مکعب، بزرگ‌ترین دریاچه داخلی ایران و از مهم‌ترین و باارزش‌ترین اکوسیستم‌های آبی ایران به شمار می‌رود. حوضه آبریز دریاچه ارومیه بین مختصات جغرافیایی $34^{\circ}07'$ تا $37^{\circ}53'$ طول شرقی و $35^{\circ}40'$ تا $38^{\circ}30'$ عرض شمالی واقع شده است. رودخانه‌های مهم حوضه آبریز دریاچه عبارت‌اند از: سیمینه‌رود، زرینه‌رود، مهابادچای، گذارچای، باراندوزچای، نازلوچای، روضه‌چای، زولاچای، و شهرچای در آذربایجان غربی و آجی‌چای، لیلان‌چای، آذرشهرچای، قلعه‌چای، صوفی‌چای، و مردوق‌چای در آذربایجان شرقی. این حوضه سطحی معادل ۵۱۸۷۶ کیلومترمربع را شامل می‌شود. در این تحقیق از آمار بارش ماهانه ایستگاه‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه استفاده شد که مجموعه‌ای از ایستگاه‌های متعلق به وزارت نیرو و سازمان هواشناسی کشور شبکه ایستگاهی موجود در منطقه را تشکیل می‌دهند. با بررسی اطلاعات موجود و یکسان‌نبودن سال تأسیس ایستگاه‌ها و انقطاع آماری اغلب آن‌ها، انتخاب یک دوره مشترک آماری ضروری است؛ با توجه به این موارد، ۳۷ ایستگاه با دوره آماری مشترک سی سال (۱۳۵۹ - ۱۳۸۸) در نظر گرفته شد. شکل ۱ موقعیت مکانی ایستگاه‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. برای درک بهتر خصوصیات بارش حوضه دریاچه ارومیه و پرهیز از ارائه یک عدد به عنوان میانگین آن، میانگین بارش سالانه و ضریب تغییرات مربوط به آن در شکل ۲ ارائه شده است. بیشترین میانگین بارش مربوط به جنوب حوضه است؛ جایی که سالانه بیشترین حجم آب از آن سمت وارد دریاچه می‌شود؛ مطالعات نشان داده مناطقی با ضریب تغییرات بیش از ۳۰ درصد مناطقی محتمل به جهت افزایش وقوع و شدت وقایع خشکی و سیل‌اند (تورکس، ۱۹۹۶: ۱۰۶۶؛ دلویس و همکاران، ۲۰۰۰: ۱۴۵۸).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه



شکل ۲. الف) ضریب تغییرات میانگین بارش سالانه (بر حسب درصد)؛

ب) میانگین سالانه بارش (میلی‌متر در سال) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی دوره ۱۳۵۹ - ۱۳۸۸

آزمون‌های تعیین روند

آزمون من-کندال^۱ (MK)

آزمون من-کندال یکی از متداول‌ترین روش‌های ناپارامتری تحلیل روند سری‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی به‌شمار می‌رود. از نقاط قوت این روش می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی‌ای که از توزیع خاصی پیروی نمی‌کنند اشاره کرد. اثرپذیری ناچیز این روش از مقادیر حدی، که در برخی از سری‌های زمانی مشاهده می‌شود، نیز از دیگر مزایای کاربرد این روش است (حجام و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۵۹). فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و فقدان روند در سری داده‌ها دلالت دارد و پذیرش فرض یک (رد فرض صفر) دال بر وجود روند در سری داده‌هاست.

روابط مربوط برای تعیین مقادیر آماره من-کندال به صورت زیر است:

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

$$\text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1 & \text{اگر } (x_j - x_i) > 0 \\ 0 & \text{اگر } (x_j - x_i) = 0 \\ -1 & \text{اگر } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

$$\text{VAR}(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5) \right] \quad (3)$$

$$Z_{\text{MK}} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}} & \text{اگر } S > 0 \\ 0 & \text{اگر } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}} & \text{اگر } S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

که در روابط فوق n تعداد داده مشاهده‌ای (طول دوره آماری)، X_i و X_j به ترتیب i امین و j امین داده مشاهده‌ای، و q تعداد گروه‌های ایجادشده (با داده‌های برابر و بیشتر از دو عضو)، t_p تعداد داده‌های برابر در p امین گروه، و ZMK مقدار آماره من-کندال است. در صورت مثبت بودن آماره ZMK، روند سری داده‌ها صعودی و در صورت منفی بودن آن روند نزولی در نظر گرفته می‌شود.

آزمون من - کندال چندمتغیره^۱

روند مکانی بارش نشان دهنده آن است که ایستگاه‌های مختلف روندهای مشابهی دارند؛ هرچند که روندها کاملاً یکسان و منطبق بر هم نیستند. برای حل این مشکل باید از آزمون‌هایی استفاده شود که در آن روندهای افزایشی یا کاهش‌ی گروه‌های مختلف سری‌های زمانی ترکیب می‌شوند. والین و گریمول (۲۰۱۰) روشی پیشنهاد کردند که بر اساس جمع کردن آماره‌های آزمون من - کندال Z_1, \dots, Z_m برای سری‌های زمانی جداگانه است.

$$Z = \sum_{g=1}^m Z_g \quad (5)$$

اگر داده‌ها در یک ماتریس دوباره سامان‌دهی شوند، به طوری که سطرها نمایانگر سال و ستون‌ها بیانگر ایستگاه‌ها، فصل‌ها، یا دیگر گروه‌ها باشند، فرض صفر مبنی بر فقدان روند دلالت بر این می‌کند که همه جای‌گشت‌های سطرها از احتمال یکسانی برخوردارند.

روش تیل - سن^۲

این روش ناپارامتری را سن (۱۹۶۸) ارائه کرد. این روش از تحلیل تفاوت بین مشاهدات یک سری زمانی بهره می‌گیرد. از نقاط قوت این روش می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی‌ای که از توزیع خاصی پیروی نمی‌کنند اشاره کرد (حجام و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۶۱). همچنین، از این روش به هنگام وجود داده‌های گم‌شده به‌راحتی می‌توان استفاده کرد (بوزادینو و همکاران، ۲۰۰۸: ۲۳۵).

اساس این روش بر محاسبه یک شیب میانه برای سری زمانی و قضاوت کردن درباره معنی‌داری شیب به‌دست‌آمده در سطوح اطمینان مختلف است. محاسبه شیب بین هر جفت داده مشاهده‌ای با استفاده از رابطه ۶ انجام می‌شود:

$$Q = \frac{X_t - X_s}{t - s} \quad (6)$$

در این رابطه، X_t و X_s به ترتیب داده‌های مشاهده‌ای در زمان‌های t و s و t یک واحد زمانی پس از زمان s است. با اعمال این رابطه برای هر دو جفت داده مشاهده‌ای، یک سری زمانی از شیب‌های محاسبه‌شده به‌دست می‌آید که از محاسبه میانه این سری زمانی شیب خط روند (Qmed) حاصل می‌آید. مقدار مثبت Qmed حاکی از صعودی بودن روند و مقدار منفی آن نشان‌دهنده نزولی بودن روند است (حجام و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۶۱).

حذف اثر خودهمبستگی

سری‌های زمانی هیدرومتئولوژیکی مشخص می‌توانند به طور آماری دارای خودهمبستگی معنی‌دار باشند. در این گونه

موارد، وجود خودهمبستگی احتمال اینکه آزمون MMK روند معنی‌داری را تشخیص دهد افزایش می‌دهد. یعنی خودهمبستگی خطای نوع اول را افزایش می‌دهد. والین و گریمول (۲۰۱۰) پیشنهاد کردند که مجموع داده‌ها به صورت داده‌های مشاهده‌ای Y_1, \dots, Y_{2n} با بازه زمانی $2n$ سال متوالی در نظر گرفته شود و به صورت ماتریس زیر سامان‌دهی گردد:

بازه دوساله	پاسخ اول	پاسخ دوم
1	Y1	Y2
2	Y3	Y4
.	.	.
.	.	.
.	.	.
.	.	.
.	.	.
N	Y _{2n-1}	Y _{2n}

بدین ترتیب، همبستگی آماری بین سطرها محدود می‌شود.

درصد تغییر (P_c) ^۱

آزمون‌های مورد استفاده در این تحقیق شاید معنی‌داری برخی روندها را تشخیص ندهند، زیرا قدرت آزمون‌های آماری مانند من-کندال چندمتغیره متأثر از ویژگی‌های نمونه مورد بررسی، مانند حجم نمونه، واریانس، و چولگی نمونه، است. اما این روندها در عمل و از نظر کاربردی مهم و در تأمین منابع آب منطقه بسیار تأثیرگذارند. به همین جهت، در این تحقیق از بزرگی روند، که به خصوصیات نمونه حساس نیست، استفاده می‌شود و برای مقایسه بین روندها در نقاط، فصول، و ماه‌های مختلف از درصد تغییر از رابطه γ استفاده می‌شود (یو و هاشینو، ۲۰۰۳: ۵۹۱).

$$P_c(\%) = \frac{Q_{med} \times 100}{E(X)} \quad (7)$$

که Q_{med} شیب سین و $E(X)$ میانگین نمونه است.

در این تحقیق برای تهیه نقشه مکانی روند بارش از الگوریتم معکوس فاصله^۲ (IDW) با توان ۲ برای هر یک از

نقاط شبکه در نرم‌افزار ArcGIS 9.3 استفاده شد.

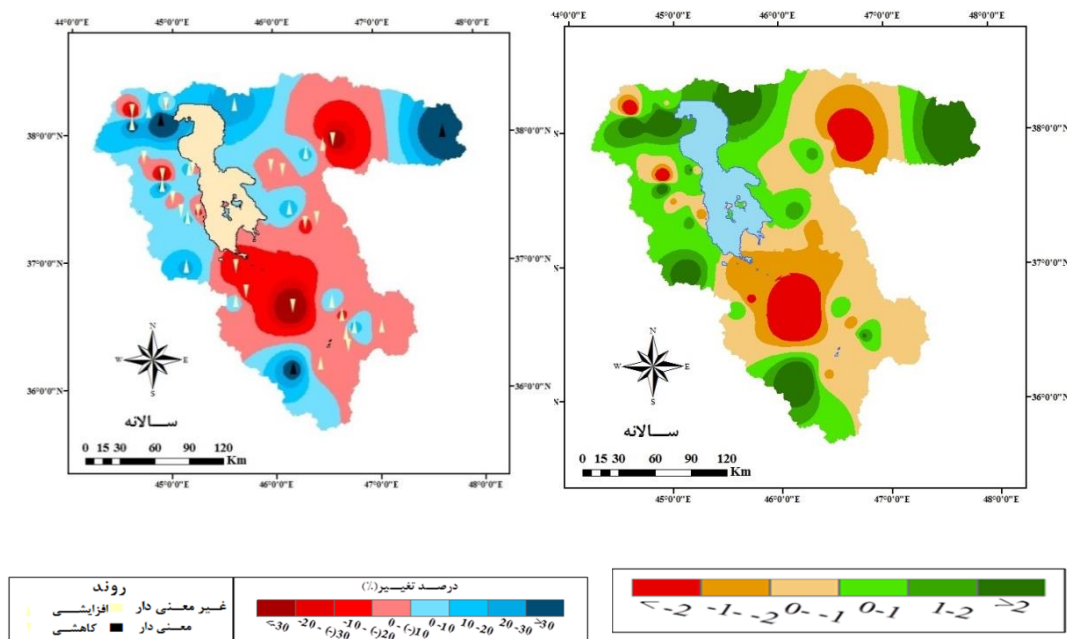
1. Percentage change

2. Inverse Distance Weighted

یافته‌های پژوهش

پیش از به‌کاربردن داده‌های موجود برای بررسی روند بارش منطقه، خودهمبستگی‌های معنی‌دار سری‌های زمانی محدود شد. سپس، آزمون‌های آماری بر روی داده‌های جدید اعمال شد. توزیع آماری داده‌ها نیز با استفاده از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف^۱ بررسی شد. نتایج این آزمون برای سری‌های ماهانه بارش ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان داد که اغلب سری‌های ماهانه بارش ایستگاه‌های مورد مطالعه توزیع نرمالی ندارند؛ بنابراین، ضرورت کاربرد آزمون‌های ناپارامتری تعیین روند را در این تحقیق نشان می‌دهد.

شکل ۳ نتایج تحلیل روند تغییرات بارش سالانه در حوضه دریاچه ارومیه را نشان می‌دهد. ذکر این نکته لازم است که در این تحقیق منظور از آزمون MMK نتایج آزمون من-کندال چندمتغیره است. تحلیل سری‌های زمانی بارش سالانه با استفاده از آزمون MMK نشان داد که بیش از نیمی از ایستگاه‌ها روند مثبت (۲۰ ایستگاه از ۳۷ ایستگاه مطالعاتی یا ۵۴ درصد) و باقی‌مانده ایستگاه‌ها (۱۷ ایستگاه) روند منفی دارند (شکل ۳ ب). تحلیل آماره‌های Z آزمون من-کندال چندمتغیره تعیین کرد که همه روندهای معنی‌دار مثبت‌اند. در این بین سه ایستگاه پراکنده در سه گوشه حوضه (تمر، سهزاب، و قیقلو) دارای روند صعودی معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵ درصدند (شکل ۳ ب).



ب

الف

شکل ۳. الف) توزیع مکانی مقادیر شیب سن (میلی متر در سال)؛
ب) درصد تغییر بارش سالانه طی دوره ۱۳۵۹ - ۱۳۸۸

بزرگی روندهای افزایشی معنی‌دار در ایستگاه‌های یادشده در بالا به ترتیب برابر با ۶/۹، ۴/۳۷، و ۷/۵ میلی‌متر در سال است (شکل ۳ الف). همان طور که در شکل ۳ ب مشاهده می‌شود، در مقیاس سالانه بارش منطقه مورد بررسی هر دو نوع روند افزایشی و کاهش‌ی را تجربه کرده است؛ بدین صورت که در بیشتر بخش جنوبی و شرقی حوضه کاهش بارش‌ها طی سه دهه از ۱۰ درصد به بیش از ۳۰ درصد در بعضی مناطق (بخش‌های میانی، شرقی، و جنوبی حوضه) افزایش یافته است و در غرب، شمال شرق، جنوب غرب، و انتهای شرق حوضه مورد بررسی افزایش میانگین بارش سالانه مشاهده می‌شود.

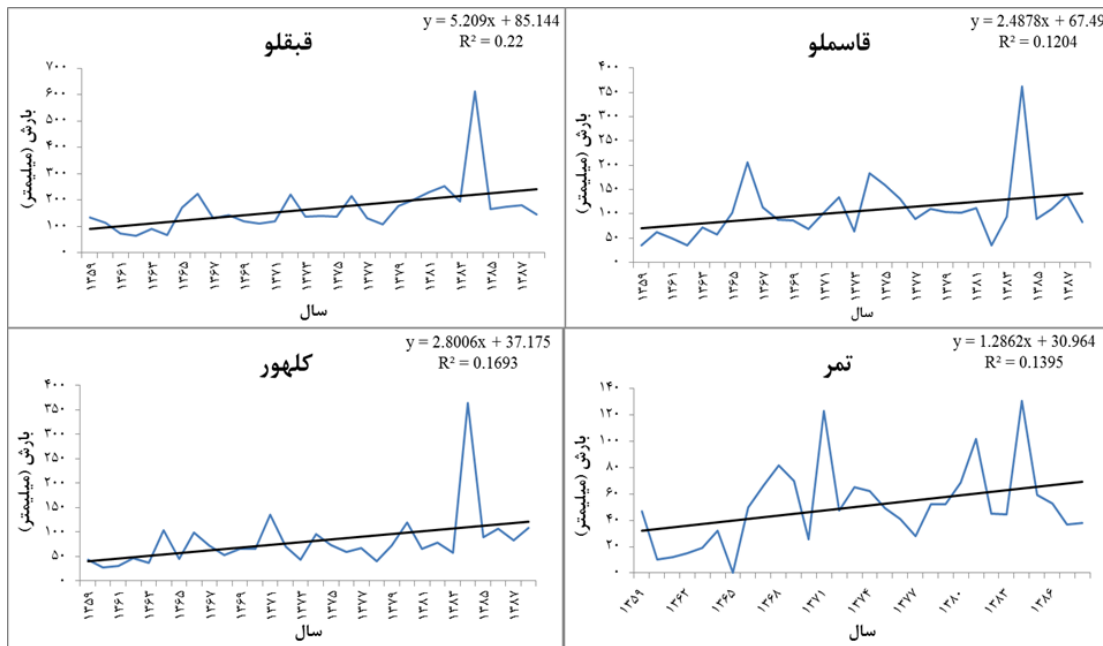
آزمون من-کندال چندمتغیره و روش ثیل-سن بر روی داده‌های فصلی همه ایستگاه‌ها نیز به کار برده شد. همان طور که نشان داده شده است، بیشتر روندهای بارش بهاره سری‌های زمانی شامل حدود ۶۰ درصد از ایستگاه‌ها (۲۲) از ۳۷ ایستگاه، (شکل ۶) نزولی بودند. بر اساس نتایج روش‌های آماری، همه روندهای کاهش‌ی غیرمعنی‌دار تشخیص داده شدند و فقط یک روند مثبت معنی‌دار (ایستگاه تمر) در سطح اطمینان ۹۵ درصد به دست آمد (شکل ۶). بارش بهاره در بخش اعظم حوضه با شیب کمی در حال کاهش است؛ در نتیجه، حجم آب قابل دسترس کمتر می‌شود (شکل ۵). درصد تغییر بارش بهاره در غرب حوضه از نوع افزایشی است و کاهش‌های ۱۰ درصدی و بیش از ۳۰ درصدی بارش مرتبط با بخش عمده‌ای از شرق و جنوب منطقه است؛ البته بیشترین کاهش‌ها در بخش‌های میانی، شرقی، و جنوب پدیدار شده است (شکل ۶).

آزمون من-کندال چندمتغیره تعداد بسیار زیادی از ایستگاه‌ها را با روند مثبت (۳۶) از ۳۷ ایستگاه مطالعاتی یا ۹۹ درصد) نسبت به روندهای منفی در بارش تابستان تعیین کرد. با وجود این، فقط ۹ ایستگاه سهزاب، هروی، آباجالوسفلی، باغچه‌میش، شاهین دژ، آلاسقل، پل آبیان، قزل‌قبر، و خرمازرد روند مثبت معنی‌دار (در سطوح اطمینان ۹۵، ۹۹، و ۹۹/۹۹ درصد) داشتند و هیچ یک از ایستگاه‌ها روند منفی معنی‌دار نداشتند (شکل ۶). مقدار روندهای فصلی افزایشی معنی‌دار بین ۱/۲ میلی‌متر در فصل در هر سال در سهزاب و صفر در ایستگاه‌های قزل‌قبر و خرمازرد متغیر است (شکل ۵). در حالی که تغییرات بارش تابستان در کل حوضه از یک گستره مثبت برخوردار بوده است. روند افزایشی بارش تابستان در غرب حوضه (+۱۰ تا +۳۰ درصد) خیلی کمتر از روند افزایشی آن در بخش شرقی و جنوبی (بیش از ۳۰ درصد) است (شکل ۶). با توجه به اینکه داده‌های بارش در ماه‌های تابستان ایستگاه‌های مورد مطالعه مقادیر صفر زیادی را شامل می‌شوند، روندهای معنی‌دار پیداشده در بارش تابستانه چندان قابل اطمینان نیستند (عبقری و همکاران، ۲۰۱۳: ۵۸).

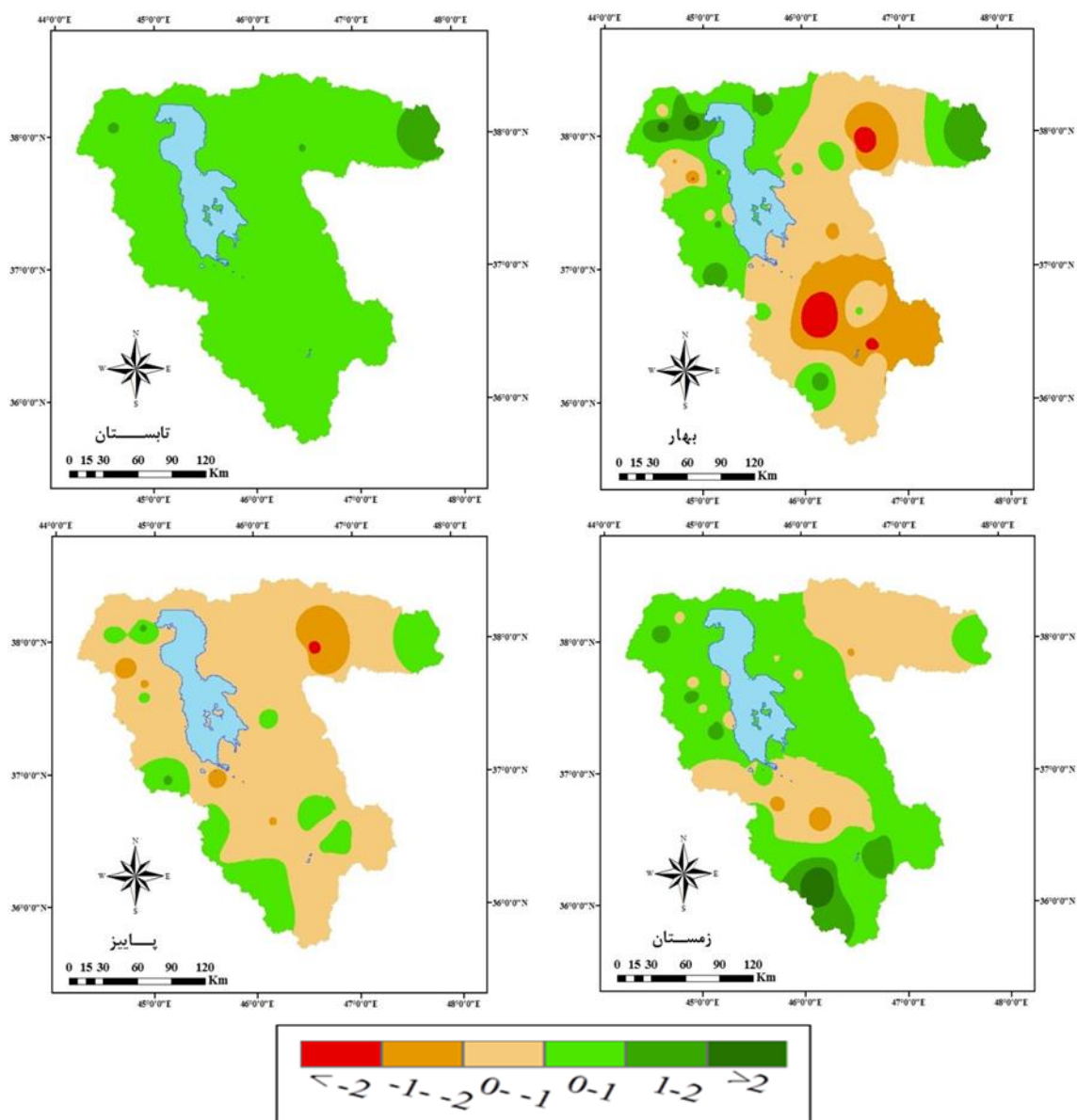
بین روند سری‌های زمانی بارش پاییزه و بهاره منطقه وحدت رویه وجود دارد؛ بدین ترتیب که سری‌ها روند کاهش‌ی را در ۳۳ ایستگاه از ۳۷ ایستگاه مطالعاتی (۹۰ درصد) و روند افزایشی را در باقی‌مانده ایستگاه‌ها نشان دادند. تحلیل مقادیر آماره‌های Z حاکی از روند منفی معنی‌دار در پنج ایستگاه است و روندهای مثبت به دست آمده در سطح اطمینان ۹۵ درصد از لحاظ آماری معنی‌دار نیستند (شکل ۶). سطح معنی‌داری روند حاصل شده در ایستگاه‌های گچی، دیزج، قشلاق‌امیر، و یالقوز‌آعاج برابر با ۵ درصد و در ایستگاه پل بهرام‌لو برابر با ۱ درصد است. نرخ روندهای نزولی معنی‌دار حاصل از محاسبات روش ثیل-سن به ترتیب در ایستگاه‌های گچی، پل بهرام‌لو، یالقوز‌آعاج، قشلاق‌امیر، و دیزج برابر با مقدار ۱/۵، ۱/۳، -۱، -۱، و -۰/۹ میلی‌متر در فصل در هر سال است (شکل ۵). تغییرات منفی گسترده‌ای در روند

بارش پاییز حوضه آبریز دریاچه وجود دارد (شکل ۵)؛ بدین ترتیب که توزیع مکانی روندهای بارش پاییزه حاکی از روند افزایشی آن در مناطقی در شمال غربی، جنوب غربی، و بخش انتهایی شرق حوضه است. ولی در کل هر چقدر از جنوب حوضه دور و به شمال نزدیک می‌شویم کاهش بارش‌ها از ۱۰ درصد به متجاوز از ۳۰ درصد افزایش می‌یابد (شکل ۶). نتیجه نهایی تحلیلی‌ها دربردارنده کاهش میانگین بارش پاییزه (۹۳/۶ میلی‌متر) در حوضه دریاچه ارومیه در طول دوره ۱۳۵۹ - ۱۳۸۸ است؛ البته، از نظر آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنی‌دار نیست.

سری‌های بارش زمستانه الگوی تغییرات متفاوتی را نسبت به سری‌های بهار از خود نشان دادند. بارش زمستانه ۲۳ ایستگاه (۶۲ درصد) و ۱۴ ایستگاه (۳۸ درصد) به ترتیب روند مثبت و منفی نشان می‌دهد (شکل ۶). مقادیر آماره‌های آزمون حکایت می‌کند که فقط چهار ایستگاه از روند مثبت معنی‌دار برخوردارند و روند منفی ایستگاه‌ها به وسیله آزمون MMK معنی‌دار (سطح اطمینان ۹۵ درصد) تشخیص داده نشده است. ذکر این نکته لازم است که سطح اطمینان روند معنی‌دار مشاهده‌شده در ایستگاه‌های تمر، قاسملو، و کلهور برابر با ۹۵ درصد و در ایستگاه قبقلو برابر با ۹۹ درصد است. بزرگی روندهای صعودی متغیر بین ۳/۶۵ میلی‌متر در فصل در هر سال در ایستگاه قبقلو و ۱ میلی‌متر در فصل در هر سال در ایستگاه تمر است (شکل ۵). بیشترین کاهش بارش زمستان (۲۰ تا ۳۰ درصد) در بخش‌های میانی شرق و جنوب حوضه روی داده است. اما عمدتاً از شمال تا به جنوب حوضه به غیر از مناطق ذکرشده روندهای افزایشی بین ۱۰ درصد و بیش از ۳۰ درصد مشاهده می‌شود (شکل ۶). شکل ۴ نمودار تغییرات و میانگین درازمدت (روند) بارش زمستانه ایستگاه‌های یادشده در طی دوره مطالعاتی را نشان می‌دهد که مبین جهت‌گیری افزایشی بارش در این ایستگاه‌هاست.

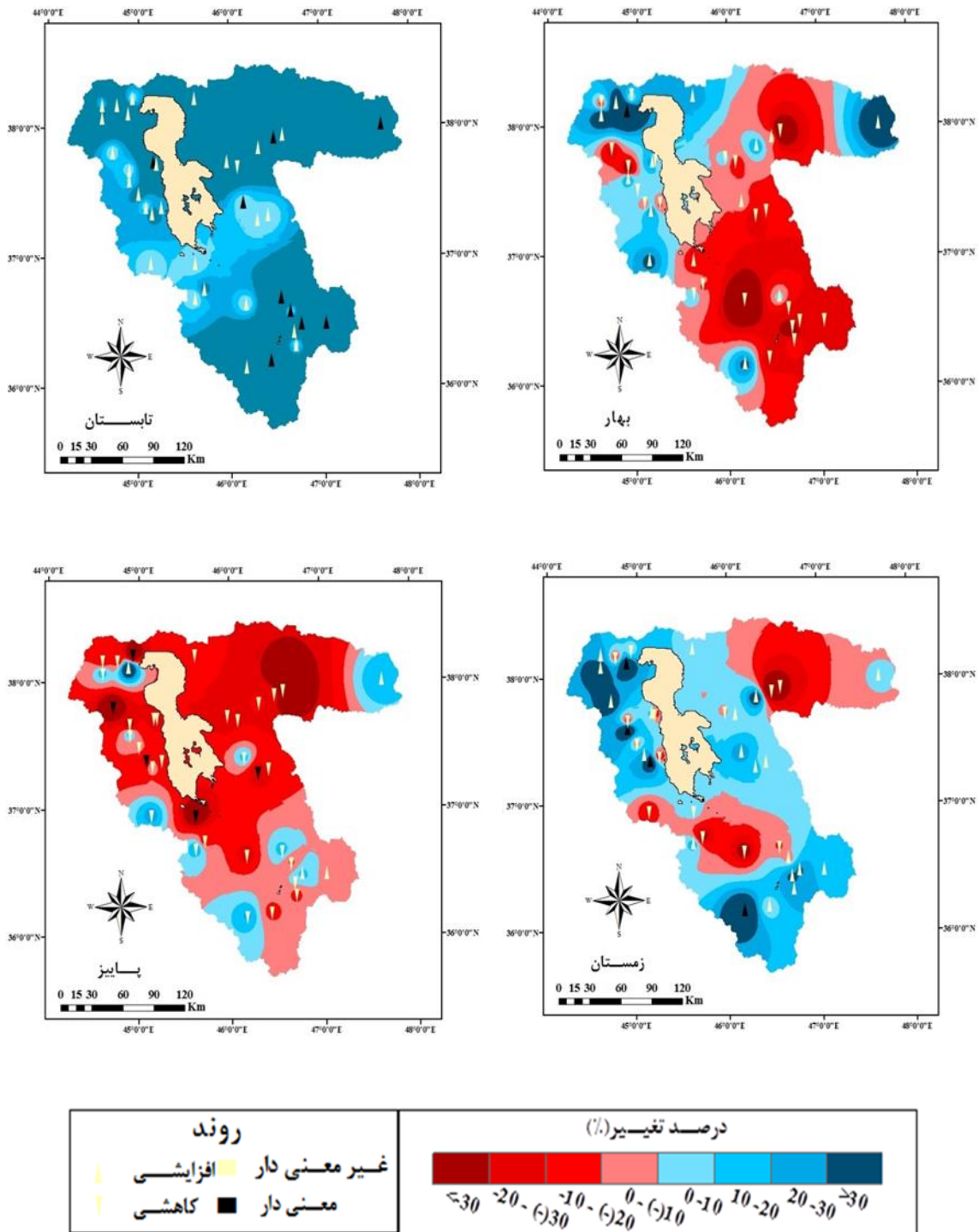


شکل ۴. نمودار سری‌های زمانی و روندهای خطی بارش در فصل زمستان در ایستگاه‌های قبقلو، قاسملو، کلهور، و تمر



شکل ۵. روند میان‌یابی‌شده بارش (شیب سین) طی دوره ۱۳۵۹ - ۱۳۸۸ در مقیاس فصلی، بر حسب میلی‌متر در فصل

محاسبات روش ثیل - سین بر روی میانگین سی‌ساله بارش در حوضه در فصل زمستان نشان می‌دهد که تغییر معنی‌داری در مقدار بارش فصل زمستان در حوضه آبریز دریاچه ارومیه ظرف این مدت شکل نگرفته است، ولی از نظر کاربردی، با توجه به سهم بسیار زیاد بارش زمستانه (۳۰ درصد میانگین سالانه بارش) در بارش سالانه حوضه دریاچه ارومیه این مقدار افزایش در تجدید منابع آب سطحی و زیرزمینی منطقه تأثیرگذار است.



شکل ۶. درصد تغییر بارش طی دوره ۱۳۵۹ - ۱۳۸۸ در مقیاس فصلی

بحث و نتیجه گیری

در این تحقیق، از آزمون من-کندال چندمتغیره و روش نیل-سین برای شناخت روند مکانی و زمانی و همچنین تغییرات بارش ۳۷ ایستگاه موجود در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در مقیاس سالانه و فصلی استفاده شد؛ یافته‌ها بدین شرح است:

روند سری‌های بارش سالانه در ۵۴ درصد ایستگاه‌ها افزایشی تعیین شد و همه روندهای معنی‌دار مثبت بودند؛ در سه ایستگاه تمر، سهزاب، و قبقلو میزان روند معنی‌دار به‌دست‌آمده به‌ترتیب برابر با ۶/۹، ۴/۳، و ۷/۵ میلی‌متر در سال است. روند بارش فصلی و ماهانه تصویر جزئی‌تری از زمان وقوع تغییرات معنی‌دار در بارش سالانه ایستگاه‌های ذکرشده ارائه می‌دهد که برای ایستگاه تمر بارش در بهار و زمستان به طور معنی‌داری افزایش یافته است. در ایستگاه سهزاب روند بارش در تابستان افزایشی معنی‌دار است و در ایستگاه قبقلو در مقیاس سالانه بارش آن روند مثبت معنی‌دار از خود نشان داده است. این تغییر روند در فصل زمستان رخ داده؛ در فصل زمستان نیز در ماه‌های اسفند و بهمن تغییرات معنی‌دار روی داده است. در سایر ایستگاه‌ها هرچند که بارش سالانه تغییرات معنی‌داری نداشته، ممکن است بارش همان ایستگاه‌ها در مقیاس فصلی و ماهانه روند کاهشی یا افزایشی معنی‌دار داشته باشد.

نتایج مطالعه روند مکانی بارش نشان می‌دهد که مناطق مختلف رفتارهای گوناگون و گاهی یکسان دارند؛ بدین صورت که در بخش جنوبی و شرقی حوضه میانگین بارش سالانه طی سی سال گذشته بیش از ۱۰ درصد و در بعضی مناطق بیش از ۳۰ درصد کاهش یافته؛ در حالی که در غرب، شمال شرق، و انتهای شرق حوضه به میزان ۱۰ درصد و بیشتر افزایش یافته است. با وجود این، دلجو و همکاران (۲۰۱۳) بیان کردند که میانگین بارش در حوضه دریاچه ارومیه ۹/۲ درصد طی دوره ۱۳۴۳ - ۱۳۸۴ کاهش یافته است. رضایی و همکاران (۲۰۰۵)، مدرس و سیلوا (۲۰۰۷)، و طبری و حسین‌زاده طلایی (۲۰۱۱) ذکر کردند که بیشتر ایستگاه‌ها در ایران دارای روند بارش سالانه غیرمعنی‌دارند. فاتحیان و همکاران (۲۰۱۴) نیز گزارش کردند که بیشتر روندهای سالانه بارش در حوضه دریاچه ارومیه طی دوره ۱۳۵۱ - ۱۳۸۶ غیرمعنی‌دار است و معنی‌داری روند را به صورت نقطه‌ای و محلی گزارش کردند. در تحقیق حاضر، سه ایستگاه قبقلو، سهزاب، و تمر دارای روند بارش سالانه مثبت معنی‌دارند؛ مطالعه فاتحیان و همکاران (۲۰۱۴) نیز روند مثبت معنی‌دار ایستگاه‌های قبقلو و سهزاب را تأیید می‌کند. ولی روند بارش سالانه ایستگاه تمر غیرمعنی‌دار گزارش شده است؛ این تفاوت می‌تواند مربوط به روش و طول دوره آماری مورد استفاده باشد. البته، شیفته صومعه و همکاران (۲۰۱۲) و طبری و حسین‌زاده طلایی (۲۰۱۱) در مطالعه خود به این نتیجه رسیدند که بیشتر روندهای منفی معنی‌دار بارش سالانه در شمال غرب ایران- که شامل منطقه مورد مطالعه در این تحقیق نیز می‌شود- روی داده است. ولی منطقه مورد مطالعه در تحقیق آن‌ها سطح کل کشور و همچنین داده‌های مورد استفاده مربوط به ایستگاه‌های سینوپتیک بوده است و طبیعی است که نتایج آن‌ها با نتایج تحقیق حاضر- که شامل مطالعات محلی است- متفاوت باشد.

اکثریت روند داده‌های بارش بهاره در ایستگاه‌های مورد مطالعه منفی تعیین شده است. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، هیچ یک از روندهای منفی در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنی‌دار نیستند و فقط بارش بهاره در ایستگاه تمر طی سه دهه روند مثبت معنی‌دار از خود نشان می‌دهد. کاهش بارش بهاره در عمده مناطق جنوبی (۲۰ تا ۳۰ درصد و بیشتر) بیش از کاهش‌ها در بخش شرقی حوضه است و در نقشه‌ها پیداست که رفتار بارش بهاره بسیار مشابه روند مکانی بارش در مقیاس سالانه است و نشان‌دهنده سهم بیشتر بارش بهاره در میانگین بارش سالانه حوضه آبریز دریاچه ارومیه است. بر اساس آزمون من- کندال چندمتغیره، تعداد زیادی از روند داده‌های بارش تابستانه در ایستگاه‌های مورد بررسی افزایشی تشخیص داده شد، اما با توجه به اینکه داده‌های بارش تابستان در منطقه مورد مطالعه مقادیر صفر زیادی را شامل

می‌شود، روندهای معنی‌دار یافت‌شده قابل اطمینان نیستند. ولی تغییرات مکانی بدین صورت است که افزایش بارش تابستان از ۱۰ درصد در غرب شروع و در سراسر شرق و جنوب به ۲۰ تا ۳۰ درصد طی سه دهه اخیر ختم می‌شود. از طرفی، در بارش پاییزه کل منطقه روند منفی تشخیص داده شد؛ این روند منفی در ایستگاه‌های گچی، پل بهرام‌لو، یالقوزآغاج، قشلاق‌امیر، و دیزج قرار گرفته است و در بخش غربی حوضه روند کاهشی معنی‌دار است. کاهش‌های بارش پاییزه در کل گستره حوضه از بیش از ۱۰ درصد در جنوب به بیش از ۳۰ درصد در مناطق شرقی دریاچه می‌رسد. میانگین بارش زمستان هم در منطقه مطالعاتی از سال ۱۳۵۹ تا ۱۳۸۸ افزایش یافته و در چهار ایستگاه روند مثبت معنی‌دار تعیین شده است. بارش زمستان در بیشتر مساحت حوضه شیب مثبت متوسطی دارد، با این حال، در شرق و بخش میانی جنوب دریاچه طی سی سال با شیب کمی حجم بارش کاهش یافته است. درصد تغییر مربوط به مناطق یادشده بین ۱۰+ درصد تا کمتر از ۳۰- درصد است. روند معکوس بارش در ایستگاه‌های مجاور می‌تواند به دلیل برخی فاکتورها و ویژگی‌های مکانی و عوامل طبیعی و غیرطبیعی (عامل انسانی) در منطقه باشد. یکی از دلایل اصلی و طبیعی دخیل در این رفتار متناقض تفاوت بین میکروکلیمای ایستگاه‌های مجاور است. مناطق مختلف میکروکلیمای متفاوتی دارند که عمدتاً مرتبط با توپوگرافی و گردش جریان‌های بادی در منطقه و ایستگاه‌های مورد نظر است، هرچند که شاید سرچشمه اقلیم هر دو ایستگاه از یک مزوکلیمای مشابه باشد. به عبارت دیگر، عوارض و پدیده‌های هواشناسی هر ایستگاه در مقیاس میکروکلیمای تفاوت‌های فاحشی با هم دارند. گاهی دو ایستگاه با فاصله بسیار کم از همدیگر قرار دارند، اما به سبب قرارگرفتن ایستگاهی در بخش بادپناه منطقه، یکی از ایستگاه‌ها بارش بسیار کمتری دریافت می‌کند و تفاوت درخور توجهی در میزان بارش دو ایستگاه دیده می‌شود؛ این موضوع موجب اختلاف در روند و میزان بارش دو ایستگاه مجاور می‌شود. علاوه بر عوامل طبیعی مزبور، عوامل انسانی نیز می‌تواند بر روند تغییرات بارش ایستگاه‌های مجاور تأثیرگذار باشد. از عوامل انسانی می‌توان اشاره کرد به تأسیسات مختلف و شهرسازی که موجب تغییر کیفیت آب‌وهوا می‌شود و نیز تأثیر ویژگی‌های شهری در مناطق نزدیک به ایستگاه‌های مورد مطالعه (تورکس و سامر، ۲۰۰۴: ۲۰۹). اختلافات اساسی یادشده می‌تواند رفتار و روند داده‌های بارش ایستگاه‌های مجاور را کنترل و تحت تأثیر قرار دهد.

همان‌طور که گزارش شده است، بیشتر روندهای بارش منطقه هم در مقیاس سالانه هم فصلی غیرمعنی‌دار است. تعیین روندهای مثبت و منفی (معنی‌دار از نظر آماری) به داده‌هایی با دوره آماری درازمدت نظیر صدساله نیاز دارد و داده‌های مورد استفاده در این تحقیق فاقد چنین ویژگی است. بنابراین، یافتن و تشخیص روند در چنین بازه کوتاهی (۱۳۵۹ - ۱۳۸۸) دشوار است (طبری و همکاران، ۲۰۱۱: ۱۳۸). با توجه به دسترسی نداشتن به سری‌های طولانی‌تر بارش، روند تغییرات بارش حوضه دریاچه ارومیه در سه دهه اخیر بررسی شد. هرچند که اغلب روندهای بارش در حوضه مورد مطالعه از نظر آماری معنی‌دار نبودند، برخی روندهای معنی‌دار، به ویژه روندهای کاهشی بارش، می‌تواند موجب تغییر بیابان آبی منطقه و وخیم‌تر شدن شرایط خشک‌سالی حاکم بر منطقه شود. تغییرات شرایط اقلیمی به همراه بهره‌برداری نامناسب از ذخایر آب‌های سطحی و زیرزمینی می‌تواند این منطقه را با چالش‌های جدی‌تری در آینده مواجه سازد. در چنین شرایطی، اتخاذ سیاست‌های ریاضتی در بهره‌برداری از منابع آبی و به‌کارگیری راهکارهایی صحیح، به‌ویژه در بخش کشاورزی، با توجه به بیش از دوبرابر شدن میزان اراضی آبی حوضه دریاچه ارومیه طی دو

دهه اخیر، به منظور مدیریت کارایی منابع آبی موجود الزامی است. به همین جهت، نتایج این تحقیق کمک شایانی به مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب حوضه و بررسی دلایل خشک شدن و افت شدید سطح آب دریاچه ارومیه، بزرگ‌ترین آبرگیر دائمی آسیای غربی، می‌کند.

منابع

- چیپی، ک؛ غفاری، گ. و کریمی، م. (۱۳۹۰). بررسی اثرات تغییر اقلیم بر روند بارش‌های فصل بهار در استان کردستان، هفتمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشگاه صنعتی اصفهان.
- 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، پژوهش‌های جغرافیایی، ۱۶۸: ۶۴ - ۱۵۷.
- حسین‌زاده طلایی، پ؛ طبری، ح. و معروفی، ص. (۱۳۸۸). مقایسه روش‌های پارامتری و ناپارامتری در بررسی روند تغییرات ماهانه، فصلی، و سالانه دبی رودخانه و بارندگی در حوضه آبریز گاماسیاب، هشتمین سمینار بین‌المللی مهندسی رودخانه، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- خلیلی، ع. و بذرفشان، ج. (۱۳۸۳). تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های سالانه، فصلی، و ماهانه پنج ایستگاه قدیمی ایران در یکصدوشانزده سال گذشته، بیابان، ۱۹(۱): ۲۵ - ۳۳.
- فرج‌زاده اصل، م. و فیضی، و. (۱۳۹۱). آشکارسازی تغییرهای زمانی- مکانی عناصر دما و بارش در ایران، برنامه‌ریزی و آمایش فضا، ۱۶(۴): ۴۹ - ۶۶.
- Abghari, H.; Tabari, H. and Hosseinzadeh Talae, P. (2013). River flow trends in the west of Iran during the past 40 years: Impact of precipitation variability, *Global and Planetary Change*, 101: 52-60. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.12.003.
- Bouza-Deano, R.; Ternero-Rodriguez, M. and Ferna'ndez-Espinosa, A.J. (2008). Trend study and assessment of surface water quality in the Ebro River (Spain), *Journal of Hydrology*, 361: 227-239.
- Chapi, K.; Ghaffari, G and Karimi, M. (2011). Assesment of the climate change effects on spring precipitation trend in kourdistan province, *7th National Conference on Science and Watershed Management Engineering*, Isfahan University of Technology.
- Deluis, M.; Raventos, J.; Gonzalez-hidalgo, J.C.; Sanchez, J.R. and Cortina, J. (2000). Spatial analysis of rainfall trends in the region of Valencia (East Spain), *International Journal of Climatology*, 20: 1451-1469.
- Delju, A.H.; Ceylan, A.; Piguët, E. and Rebetez, M. (2013). Observed climate variability and change in Urmia Lake Basin, Iran, *Theoretical and Applied Climatology* January, 111(1-2): 285-296.
- Farajzadeh Asl, M.; and Feizi, V. (2012). Detection of Spatio-temporal changes in temperature and precipitation elements in Iran. *Spatial Planning*, 16(4):49-66.
- Fathian, F.; Morid, S. and Kahya, E. (2014). Identification of trends in hydrological and climatic variables in Urmia Lake basin, Iran, *Theoretical and Applied Climatology*, DOI 10.1007/s00704-014-1120-4.
- Hansel, S.; Petzold, S. and Matschullat, J. (2007). Precipitation trend analysis for Central Eastern Germany, *Bioclimatology and Natural Hazards' International Scientific Conference*, Poľana nad Detvou, Slovakia, ISBN 978-80-228-17-60-8.
- Hojam, S.; Khoshkhou, I. and Shamsaldin Wendy, R. (2008). Analysis of seasonal and annual precipitation trend changes in some of the selective station in central basin of Iran using nonparametric method, *Geography Research quarterly*, 64: 157- 168.
- Hosseinzadeh Talae, P.; Tabari, H and Maroufi, S. (2009). Comparision of parametric and non parametric methods in the assesment of monthly, seasonal and annual precipitation trend in Gamasiab basin. *8th International Seminar on River Engineering*, Shahid Chamran University of Ahvaz.
- IPCC (2013). Summary for Policymakers, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In:

- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M.e. (Eds.).
- Khalili, H. and Bazerfshan, J. (2004). Analysis of annual, seasonal and monthly rainfall trend of five old station of Iran in hundred and sixteen years ago, *Desert*, 9(1): 25-33.
- Labat, D.; Godd_eris, Y.; Probst, J.L. and Guyot, J.L. (2004). Evidence for global runoff increase related to climate warming, *Adv Water Resour*, 27: 631-642.
- Liu, B.; Xu, M.; Henderson, M. and Qi, Y. (2005). Observed trends of precipitation amount, frequency, and intensity in China, 1960-2000, *Journal of Geophysical Research*, 110: D08103. doi: 10.1029/2004JD004864.
- Modarres, R. and Silva, V.P.R. (2007). Rainfall trends in arid and semi-arid regions of Iran, *Journal of Arid Environments*, 70: 344-355.
- Onyutha, C.; Tabari, H.; Taye, M.T.; Nyandwaro, G.N. and Willems, P. (2015). Analyses of rainfall trends in the Nile River Basin, *Journal of Hydro-environment Research*, doi: 10.1016/j.jher.2015.09.002.
- Partal, T. and Kahya, E. (2006). Trend analysis in Turkish precipitation data, *Hydrological Processes*, 20: 2011-2026.
- Patra, J.P.; Mishra, A.; Singh, R. and Raghuvanshi, N.S. (2012). Detecting rainfall trends in twentieth century (1871-2006) over Orissa State, India, *Climatic Change*, 111(3): 801-817.
- Raziei, T.; Daneshkar Arasteh, P. and Saghafian, B. (2005). Annual rainfall trend in arid and semi-arid region of Iran, In: *ICID 21st European Regional Conference*, 1-8.
- Shifteh Some'e, B.; Ezani, A. and Tabari, H. (2012). Spatiotemporal trends and change point of precipitation in Iran, *Atmospheric Research*, 113: 1-12.
- Tabari, H.; Shifteh Somee, B. and Rezaeian Zadeh, M. (2011). Testing for long-term trends in climatic variables in Iran, *Atmospheric Research*, 100: 132-140.
- Tabari, H. and Hosseinzadeh Talaei, P. (2011). Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005, *Journal of Hydrology*, 396: 313-320.
- Tabari, H. and Aghajano, M.-B. (2013). Temporal pattern of aridity index in Iran with considering precipitation and evapotranspiration trend, *International Journal of Climatology*, 33(2):396-409.
- Tabari, H.; AghaKouchak, A. and Willems, P. (2014). A perturbation approach for assessing trends in precipitation extremes across Iran, *Journal of Hydrology*, 519: 1420-1427.
- Tabari, H.; Taye, M.T. and Willems, P. (2015). Statistical assessment of precipitation trends in the upper Blue Nile River basin, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 29(7):1751-1761.
- Turkes, M. (1996). Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey, *International Journal of Climatology*, 16: 1057-1076.
- Turkes, M. and Sumer, U.M. (2004). Spatial and temporal patterns of trends and variability in diurnal temperature ranges of Turkey, *Theoretical and Applied Climatology*, 77: 195-227
- Yue, S. and Hashino, M. (2003). Long term trends of annual and monthly precipitation in Japan. *Journal of American Water Resources Association*, 39(3): 587-596.
- Wahlin, K. and Grimvall, A. (2010). Roadmap for assessing regional trends in groundwater quality, *Environmental Monitoring and Assessment*, DOI 10.1007/s10661-009-0940-7.
- Zhai, P.M.; Zhang, X.B.; Wan, H. and Pan, X.H. (2005). Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China, *Journal of Climate*, 18: 1096-1108.
- Zhang, Q.; Xu, C.Y.; Zhang, Z.; Chen, Y.D. and Liu, C.L. (2009). Spatial and temporal variability of precipitation over China, 1951–2005, *Theoretical and Applied Climatology*. Doi: 10.1007/s00704-007-0375-4.