

بررسی روند تغییرات و نوسانات بارش در تالاب شور گلپایگان

یونس خسروی*^۱، جابر اعظمی^۱، مسیح رجایی^۲، علیرضا متولی^۳

۱- گروه علوم محیط زیست، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲- گروه ژئوانفورماتیک، دانشکده ژئوانفورماتیک، دانشگاه واخنینگن، هلند

۳- گروه آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی نور، دانشگاه تربیت مدرس

*ایمیل نویسنده مسئول: Khosravi@znu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۰/۱۹ تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۱/۲۵

چکیده

تغییرات و نوسانات بارش به عنوان یکی از مهم ترین نتایج تغییر اقلیم در جهان به شمار می آید. آنچه در این بین به طور مستقیم تأثیر می پذیرد، تغییر در میزان جریان آب های سطحی و چرخه هیدرولوژی است. بنابراین شناخت رفتار نوسانی و الگوهای حاکم بر آن در یک حوضه آبریز، نقش بسیار تأثیرگذاری در مدیریت بهینه حوضه های آبریز دارد. از این جهت در این پژوهش سعی شده است تا به شناسایی روند الگوهای نوسانی حاکم بر بارش و همچنین نوع روند بارش در حوضه آبریز گلپایگان پرداخته شود. بدین منظور از داده های روزانه بارش ایستگاه های هواشناسی نزدیک به تالاب شور گلپایگان استفاده گردید. جهت تحلیل روند از رگرسیون خطی و روش من-کندال و جهت شناسایی چرخه های حاکم بر بارش از تکنیک تحلیل طیف استفاده گردید. نتایج تحلیل روند نشان داد که در همه ایستگاه های مورد مطالعه، بارش روند کاهشی معنی داری داشته است. به طوری که بالاترین روند کاهش معنی داری با ۲۳- میلی متر برای ایستگاه گلپایگان می باشد. نتایج تحلیل طیف نیز نشان دهنده وجود چرخه های کوتاه مدت ۲ تا ۵ ساله در اکثر ایستگاه های مورد مطالعه است. بیشتر دانشمندان چرخه های ۲ تا ۳ ساله (چرخه کوتاه مدت) را به ال نینو-نوسانات جنوبی (ENSO) و تغییرات دوسالانه (QBO) را به الگوی بزرگ مقیاس گردش عمومی جو و جریانات مداری نسبت داده اند.

کلمات کلیدی

"روند"، "نوسانات"، "بارش"، "تالاب"، "گلپایگان"

Investigating the Trends and Fluctations of Precipitation in the Golpayegan Saline Wetland

Younes Khosravi^{*1}, Jaber Aazami¹, Masih Rajaei², Alireza Motavali³

¹Department of Environmental Science, Faculty of Science. University of Zanjan.

²Department of Geoinformatics, Faculty of Geoinformatics, Wageningen University, The Netherlands.

³Department of Watershed Management. Natural Resources Faculty. Tarbiat Modares University.

*Email Address: Khosravi@znu.ac.ir

Abstract

Changes and fluctuations of precipitation are one of the most important climate change outcomes in the world. The changes in surface water flow and hydrological cycle are directly affected. Therefore, recognition of fluctuations behavior and its governing patterns in a catchment area plays a very important role in optimal management of catchment areas. Therefore, in this research, we have tried to identify the trends of fluctuations patterns of rainfall and also the type of precipitation trend in the Golpayegan catchment area. For this purpose, daily rainfall data of precipitation stations near the Golpayegan saline wetland were used. For trend analysis, linear regression and Mann-Kendall method were used and for identify the rainfall prevailing cycles, Spectrum analysis technique was used. The results of trend analysis showed that in all studied stations, rainfall had a significant decrease. The highest trend is a significant decrease of 23 mm for the Golpayegan station. The results of spectral analysis also indicate that the short-term cycles of 2 to 5 years are in most of the studied stations. Most scientists have attributed this cycle as a result of El Niño - Southern Oscillation (ENSO) and Quasi-biennial oscillation (QBO).

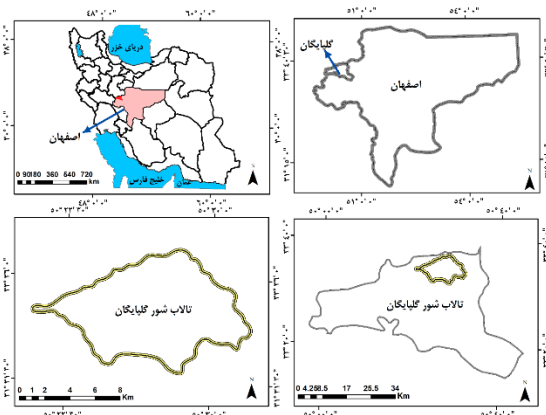
Keywords: "Trend", "Fluctuations", "Precipitation", "Wetland", "Golpayegan"

۱- مقدمه

یکی از مهم‌ترین چالش‌های امروزه جهان، دسترسی محدود به منابع آبی است؛ چالشی که باگذشت زمان بر شدت آن افزوده می‌شود. به عقیده اکثر محققان امر، آنچه باعث رخداد چنین امر ناخوشایندی شده است، مسئله تغییر اقلیم است (Spickett *et al.*, 2007; Serrat-Capdevila *et al.*, 2011). باید گفت اقلیم به عنوان دستگاه بزرگی است که همواره هم از محیط پیرامون خود تأثیر پذیرفته و هم بر محیط اطراف خود تأثیر می‌گذارد. بر اساس گزارش هیئت بین الملل تغییر اقلیم (IPCC)، دمای کره زمین از شروع انقلاب صنعتی روندی افزایشی داشته است؛ به طوری که دمای کره زمین به میزان ۰/۷ درجه سانتی‌گراد نسبت به گذشته گرم‌تر شده است (IPCC, 2007). از جمله تأثیرات مهم تغییر اقلیم می‌توان به نایکناختی توزیع بارش، تغییر در میزان جریان آب‌های سطحی، تغییر در چرخه جهانی هیدرولوژی، گسترش خشکسالی‌ها و تداوم آن‌ها و درنهایت تأثیر منفی بر منابع آب در سطح جهان اشاره کرد (Zhang *et al.*, 2011). این موضوع زمانی وخیم‌تر می‌شود که شاهد رخداد تغییر اقلیم در مناطق گرم و خشک عرض‌های جغرافیایی پایین نظیر ایران باشیم. پیش‌بینی‌ها در این مناطق از یک طرف حاکی از خشک و گرم‌تر شدن فصل تابستان این مناطق شده و از طرفی دیگر نشان‌دهنده کاهش حجم روان‌آب‌های سطحی و متعاقب آن کاهش میزان تغذیه آب‌های زیرزمینی است (Booij, 2005). در بین عناصر اقلیمی، بارش به لحاظ ایجاد جریانات سطحی، تأثیر بر سفره‌های آب زیرزمینی و به‌عنوان منبع مهم در تغذیه رودها و چشمه‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و از مهم‌ترین عناصر اقلیمی است که در تعیین نقش و پراکندگی دیگر عناصر اقلیمی می‌تواند مؤثر باشد (Chen, 2004). با توجه به اینکه اثرات تغییر اقلیمی به‌طور مستقیم در فرآیندهای هیدرولوژیک حوضه‌های رودخانه‌ها ظاهر می‌گردد، لذا ضروری است تا برای مدیریت هرچه بهتر منابع آب، وقوع تغییرات اقلیمی و میزان تأثیرگذاری آن بر شرایط آب‌وهوایی و منابع آب شناسایی گردد. به طور کل رفتار عناصر اقلیمی در سه شکل روند (تغییرات بلندمدت)، نوسان (تغییرات کوتاه‌مدت) و افت و خیز مشاهده می‌شود (عساکره، ۱۳۸۸). به طور حتم ردیابی این‌گونه رفتارها، ما را به شناخت هرچه

بیشتر تغییرات اقلیمی یاری می‌کند. وجود سیر صعودی و یا نزولی در داده‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی حاکی از وجود روند می‌باشد. حال رخداد هرگونه تغییر طبیعی و یا غیرطبیعی در این سری داده، منجر به تغییر روند خواهد شد. از طرفی دیگر وجود روند در سری داده‌های اقلیمی می‌تواند فرض رخداد تغییر اقلیم را تقویت ببخشد. بررسی وجود روند در سری داده‌های اقلیمی به دو صورت عمده روش‌های آمار پارامتری و ناپارامتری امکان‌پذیر است (خسروی و همکاران، ۱۳۹۵). در هر دو روش هدف اصلی مطرح شدن دو فرض صفر (H0) و یک (H1) می‌باشد. با این توضیح که تأیید فرض صفر به منزله عدم وجود روند در داده‌ها و تأیید فرض یک حاکی از وجود روند معنی‌دار در سری داده‌ها می‌باشد. در روش‌های پارامتری فرض بر نرمال بودن داده‌ها است. لذا در سری داده‌هایی که تابع توزیع آماری خاصی نیستند، بررسی روند با یکسری محدودیت‌هایی روبرو خواهد شد. این شرط در روش‌های آماری ناپارامتری صادق نبوده و فرض اصلی بر تفاوت بین داده‌های مشاهداتی است. به‌گونه‌ای که این روش‌ها مستقل از توزیع آماری سری زمانی بوده و خصوصاً برای سری‌هایی که چولگی یا کشیدگی زیادی دارند مناسب‌تر تشخیص داده می‌شوند (Bihart and Mehmetcik, 2003). بنابراین در صورتی که به نرمال بودن داده‌ها اطمینان نداریم به‌کارگیری آزمون‌های ناپارامتری محتاطانه به نظر می‌رسد. برخی از رفتارهای نهان و ناآشکار در سری زمانی داده‌های اقلیمی، به راحتی قابل ردیابی و شناسایی نیستند. لذا برای حصول به نتیجه‌ای مهم در شناسایی این‌گونه رفتارها، نیاز به روشی جهت برآورد و شناسایی افت و خیزهای نهفته و آشکار در سری زمانی داده‌ها احساس می‌شود که تکنیک تحلیل طیف از جمله این روش‌ها است. روش تحلیل چگالی طیفی به عنوان ابزاری مناسب در قلمرو فرکانس و زمان شناخته شده و جهت شناسایی و تفکیک نوسانات با فرکانس‌ها و دوره بازگشت‌های مختلف در سری زمانی مورد استفاده قرار می‌گیرد. تحلیل طیف به روش‌های برآورد تابع چگالی طیفی، یا طیف یک سری زمانی گفته می‌شود. این روش بیشتر با برآورد کردن طیف روی تمام دامنه بسامدها سروکار دارد (عساکره و رزمی، ۱۳۹۱). در تحلیل طیف، همبستگی میان مشاهدات سری در حوزه زمان، جای خود را به بسامدهای متفاوت

سینوپتیک) به تالاب شور گلپایگان استفاده گردید. ایستگاه‌های مذکور شامل سد گلپایگان، رباط ملکی، کوچری، موته و لایبید می‌باشد. لازم به ذکر است ایستگاه‌های دیگری نظیر سراب هنده، وانشان، عباس آباد، دره ساری و ... نیز در اطراف محدوده مورد مطالعه وجود داشتند، اما به دلیل فاصله زیاد از تالاب گلپایگان و همچنین کوتاه بودن طول دوره آماری ثبت شده از انجام تحلیل‌های اقلیمی بر روی آن‌ها صرف نظر گردید. موقعیت تالاب گلپایگان در شکل ۱ مشخص شده است. لازم به ذکر است در این پژوهش و در اولین قدم، با استفاده از آزمون کولموگوروف-اسمیرنوف^۱ (K-S) اقدام به بررسی وضعیت نرمال بودن داده‌ها گردید. با توجه به میزان پایین sig در داده‌ها، فرض H0 که بیانگر نرمال بودن توزیع داده‌هاست، با اطمینان ۹۵ درصد در مقابل فرض H1 (عدم توزیع نرمال داده‌ها) تایید شد.



شکل ۱- موقعیت تالاب شور گلپایگان

در این مطالعه به منظور تحلیل روند از روش‌های رگرسیون (وایازی) خطی استفاده شده است. در این رویه میزان تغییرپذیری بارش، تبخیر، دما و رطوبت طی زمان مورد تحلیل قرار می‌گیرد. معنی‌داری این تحلیل با استفاده از آزمون تی- استودنت بررسی گردید. تحلیل رگرسیون، تکنیک آماری برای تحلیل و به مدل درآوردن ارتباط بین متغیرها است. مفاهیم اولیه مدل رگرسیونی وسیله‌ای جهت تشریح دو مفهوم اساسی تغییرپذیری متغیر وابسته (y) در اثر تغییر متغیر مستقل (X) به کار می‌رود. در تحلیل زمانی،

مشاهدات در حوزه فرکانس داده است. به بیان ساده می‌توان گفت که تحلیل طیف، نوسانات سری زمانی را در یک رفتار سینوسی و در فرکانس‌های مختلف بیان نموده و فراوانی وقوع رخدادها را در یک سری زمانی مد نظر قرار می‌دهد. تفاوت قابل ملاحظه تحلیل طیف با دیگر روش‌های معمول در این است که در تحلیل طیف، سری زمانی فقط محدود به نوسانات محدود و با طول موج‌های گسسته نمی‌شود، بلکه می‌توان آن‌ها را طول موج‌های نامتناهی و در بازه پیوسته تصور کرد (Chatfield, 1975). با بررسی تحقیقات انجام شده در ارتباط با موضوع پژوهش، مطالعات مختلفی در زمینه بررسی روند و نوسانات حاکم بر بارش انجام شده است. از جمله مطالعاتی که روند بارش را مورد بررسی قرار داده‌اند می‌توان به Tomozeiu و همکاران، (۲۰۰۰)، Gemmer و همکاران، (۲۰۰۴)، Henderson و همکاران، (۲۰۱۰)، Yürekli، (۲۰۱۵)، Brown و همکاران، (۲۰۱۷)، Belihu و همکاران، (۲۰۱۸)، محمدی، (۱۳۹۰)، موحدی و همکاران، (۱۳۹۲)، سلیقه و همکاران، (۱۳۹۴)، ظهیری و همکاران، (۱۳۹۵) و کریمپور و همکاران، (۱۳۹۷) اشاره کرد. همچنین مطالعات متنوعی در ارتباط با تکنیک تحلیل طیف انجام شده است که از آن جمله می‌توان به Brigitte و همکاران، (۲۰۰۳)، Shih و همکاران، (۲۰۰۷)، Azad و همکاران، (۲۰۱۰)، Telesca, Yun and Lee و همکاران، (۲۰۱۳)، عساکره، (۱۳۹۱)، تقوی و همکاران، (۱۳۹۰) و عساکره و رزمی، (۱۳۹۱) اشاره کرد.

با توجه به مطالب فوق، هدف از این تحقیق شناخت بیشتر الگوهای نوسانی حاکم بر بارش و همچنین نوع روند بارش در حوضه آبریز گلپایگان می‌باشد. قابل ذکر است که این مطالعه، اولین مطالعه ای است که به بررسی نوسانات بارش در یک اکوسیستم تالابی در بلندمدت می‌پردازد.

۲- روش انجام تحقیق

به منظور انجام پژوهش حاضر، از داده‌های روزانه بارش نزدیک-ترین ایستگاه‌های هواشناسی (کلیماتولوژی، باران‌سنجی و

¹. Kolmogorov-Smirnov Test

$$\hat{E}_i = \frac{[N - (n_{i-1})](N - n_i)}{4} \quad (5)$$

$$\hat{V}_i = \frac{[N - (n_{i-1})](N - n_i)[2(N - (n_{i-1}))] + 5}{72} \quad (6)$$

$$\hat{U}_i = \frac{-(\sum \hat{t}_i - \hat{E}_i)}{\sqrt{\hat{V}_i}} \quad (7)$$

در این روش، مقادیر متوالی از مقدار U_i و U'_i حاصله از آزمون من-کندل به صورت گرافیکی نمایش داده می‌شود که اگر مقادیر U_i و U'_i از منحنی‌ها چندین بار روی همدیگر قرار بگیرند روند یا تغییری وجود نخواهد داشت ولی در جایی که منحنی‌ها همدیگر را قطع می‌کنند منحنی‌ها محل شروع روند یا تغییرات را به صورت تقریبی به نمایش می‌گذارند. اگر منحنی‌ها همدیگر را در داخل محدوده بحرانی قطع کنند نشانه زمان آغاز تغییر ناگهانی و در صورتی که خارج از محدوده بحرانی همدیگر را قطع کنند بیانگر وجود روند در سری‌های زمانی است.

جهت استخراج چرخه‌ها از نرم‌افزار متلب و با استفاده از تکنیک تحلیل طیفی بهره گرفته شد. تحلیل طیف اندازه‌ای از توزیع واریانس درامتداد تمامی طول موج‌های سری زمانی را گویند. در تکنیک تحلیل طیف ابتدا سری‌های زمانی به توابع فرکانسی (به صورت تابعی دوره‌ای (Periodic) با دامنه (Amplitude) و فراوانی (Frequency)) تبدیل می‌شوند (عساکره و همکاران، ۱۳۸۸). در عمل در تحلیل طیفی صحبت از زمان نمی‌شود، بدین معنی که گفته نمی‌شود که رخدادی در زمان معینی رخ داده، بجای آن احتمال وقوع چرخه‌هایی که بیشترین واریانس را در سری زمانی دارند، مورد توجه قرار می‌گیرد. ابزاری که به وسیله آن می‌توان رفتار چرخه‌های یک سری را به مدل درآورد توابع مثلثاتی است.

۳- نتایج

بعضی از مشخصات مکانی ایستگاه‌های مورد مطالعه آورده شده است (جدول ۱). بر اساس جدول شماره ۱ بالاترین میانگین رخداد بارش با $288/2067$ میلی‌متر برای ایستگاه کوچری و کمترین رخداد میانگین بارش با $205/89$ برای ایستگاه موته می‌باشد. با این حال در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه میانگین رخداد بارش

ساده‌ترین تعریف از روند تغییرات عناصر اقلیمی، به وسیله رگرسیون خطی بیان می‌شود. در این راستا باید بهترین خطی که بر مختصات نقاط حاصل از دو متغیر X و Y بر یک صفحه وجود دارد، تعیین گردد (علیچانی، ۱۳۸۵). در ادامه به منظور بررسی وجود روند و تعیین نوع آن، شناسایی روندهای مقطعی و کوتاه‌مدت، نقاط جهش و نقاط شروع روند از روش من-کندال مقطعی استفاده شده است. بدین ترتیب روند متوسط مشاهدات به روش ترسیمی ارائه گردید. جهت شناسایی روندهای جزئی و کوتاه‌مدت، نقاط جهش و نقاط شروع سری زمانی از نمودار سری زمانی بر حسب مقادیر $U(t)$ و $U'(t)$ استفاده می‌گردد. برای ترسیم نمودار سری زمانی مقادیر متوالی، آماره‌های $U(t)$ و $U'(t)$ با استفاده از آزمون من-کندال محاسبه می‌شود. در این روش ضریب t آزمون من-کندال از رابطه زیر به دست می‌آید (خسروی و همکاران، ۱۳۹۵):

$$P = \sum_{i=1}^n n_i \quad (1)$$

که تابع توزیع آن در شرایطی که فرض صفر حاکم باشد از لحاظ مجانبی با میانگین و واریانس برابر است:

$$E_i = \frac{n_i(n_i - 1)}{4} \quad (2)$$

واریانس آن برابر است با:

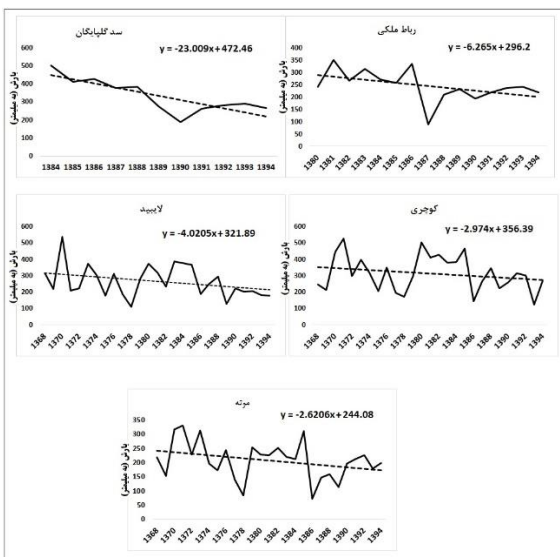
$$V_i = \frac{n_i(n_i - 1)(2n_i + 5)}{72} \quad (3)$$

در صورت وجود روند در جهت مشخص این آزمون فقط در شکل دو طرفه آن دقیق است. از این رو فرض صفر برای مقادیر بالای $|U(t)|$ رد می‌گردد. برای به دست آوردن $U(t)$ از معادله زیر استفاده می‌شود:

$$U_t = \frac{(\sum t_i - E_i)}{\sqrt{V_i}} \quad (4)$$

برای تعیین زمان وقوع تغییر لازم است علاوه بر $U(t)$ ، مؤلفه $U'(t)$ نیز محاسبه می‌شود که ابتدا باید امید ریاضی معکوس و واریانس معکوس را از رابطه زیر به دست آورد:

که منحنی مشاهدات متقارن نباشد. اگر سمت راست منحنی مشاهدات طول بیشتری نسبت به سمت چپ داشته باشد مشاهدات کجی مثبت دارند یا چوله به راست است. در صورتی که کشیدگی مثبت باشد برآمدگی منحنی توزیع نمره‌ها در نقطه اوج قرار خواهد گرفت. کشیدگی برای همه ایستگاه‌ها بالاتر از ۲ می‌باشد که بیانگر ناهمگون بودن توزیع داده‌ها می‌باشد (جدول ۱). بیشینه رخداد بارش با ۵۳۸/۵ میلی‌متر برای ایستگاه لایبید و کمترین بیشینه با ۲۹۰ میلی‌متر برای ایستگاه گلپایگان می‌باشد (جدول ۱). در بررسی رابطه میان دو متغیر، نخستین گام منطقی، ترسیم داده‌ها به صورت نقاطی در یک دستگاه مختصات متعامد می‌باشد.



شکل ۲- روند بارش طی سال‌های مختلف برای ایستگاه

در شکل ۲ خط برازش بارش برای ایستگاه‌های مختلف را نشان می‌دهند. بر اساس شکل ۲ روند بارش ۶/۲- میلی‌متر (از روند کاهشی) می‌باشد این بیانگر این است که به ازای هر سال در ایستگاه رباط ملکی بارش ۶/۲- میلی‌متر کاهش داشته است. با این وجود در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه بارش روند کاهشی معنی‌داری داشته است. بالاترین روند کاهش معنی‌داری با ۲۳- میلی‌متر برای ایستگاه گلپایگان می‌باشد (شکل ۲). روند بارش در ایستگاه کوچری بیانگر این است که بارش روند ۲/۹۷- میلی‌متری را تجربه کرده است (شکل ۲). این در حالی می‌باشد که بارش در

بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ میلی‌متر در نوسان می‌باشند (جدول ۱). از طرفی دیگر اختلاف نمایه‌ای مرکزی برای هر پنج ایستگاه رباط ملکی، سد گلپایگان، کوچری، لایبید و مونه بیانگر افت خیزهای روزانه بالای بارش می‌باشد. در این بین بالاترین اختلاف نمایه‌های مرکزی در ایستگاه کوچری و لایبید مشاهده شده است. به طوری که کشیدگی و چولگی بالا تأییدی بر این گفته می‌باشد. منظور از کجی انحراف یک منحنی از حالت تقارن است. در حالتی کجی صفر است که منحنی متقارن باشد. در توزیع‌های متقارن فاصله بین چارک اول تا میانه با فاصله بین چارک سوم تا میانه مساوی است. در حالت کجی منفی، مد بزرگ‌تر از میانه و میانه بزرگ‌تر از میانگین است (بیانگر این است که افراد زیادی نمره‌ی بالایی گرفته‌اند و بنابراین امتحان ساده بوده است).

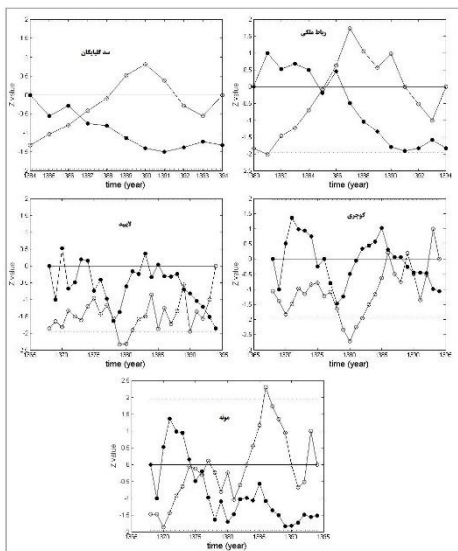
جدول ۱- مشخصات توصیفی بارش در ایستگاه‌های مورد مطالعه

آماره	مونه	لایبی	کوچری	سد	رباط
	د	ی	ی	گلپایگان	ملکی
میانگین	۲۰۵/۸	۲۶۱	۲۸۸/۲	۲۶۱/۸۳	۲۴۶
میانه	۲۱۱/۵	۲۲۸	۲۹۵	۲۷۱/۵	۲۴۲/۵
مد	۱۷۸	۱۱۲	۱۱۸	۱۹۰	۹۰
انحراف معیار	۶۳/۷۲	۹۵/۲	۱۰۴/۶	۳۶/۵۱	۶۲/۸۶
ضریب تغییرات	۳۰/۹۵	۳۶/۴	۳۶/۳۲	۱۳/۹۴	۲۵/۵۴
بیشینه	۳۳۰/۵	۵۳۸	۵۲۷/۵	۲۹۰	۳۵۱/۵
کمینه	۷۱/۴	۱۱۲	۱۱۸	۱۹۰	۹۰
چولگی	-۰/۰۴	۰/۹	۰/۲۷	-۱/۵	-۰/۵۲
کشیدگی	۲/۵۹	۳/۸۷	۲/۳۶	۳/۷۱	۴
دامنه	۲۵۹/۱	۴۲۶	۴۰۹/۵	۱۰۰	۲۶۱/۵
چارک اول	۱۶/۲۵	۱۹۰	۲۰۵/۴	۲۶۴/۵	۲۱۸/۷۵
چارک دوم	۲۱۱/۵	۲۲۸	۲۹۵	۲۷۱/۵	۲۴۲/۵
چارک سوم	۳۱۵/۳	۴۱۶	۴۷۵/۷	۲۹۰	۳۴۲/۸

در حالت کجی مثبت نیز میانگین بزرگ‌تر از میانه و میانه بزرگ‌تر از مد است. به عبارتی دیگر، کجی یا چولگی زمانی ایجاد می‌شود

و $U'(t)$ با استفاده از آزمون من- کندال محاسبه می‌شود. در این نمودارها اگر آماره‌های $U(t)$ و $U'(t)$ بالاتر از $1/96$ - همدیگر را قطع کنند بیانگر روند کاهشی، اگر در بازه $1/96$ همدیگر را قطع کنند بیانگر روند افزایشی، اگر در بازه $1/96$ تا صفر همدیگر را قطع کنند بیانگر جهش کاهشی و اگر در بازه $1/96$ تا صفر همدیگر را قطع کنند بیانگر جهش افزایشی می‌باشد.

بر اساس گفته‌های فوق در اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه جهش از نوع کاهشی رخ داده است. برای مثال بیش‌ترین جهش کاهشی در ایستگاه کوچری طی سال‌های $1377-1390-1392$ مشاهده شده است (شکل ۳ و جدول ۳) و از طرفی دیگر جهش در ایستگاه رباط ملکی بارش در سال 1385 رخ داده است. این وضعیت برای سد گلپایگان مربوط به سال 1387 می‌باشد. در ایستگاه لایبید سال‌های 1389 و 1377 دچار جهش شده است. با این وجود تنها سال‌های 1386 در ایستگاه کوچری جهش از نوع افزایشی بوده است (جدول ۳). در مجموع می‌توان گفت که بیشترین جهش بارش برای ایستگاه‌های مورد مطالعه از در دهه هفتاد و هشتاد بوده است.



شکل ۳- آزمون گرافیکی من- کندال برای ایستگاه رباط ملکی

ایستگاه لایبید از روند -4 برخوردار بوده است، که بیانگر این است که به ازای یک واحد تغییر در گذر زمان بارش در ایستگاه لایبید 4 - میلی‌متر به سمت دوره‌های اخیر کاهش داشته است. نمودار روند تغییرات بارش در ایستگاه موته هم بیانگر این است که همانند سایر ایستگاه‌های مورد مطالعه بارش از روند کاهشی معنی‌داری برخوردار بوده است، به طوری که بارش در این ایستگاه روند $2/62$ - میلی‌متری را تجربه کرده است (شکل ۲). در جدول ۲ هم روند کوتاه‌مدت، میان‌مدت و بلندمدت بارش آورده شده است که بیشترین روند کاهشی در مقیاس کوتاه مدت، میان مدت و بلند مدت برای ایستگاه گلپایگان رخ داده است (جدول ۱) تا جایی که بارش در مقیاس بلند مدت تقریباً 231 - میلی‌متر کاهش پیدا کرده است. در مجموع روند بارش نشان می‌دهد که وضعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه رو به خشکی می‌باشد.

جدول ۲- روند کوتاه‌مدت، میان‌مدت و بلندمدت برای ایستگاه‌های مورد

بررسی

ایستگاه	روند بلندمدت	روند میان مدت	روند کوتاه‌مدت
رباط ملکی	-۶۲	-۳۱	-۶/۲
سد گلپایگان	-۲۳۱	-۱۱۵/۵	-۲۳/۱
کوچری	-۲۷	-۱۳/۵	-۲/۷
لایبید	-۴۲	-۲۱	-۴/۲
موته	-۲۶	-۱۳	-۲/۶

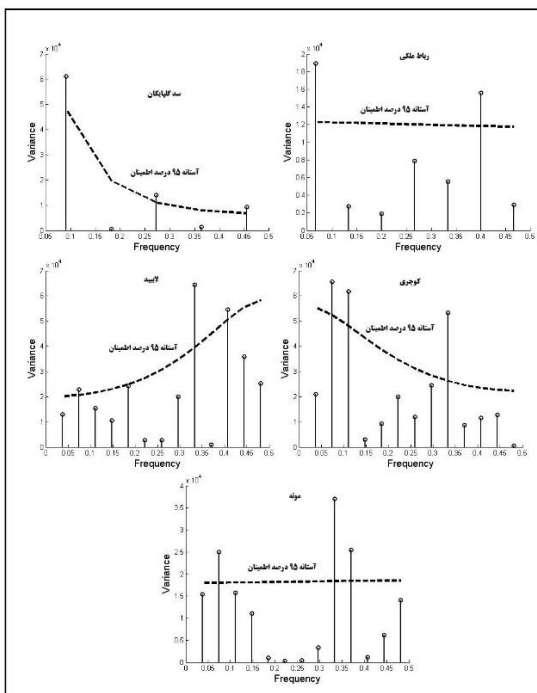
به‌منظور بررسی وجود روند و تعیین نوع آن، شناسایی روندهای مقطعی و کوتاه مدت، نقاط جهش و نقاط شروع روند از روش من- کندال مقطعی استفاده می‌شود. جهت شناسایی روندهای جزئی و کوتاه مدت، نقاط جهش و نقاط شروع روند سری زمانی از نمودار سری زمانی بر حسب مقادیر $U(t)$ و $U'(t)$ استفاده می‌گردد. برای ترسیم نمودار سری زمانی مقادیر متوالی، آماره‌های $U(t)$

جدول ۳- تغییرات ناگهانی بارش در ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	جهش افزایشی	جهش کاهش
رابط ملکی	-	۱۳۸۵
سد گلپایگان	-	۱۳۸۷
کوچری	۱۳۸۶	۱۳۷۷-۱۳۹۰-۱۳۹۲
لابیید	-	۱۳۷۷-۱۳۸۹
موته	-	۱۳۷۴-۱۳۷۵

(خطچین) باشند به‌عنوان چرخه (همساز) معنی‌دار تلقی می‌شوند. بررسی تحلیل چرخه‌های بارش در ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که در اکثر ایستگاه‌ها چرخه‌های کوتاه مدت ۲ تا ۵ ساله رخ داده است (جدول ۴). با این وجود مشاهده می‌شود چرخه‌های متنوع میان مدت هم به چشم می‌خورد. برای مثال، در ایستگاه رابط ملکی علاوه بر چرخه ۲/۵ ساله یک چرخه ۱۵ ساله (معادل با طول دوره آماری) مشاهده شده است. چرخه معادل با طول دوره آماری بیانگر وجود روند در داده‌ها می‌باشد. در ایستگاه سد گلپایگان چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله (چرخه کوتاه مدت) و چرخه ۱۱ ساله مشاهده شده است. در جدول ۵ چرخه-های غالب با حذف روند برای ایستگاه‌های مورد بررسی آورده شده است. چرخه‌های غالب نشان داد که نوسانات کوتاه مدت بیشتر بر بارش ایستگاه‌های مورد مطالعه حاکم می‌باشد.

به منظور تحلیل چرخه‌های بارش سالانه ایران از تکنیک تحلیل طیفی استفاده گردید. به این منظور، ابتدا نمودار دوره نگار سری زمانی بارش تک تک ایستگاه‌ها ترسیم شد. دوره نگار، نموداری است که در آن محور عمودی برآورد طیف (واریانس) و محور افقی بسامد (احتمال، فراوانی) چرخه‌ها را نشان می‌دهد. خط شکسته طیف (میزان واریانس) به ازای بسامدهای (زمان) مختلف را ارائه می‌نماید. همچنین این خطوط شکسته مستطیلی شکل شماره چرخه‌ها (هم سازها) را نشان می‌دهند. بدین ترتیب که اولین خط شکسته شکل از سمت چپ به‌عنوان هم ساز اول (یک چرخه در طول دوره آماری)، خط شکسته دوم به‌عنوان هم ساز یا هارمونیک دوم (دو چرخه در طول دوره آماری) می‌باشد. خطچین مرز معنی‌داری چرخه‌ها در سطح ۹۵ درصد اطمینان می‌باشد. چرخه‌هایی که طیف (واریانس) آن‌ها خارج از محدوده معنی‌داری باشد، آن چرخه (همساز) به‌عنوان چرخه یا چرخه‌های معنی‌دار تلقی می‌شوند. چرخه معنی‌دار در واقع همان رخداد بارش‌های همساز می‌باشد که در طول سال‌ها تکرار می‌شوند و می‌توانند طیف وسیعی از فراوانی‌ها (احتمالات) را داشته باشند. به‌طور مثال در دوره نگار ایستگاه‌های رابط ملکی و گلپایگان نشان داده شده است. در این نمودارها محور افقی پایین فراوانی (احتمال یا بسامد) وقوع چرخه‌ها و محور عمودی واریانس هر یک از چرخه‌ها (هم سازها) را نشان می‌دهد. ارتفاع شکسته مستطیلی شکل چرخه‌ها (هم سازها) می‌باشند. ارتفاع (دامنه) این هم سازها که با یک مقدار از محور عمودی نظیر هستند، در واقع همان مقدار واریانس چرخه‌ها است. هر چرخه‌ای دامنه بیشتری داشته باشد، در واقع واریانس بیشتری از طیف‌ها را به خود اختصاص داده است. معنی‌داری هر یک از چرخه‌ها در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون شده است. در شکل ۴ سطح معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۵ درصد با خطچین نشان داده شده است. بنابراین هم سازهایی که خارج از سطح معنی‌داری



شکل ۳- پریدوگرام (چرخه‌ها) برای ایستگاه‌های مورد مطالعه

رابطه و مدل به منظور استنباط در مورد چگونگی تأثیرگذاری متغیرهای مستقل و مقایسه عملکرد این متغیرها بر روی متغیر وابسته و همچنین پیش‌بینی متغیر وابسته با معلوم بودن مقادیر متغیرهای مستقل استفاده کرد، که برای این منظور می‌توان از خط برازش یافته رگرسیون استفاده کرد. مقصود از برازندگی خط، در حقیقت پیدا کردن معادله‌ای است که بیان‌کننده رابطه بین متغیر باشد، که از آن معادله بتوان نمره‌های یک متغیر را از روی نمره‌های متغیر دیگر تا حد امکان دقیق‌تر پیش‌بینی کرد. این خط نوعی متوسط برای تغییر برحسب یک متغیر دیگر است. به عبارت دیگر، خط در امتداد بیشترین تغییر (پرش) مشاهدات ترسیم می‌شود. نتایج تحلیل روند نشان داد که در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه بارش روند کاهشی معنی‌داری داشته است. بالاترین روند کاهش معنی‌داری با ۲۳- میلی‌متر برای ایستگاه گلپایگان می‌باشد. همچنین نتایج آزمون من-کندال نشان داد که در اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه جهش از نوع کاهشی رخ داده است. جهت وجود روند و تعیین نوع آن، شناسایی روندهای مقطعی و کوتاه مدت، نقاط جهش و نقاط شروع روند از روش من - کندال مقطعی استفاده شد. بر اساس نتایج مشخص گردید، در اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه جهش از نوع کاهشی رخ داده است. برای مثال بیشترین جهش کاهشی در ایستگاه کوچری طی سال‌های ۱۳۷۷-۱۳۹۰-۱۳۹۲ مشاهده شده است. از طرفی دیگر در ایستگاه رباط ملکی بارش در سال ۱۳۸۵ دچار جهش شده است. این وضعیت برای سد گلپایگان مربوط به سال ۱۳۸۷ می‌باشد. نتایج حاصل از تحلیل طیفی نشان می‌دهد که در اکثر ایستگاه‌ها، چرخه‌های کوتاه مدت ۲ تا ۵ ساله رخ داده است. با این وجود چرخه‌های متنوع میان مدت هم به چشم می‌خورد. چرخه‌های میان مدتی بعضاً در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه وجود داشت. برای مثال در ایستگاه رباط ملکی علاوه بر چرخه ۲/۵ ساله یک چرخه ۱۵ ساله (معادل با طول دوره آماری) مشاهده شده است. بیشتر دانشمندان چرخه‌های ۲ تا ۳ ساله (چرخه کوتاه مدت) را به ال نینو - نوسانات جنوبی (ENSO) و تغییرات دوسالانه (QBO) را به الگوی بزرگ‌مقیاس گردش عمومی جو و جریانات مداری نسبت داده‌اند. به عنوان مثال، Kane and Teixeira (۱۹۹۱)

جدول ۴- چرخه‌های بارش برای ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	واریانس	احتمال	چرخه	شماره همساز
رباط ملکی	۱۸۹۰۲/۱۸	۰/۰۶۶۶	۱۵	۱
سد گلپایگان	۱۵۵۶۸/۶۴	۰/۴	۲/۵	۶
کوچری	۶۱۰۶۳/۰۶	۰/۰۹	۱۱	۱
لایبید	۱۴۰۶۱/۷۹	۰/۲۷	۳/۶۶	۳
موته	۹۲۶۰/۱۱۸	۰/۴۵	۲/۲	۵
	۶۵۵۰۹/۶۲	۰/۰۷	۱۳/۵	۲
	۶۱۷۰۱/۴۸	۰/۱۱	۹	۳
	۵۳۳۰۴/۳	۰/۳۳	۳	۹
	۲۲۸۸۰/۹۸	۰/۰۷	۱۳/۵	۲
	۶۴۴۳۱/۲	۰/۳۳	۳	۹
	۵۴۴۷۳/۹۸	۰/۴	۲/۴۵	۱۱
	۲۴۹۷۵/۴	۰/۰۷	۱۳/۵	۲
	۳۶۹۸۰/۶	۰/۳۳	۳	۹
	۲۵۴۰۱/۲۶	۰/۳۷	۲/۷	۱۰

جدول ۵- چرخه‌های غالب

ایستگاه	واریانس	چرخه	احتمال
رباط ملکی	۱۵۵۶۸/۶۴	۲/۵	۰/۴
سد گلپایگان	۲۴۷۰۷/۴۵	۵	۰/۲
کوچری	۴۶۲۳۵/۵۵	۳/۷۵	۰/۲۶۷
لایبید	۷۳۳۳۹/۸۶	۲/۵	۰/۴
موته	۲۷۶۱۳/۸۹	۷/۵	۰/۱۳۳

۴- نتیجه‌گیری

در این پژوهش به تحلیل روند و نوسانات حاکم بر بارش حوضه آبریز گلپایگان پرداخته شده است. بررسی مشخصات توصیفی بارش در حوضه گلپایگان نشان داد که برای هر پنج ایستگاه رباط ملکی، سد گلپایگان، کوچری، لایبید و موته، افت و خیزهای روزانه بارش بسیار بالا می‌باشد، که در این بین بالاترین اختلاف نمایه‌های مرکزی در ایستگاه کوچری و لایبید مشاهده شده است. کشف رابطه بین متغیرها و چگونگی تأثیرپذیری آن‌ها از یکدیگر، یکی از اهداف مدل رگرسیونی می‌باشد. به طوری که متغیر بودن این عوامل باعث تغییر عامل وابسته می‌شود. با اطلاع از رابطه بین متغیر وابسته و متغیر مستقل، می‌توان از این

اکوسیستمی، حمایت از تنوع زیستی، تعدیل آب‌وهوا، تقویت آب زیرزمینی و پالایش آلودگی‌ها را داشته باشد، بلکه امروزه، به عنوان مهمترین کانون ریزگرد منطقه شناخته شود؛ ضمن اینکه کیفیت آب زیرزمینی و سطحی آن به شدت نزول پیدا کرده است (اعظمی و همکاران، ۱۳۹۷). با توجه به تغییرات بیان شده و توپوگرافی منطقه پیشنهاد می‌شود با کنترل و بستن زهکش‌های که آب سیلاب‌ها و بارش‌های ناگهانی را به بیرون از محدوده تالاب هدایت می‌کند به عنوان اولین اقدام مدیریتی و سپس با مدیریت مصرف منابع آب خصوصا نصب چاه‌های هوشمند در منطقه، قرق محدوده‌های مستعد ریزگرد، تقویت پوشش گیاهی بومی و ارزیابی تغییرات کاربری اراضی محدوده تالاب به استمرار خدمات اکولوژیکی این اکوسیستم کمک نمود.

تقدیر و تشکر

این مقاله بخشی از طرح پژوهشی دکتر جابر اعظمی با سازمان حفاظت محیط زیست به منظور برآورد نیازآبی تالاب شور گلپایگان با شماره قرارداد ص/۹۶/۷۷۶۹ می‌باشد. بدین وسیله مراتب تشکر و تقدیر از مدیر محترم دفتر اکوسیستم‌های تالابی سازمان محیط زیست، مدیریت محترم اداره کل حفاظت محیط زیست استان اصفهان، معاونت پژوهشی دانشگاه زنجان و تمام افرادی که در این طرح پژوهشی همراهی نمودند، داریم.

چرخه‌های ۳-۲ ساله در بارش ماساچوست، Hartman و همکاران (۲۰۰۸) چرخه‌های ۳-۲ ساله در بارش چین و عساکره و رزمی (۱۳۹۱) چرخه‌های ۳-۲ ساله بارش شمال غرب ایران را به تغییرات دو سالانه (QBO) نسبت داده‌اند. جهانبخش و عدالت دوست (۱۳۸۷) وجود چرخه‌های ۱۱ ساله را به‌ویژه در منطقه آذربایجان ناشی از چرخه فعالیت لکه‌های خورشیدی و نوسانات اطلس شمالی دانسته‌اند. همچنین چرخه‌های غیر سینوسی که دوره بازگشتی برابر با طول دوره آماری دارند در برخی ایستگاه‌ها مشاهده می‌شوند. این چرخه‌ها به وجود روند در داده‌ها نسبت داده می‌شوند. در ایستگاه لایبید تقریباً وضعیتی مشابه با سد گلپایگان را تجربه کرده است. نتایج همچنین نشان داد، چرخه‌های ۵-۳ ساله نیز به وفور در بارش برخی ایستگاه‌ها رخ داده است. Azad و همکاران (۲۰۰۹) چرخه‌های ۵-۳ ساله را در بارش موسمی هند ناشی از پدیده انسو دانسته‌اند. Kalaycı و همکاران (۲۰۰۴) چرخه‌های ۶-۲ ساله را در بارش ترکیه را به رخداد ال - نینو مربوط دانستند. همچنین عساکره و رزمی (۱۳۹۱) نشان دادند که چرخه‌های ۵-۳ ساله نقش مهمی در بارش شمال غرب ایران ایفا می‌کنند. ایشان نیز این چرخه‌ها را به انسو (ENSO) نسبت داده‌اند. در نهایت پیشنهاد می‌گردد، اثرات اقلیمی بارش و نوسانات آن بر رژیم آبدهی رودخانه‌های منتهی به تالاب شور مورد بررسی قرار گیرد تا علل خشک شدگی تالاب شور و تبعات آن (وقوع ریزگرد) در این اکوسیستم تالابی مورد بررسی قرار گیرد. قابل ذکر است که در محدوده تالاب ۴۲ روستا وجود دارد که الگوی معیشتی اهالی آن، کشاورزی و دامداری است و هر دو بر تالاب و آب زیرزمینی به شدت تاثیر گذار است. بیش از ۲۰۰ چاه، آب زیرزمینی محدوده تالاب را برای مصارف کشاورزی برداشت می‌کنند که تقریباً نیمی از این چاه‌ها فاقد مجوز هستند. بنابراین مطالعات روند بارش و تطبیق برنامه‌های مدیریتی منابع آب در منطقه تالاب شور گلپایگان بسیار مهم است. در دو دهه اخیر، بدلیل عدم شناخت روند بارش و تغییرات آن در طول زمان از یک طرف و توسعه نامتوازن کشاورزی و دامداری از طرف دیگر موجب شده است تا این تالاب نه‌تنها نتواند خدمات اکوسیستمی قبلی از جمله کنترل سیلاب به عنوان مهمترین خدمت

منابع

- اعظمی، ج.، خسروی، ی.، رجایی، م.، متولی، ع. و حسینی، ا.، ۱۳۹۷. برآورد نیاز آبی تالاب شور گلپایگان، طرح پژوهشی، شماره ص/۹۶/۷۷۶۹، سازمان حفاظت محیط زیست: ۳۴۰ ص.
- تقوی، ف.، ناصری، م.، بیات، ب.، متولیان، س. و آزادی فرد، د.، ۱۳۹۰. تعیین الگوهای رفتار اقلیم در مناطق مختلف ایران بر اساس تحلیل طیفی و خوشه‌بندی مقادیر حدی بارش و دما. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۷۷: صفحات ۱۰۹-۱۲.
- جهانبخش، س. و عدالت دوست، م.، ۱۳۸۷. مطالعه تغییرات اقلیمی در ایران (مطالعه موردی: نوسانات اطلس شمالی به عنوان شاخصی از تاثیر گذاری فعالیت‌های خورشیدی در تغییرات بارش منطقه آذربایجان، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، دانشگاه تبریز، دانشکده مهندسی عمران.
- خسروی، ی.، لشکری، ح.، متکان، ع. و عساکره، ح.، ۱۳۹۵. تحلیل مکانی - زمانی روند فشار بخار آب در جنوب و جنوب غرب ایران. فضای جغرافیایی، شماره ۵۵: صفحات ۲۳۹-۲۵۶.
- سلیقه، م.، عساکره، ح.، ناصرزاده، م. و بلیانی، ی.، ۱۳۹۴. تحلیل روند و چرخه های سری زمانی بارش سالانه حوضه های آبریز حله و مند، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۳۷: صفحات ۲۷۲-۲۴۵.
- ظهراپی، ن.، مساح بوانی، ع.، گودرزی، ا. و حیدرنژاد، م.، ۱۳۹۵. شناسایی روند تغییرات دما و بارش سالانه در حوضه آبریز کرخه، مجله اکوبیولوژی تالاب، شماره ۲: صفحات ۵-۲۲.
- عساکره، ح.، ۱۳۸۸. تحلیل طیفی سری‌های زمانی دمای سالانه تبریز، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۴: صفحات ۵۰-۳۳.
- عساکره، ح. و رزمی، ر.، ۱۳۹۰. اقلیم‌شناسی بارش شمال غرب ایران، فصلنامه جغرافیا و توسعه، دوره ۹، شماره ۲۵: صفحات ۱۵۸-۱۳۷.
- عساکره، ح.، ۱۳۹۱. تحلیل تغییرات مؤلفه‌های مبنای نمایه‌های فرین بارش شهر زنجان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۷، شماره دوم، شماره پیاپی ۱۰۵: صفحات ۱۸۰۵۹-۱۸۰۴۱.
- علیجانی، ب.، ۱۳۸۵. مبانی آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور.
- کریمپور، م.، زارعی چقابلکی، ز.، حلیمی، م. و نوروزی میرزا، م.، ۱۳۹۷. بررسی نو سان بارش ماهانه و سالانه ایران در طیف های مختلف، فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (سپهر)، شماره ۱۰۵: صفحات ۲۱۷-۱۹۹.
- محمدی، ب.، ۱۳۹۰. تحلیل روند بارش سالانه ایران.، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۲۲: صفحات ۱۰۶-۹۵.
- موحدی، س.، سلطانیان، م.، حلییان، ا. و پورشهبازی، ج.، ۱۳۹۲. تحلیل روند بارش کویر مرکزی ایران طی دوره ۲۰۰۷-۱۹۵۱، نشریه مهندسی اکوسیستم بیابان، جلد ۲، شماره ۲: صفحات ۴۷-۵۶.
- Azad, S., Vigneshb, T. S. and Narasimha., R., 2010. Periodicities in Indian monsoon rainfall over spectrally homogeneous regions. *Int. J. Climatol*, 30: 2289 – 2298.
- Belihu, M., Abate, B., Tekleab, S. and Bewket, W., 2018. Hydro-meteorological trends in the Gidabo catchment of the Rift Valley Lakes Basin of Ethiopia. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 104, 84-101.
- Booij, M.J., 2005. Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolutions. *Journal of hydrology*, 303(1-4), pp.176-198.
- Brightite, E.J. and Hendry, M. J., 2003. Application of Harmonic Analysis of Water Levels to Determine Vertical Hydraulic Conductivities. *Ground Water* 41 (40), 514-522.
- Brown, K., Kamruzzaman, M. and Beecham, S., 2017. Trends in sub-daily precipitation in Tasmania using regional dynamically downscaled climate projections. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 10, 18-34.
- Chatfield, C., 1975. *The analysis of time series: Theory and practice*, Chapman and hill, London.

- Chen, Z., Grasby, S.E. and Osadetz, K.G., 2004. Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada. *Journal of Hydrology*, 290(1-2), pp.43-62.
- Gemmer, M., Becker, S. and Jiang, T., 2004. Observed monthly precipitation trends in China 1951–2002. *Theoretical and applied climatology*, 77(1-2), pp.39-45.
- Hartmann, S., Becker, and King, L., 2008. Quasi-periodicities in Chinese precipitation time series, *Theor. Appl. Climatol.* 92, 155–163.
- Henderson, A.K., Nelson, D.M., Hu, F.S., Huang, Y., Shuman, B.N. and Williams, J.W., 2010. Holocene precipitation seasonality captured by a dual hydrogen and oxygen isotope approach at Steel Lake, Minnesota. *Earth and Planetary Science Letters*, 300(3-4), pp.205-214.
- IPCC. *Climate Change*, 2007. Synthesis Report. An Assessment of Intergovernmental Panel on Climate Change. (۲۰۰۷) Geneva, Switzerland, <http://ipcc.ch/index.html>.
- Kalayci, S., Karabörk, M. Ç. and Kahya, E., 2004. Analysis of El Nino signals on Turkish streamflow and precipitation patterns using spectral analysis. *Fresenius Environmental Bulletin*, 13(8), 719-725.
- Kane, R. P. and Teixeira, N R. (1991), Power Spectrum Analysis of the Annual Rainfall Series for Massachusetts (NE. U.S.A), *Climatic Change*, 18: 89-94.
- Önöz, B. and Bayazit, M., 2003. The power of statistical tests for trend detection. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences*, 27(4), pp.247-251.
- Serrat-Capdevila, A., Valdés, J. B., Pérez, J. G., Baird, K., Mata, L. J., and Maddock III, T. 2000. Modeling climate change impacts—and uncertainty—on the hydrology of a riparian system: The San Pedro Basin (Arizona/Sonora). *Journal of Hydrology*, 347(1-2), 48-66.
- Shih, D.C.-F., Lee, C.-D., Chiou, K.-F. and Tsai, S.-M., 2007. Spectral analysis of tidal fluctuations in ground water level. *Journal of the American Water Resources Association* 36, 1087–1099.
- Spickett, J. T., Brown, H. L. and Katscherian, D., 2011. Adaptation strategies for health impacts of climate change in Western Australia: Application of a Health Impact Assessment framework. *Environmental impact assessment review*, 31(3), 297-300.
- Telesca, L., Vicente-Serrano, S. M. and López-Moreno. J. I., 2013. Power spectral characteristics of drought indices in the Ebro river basin at different temporal scales. *Stoch Environ Res Risk Assess* 27, 1155–1170.
- Tomozeiu, R., Busuioc, A., Marletto, V., Zinoni, F. and Cacciamani, C., 2000. Detection of changes in the summer precipitation time series of the region Emilia-Romagna, Italy. *Theoretical and applied climatology*, 67(3-4), pp.193-200.
- Yürekli, K., 2015. Impact of climate variability on precipitation in the Upper Euphrates–Tigris Rivers Basin of Southeast Turkey. *Atmospheric Research*, 154, 25-38.
- Yun-Ju. J. and Lee. J.Y., 2010. Time series analysis of hydrologic data obtained from a man-made undersea LPG cavern. *Engineering Geology* 113, 70–80.
- Zhang, H., Huang, G.H., Wang, D. and Zhang, X., 2011. Multi-period calibration of a semi-distributed hydrological model based on hydroclimatic clustering. *Advances in water resources*, 34(10), pp.1292-1303.