

Assessment of meteorological and hydrological drought (Case study: Zohreh river)

Homa Razmkhah^{*1}, Emad Ghahremani², Alireza Fararouie¹, Amin Rostami Ravari¹

1- Assistant Professor, Department of Water Engineering, Marvdasht Branch, Islamic Azad University, Marvdasht, Iran

2- M.Sc. Graduated, Department of Water Engineering, Marvdasht Branch, Islamic Azad University, Marvdasht, Iran

*Corresponding author: Homarazmkhah@gmail.com

(Received: 14 October 2022

Revised: 03 November 2022

Accepted: 12 November 2022)

Extended Abstract

Introduction: Drought is a weather phenomenon that causes much damage every year. Kohgiluyeh and Boyer Ahmad province is located in the Southwest of Iran. Since it provides a substantial portion of the water of Karoun, Maroon, and Zohreh, which are three important rivers in this province, and evaluation and prediction of drought in this province seems necessary. This study aims to evaluate the compliance of meteorological and hydrological drought of the Zohreh river basin in this province.

Materials and methods: Using SPI (Standardized Precipitation Index) and SWI index (Standardized Water level Indicator), the relationship between meteorological and hydrological drought was evaluated, and the comparison between the occurrence of meteorological and hydrological droughts was performed. The SPI was calculated for 10 meteorological stations with 30 years of data, and SWI for 11 piezometric wells for the whole statistical data available. The trend of the river streamflow and piezometric wells' groundwater levels was assessed using the Mann-Kendall test for 5 hydrometric stations and the piezometric wells. The Pearson correlation coefficient was used to assess the relationship between rainfall, discharge, and groundwater level in different time lags.

Results and Discussion: Results showed that in negative SPI durations, the groundwater level decreased with some delay. The delay increased when the drought scale increased. In recent years, the duration and intensity of drought have increased. Maximum volume of 3, 6, 9, and 12 months precipitation drought of Nazmakan station occurred in 1999, the maximum intensity of 3, 6, and 9 months in 2004, and 12 months occurred in 2009. When the drought scale increased, drought duration and intensity increased, and the drought frequency decreased. Results for the other stations were nearly similar. SWI of Basht well showed that 6, 12, 24, and 48 months droughts continued nearly 48 months, from the end of 2006 to the middle of 2010. The intensity of 48 months drought was maximum and 12, 24, and 6 months were in the next level of intensity. This trend shows the long time accumulating effect of meteorological trends on the decreasing level of groundwater, although pumping withdrawal of groundwater is also effective. The trend for other wells was nearly similar. The Mann-Kendall test did not confirm the trend of stations discharge, but the decreasing level of groundwater in all wells was statistically confirmed. The Pearson's coefficient of precipitation-discharge showed the maximum correlation with the same month data. It could be from the surface water's direct relation with groundwater, and the decreasing amount of snow precipitation in recent years, which lead to a delay between them. The maximum Pearson's correlation of the groundwater level -precipitation, and groundwater level -discharge was observed with two months delay. It could verify the groundwater recharge with surface water, and the time needed for infiltration and movement of water in the aquifer.

Conclusions: The results could be used for predicting the effects of meteorological drought on hydrological drought. The properties of meteorological and hydrological droughts could be used to manage drought and water resources, supply water for agriculture, industry, and livestock, and supply drinking water for humans in the province.

Keywords: Meteorological drought, hydrological drought, SPI index, SWI index.

Citation: Razmkhah, H., Ghahremani, E., Fararouie, A., & Rostami Ravari, A. (2022). Assessment of meteorological and hydrological drought (Case study: Zohreh river). *Integrated Watershed Management*, 2(3), 58-81. doi: 10.22034/iwm.2022.563458.1047

Copyrights:

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to Integrated Watershed Management. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0>).



ارزیابی خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیک (مطالعه موردی: رودخانه زهره)

هما رزمخواه^{۱*}، عماد قهرمانی^۲، علیرضا فرارویی^۱، امین رستمی راوری^۱

۱- استادیار گروه علوم و مهندسی آب، واحد مرودشت، دانشگاه آزاد اسلامی، مرودشت، ایران

۲- دانش آموخته گروه علوم و مهندسی آب، واحد مرودشت، دانشگاه آزاد اسلامی، مرودشت، ایران

*نویسنده مسئول: Homarazmkhah@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۲۱

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۰۸/۱۲

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۷/۲۲

چکیده

خشک‌سالی یکی از پدیده‌های آب و هوایی است که خسارت‌های زیادی به بار می‌آورد. با توجه به اینکه بخش قابل توجهی از آب سه رودخانه کارون، مارون و زهره از استان کهگیلویه و بویراحمد تأمین می‌شود، بررسی خشک‌سالی در این استان ضروری است. هدف از این پژوهش بررسی تطابق خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی حوضه است. بدین منظور تغییرات ماهانه دبی، بارش و تراز آب زیرزمینی در سطح حوضه بررسی گردید. خشک‌سالی هواشناسی توسط شاخص SPI برای ۱۰ ایستگاه سینوپتیک و باران‌سنجی و شاخص SWI برای ۱۱ چاه پیژومتریک محاسبه شد. در پایان مقایسه بین خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی انجام گرفت. نتایج نشان داد که هر زمان SPI منفی باشد، سطح آب زیرزمینی افت بیشتری نشان می‌دهد. این کاهش با تأخیر زمانی همراه بوده و با افزایش مقیاس زمانی خشک‌سالی، تأخیر بیشتر می‌شود. در سال‌های اخیر تداوم و شدت خشک‌سالی‌ها افزایش یافته است. بیشترین حجم کمبود بارش ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه ایستگاه نازمکان در سال ۱۳۸۸، بیشترین شدت ۳، ۶ و ۹ ماهه در ۱۳۸۳ و ۱۲ ماهه در ۱۳۸۸ به وقوع پیوسته است. با افزایش مقیاس زمانی خشک‌سالی‌ها، تداوم بیشتر و تکرار کمتر شده است. تغییرات SWI چاه باشت نشان داد که خشک‌سالی‌های ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه حدود ۴۸ ماه، از اسفند ۱۳۸۶ تا شهریور ۱۳۹۰ تداوم داشته‌اند. شدت ۴۸ ماهه بیشترین بود و بعد از آن به ترتیب ۱۲، ۲۴ و ۶ ماهه قرار دارد. روند فوق نشانگر تأثیر درازمدت و تجمعی خشک‌سالی هواشناسی بر روند نزولی آب زیرزمینی بوده، هرچند برداشت از آب‌ها نیز بی‌تأثیر نیست. مطابق آزمون Mann-Kendall در بررسی روند دبی رودخانه و تراز آب چاه‌ها، روند دبی تأیید نشد، ولی روند صعودی افت تراز چاه‌ها تأیید گردید. حداکثر همبستگی بارش-دبی در همان ماه مشاهده شد، که عمدتاً ناشی از ارتباط مستقیم آب سطحی و زیرزمینی، و کمبود بارش برف است. بیش‌ترین همبستگی تراز آب زیرزمینی-بارش، و تراز آب زیرزمینی-دبی با دو ماه قبل مشاهده شد که تأییدی بر تغذیه آب زیرزمینی توسط آب سطحی، و مدت‌زمان لازم برای نفوذ و حرکت آب در آبخوان است. نتایج مؤید ضرورت برنامه‌ریزی مناسب استفاده از منابع آب در استان است.

واژه‌های کلیدی: شاخص SPI، شاخص SWI، خشک‌سالی هواشناسی، خشک‌سالی هیدرولوژیک.

استناد: رزمخواه، ه.، قهرمانی، ع.، فرارویی، ع. و رستمی راوری، ا. (۱۴۰۱). ارزیابی خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیک (مطالعه موردی: رودخانه زهره). مدیریت جامع حوزه‌های آبخیز، (۳)، ۵۸-۸۱.

حق چاپ:



حق چاپ برای نویسنده (گان) این مقاله محفوظ است. بر اساس قوانین انتشارات با دسترسی آزاد، تمام مطالعات چاپ شده در این نشریه به‌صورت آزاد در وبسایت نشریه برای عموم بدون پرداخت هزینه قابل‌دسترس است.

مقدمه

آب رکن اساسی توسعه است و کمبود آن (خشک‌سالی) باعث نابودی و تغییر اساسی در اکوسیستم‌ها می‌شود (Samiei, 2004). کمبود منابع آب تهدید بزرگی برای اقتصاد و زندگی مردم است و افزایش تقاضا برای منابع آب موجب تشدید رقابت بهره‌برداران و گسترش خشک‌سالی می‌شود (Hisdal & Tallaksen, 2003). خشک‌سالی یکی از بلایای طبیعی است که به آهستگی، تدریجی، برگشت‌پذیر و گاه به‌سرعت آثار خود را آشکار می‌کند و غالباً به‌عنوان پدیده‌ای خزنده تلقی می‌شود و ممکن است هفته‌ها یا ماه‌ها طول بکشد تا بتوان تأثیرات خشک‌سالی را تشخیص داد (Alizadeh, 2007). خشک‌سالی یک ویژگی اقلیمی است که خصوصیات آن بستگی به ویژگی‌های اقلیمی و هیدرولوژیکی هر ناحیه دارد، به‌کندی شروع می‌شود و تأثیر آن در دوره زمانی به نسبت طولانی در منابع آب، کشاورزی، محیط‌زیست، مسائل اجتماعی-اقتصادی و... ظاهر می‌شود. خشک‌سالی فقدان طولانی‌مدت بارش است به‌طوری‌که باعث آسیب به گیاهان و حیوانات و تخلیه منابع آب برای اهداف محلی و نیروگاه‌های برق‌آبی می‌شود. تشخیص انواع خشک‌سالی برای توسعه راهکارهای مقابله با آن مهم است. خشک‌سالی را به چهار نوع هواشناسی، هیدرولوژیک، کشاورزی و اقتصادی-اجتماعی دسته‌بندی می‌کنند (Dracup et al., 1980). خشک‌سالی هواشناسی معمولاً بر اساس کمبود بارش (در مقایسه با مقادیر نرمال یا میانگین) و طول دوره مشخص تعریف می‌شود (Glantz & Wilhute, 1985). خشک‌سالی هیدرولوژیکی به کاهش چشمگیر سطح آب دریاچه‌ها، رودخانه‌ها، مخازن و غیره مربوط است و خشک‌سالی کشاورزی به شرایطی گفته می‌شود که میزان رطوبت موجود در خاک برای محصول ناکافی است و منجر به خسارت در محصول می‌شود. تعریف خشک‌سالی اقتصادی-اجتماعی تلفیقی از عرضه و تقاضای برخی کالاهای اقتصادی با اجزا خشک‌سالی

هواشناسی، هیدرولوژیکی و کشاورزی است (Patel et al., 2007). به‌طور طبیعی دوره‌های متناوب سال‌های خشک و تر باعث نوسانات درازمدت سطح آب زیرزمینی می‌شود. وقوع خشک‌سالی‌های متناوب از عوامل اصلی کمبود آب به‌ویژه آب سطحی است که فشار مضاعفی بر آب زیرزمینی وارد می‌شود (Shamsi Pour & Morad Mohammadi., 2004). فشار به آب‌های سطحی، افت تراز آب زیرزمینی و شور شدن سفره‌ها از پیامدهای زیان‌بار خشک‌سالی است (Karami, 2011). امروزه خشک‌سالی هیدرولوژیکی به علت توسعه شهرسازی، صنعتی شدن و کمبود آب در بخش‌های زیادی از جهان به‌صورت مسئله پیچیده‌ای درآمده است (Faraj zadeh, 1997). توجه به کاهش پیامدهای خشک‌سالی در توسعه مناطق، نیازمند برنامه‌ریزی است که خود مستلزم پیش‌بینی خشک‌سالی است (Khazaei, 2003). پیش‌بینی‌های هیدرولوژیکی را می‌توان به دودسته کوتاه‌مدت و بلندمدت تقسیم نمود (Zealand et al., 1999). پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت اغلب دارای افق زمانی چندروزه می‌باشند و به‌منظور هشدار سیل و بهره‌برداری زمان واقعی سامانه‌های منابع آب بکار می‌روند. پیش‌بینی‌های بلندمدت دارای افق زمانی بیش از یک هفته تا یک سال بوده و برای تخصیص آب آبیاری و کاهش اثرات خشک‌سالی به کار می‌رود. پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت از دقت بیشتر و قابلیت شبیه‌سازی بهتری برخوردارند، اما پیش‌بینی‌های بلندمدت خطا و پیچیدگی‌های بیشتری داشته و به همان اندازه اهمیت آن در بهره‌برداری بیشتر است (Morid et al., 2006). پیش‌بینی خشک‌سالی نقش مهمی در مدیریت منابع طبیعی، سامانه‌های منابع آب، تعیین نیاز آبی و کاهش خسارات ایفا می‌نماید. در سال‌های گذشته شاخص‌های متعددی برای خشک‌سالی معرفی شده است که با یکی از انواع خشک‌سالی مرتبط است (Mendicino et al., 2008). یکی از این شاخص‌ها، شاخص بارش

سال می‌تواند اثر بگذارد. Mckee و همکاران (۱۹۹۳) شاخص SPI را به منظور پایش خشک‌سالی و تعیین کمبود بارش برای مقیاس‌های زمانی ۱۲، ۶، ۳، ۲۴ و ۴۸ ماهه توسعه دادند.

Sharma (۱۹۹۷) به برآورد شدت خشک‌سالی با استفاده از سری‌های هیدرولوژیکی مستقل و وابسته پرداخت. نتایج نشان داد در کلیه دوره بازگشت‌ها شدت در سطح معیارهای بالاتر، بیشتر از معیارهای پایین‌تر است. Faraj zadeh (۱۹۹۷) با استفاده از شاخص درصد نرمال به بررسی ویژگی‌های عمومی دوره‌های خشک کشور پرداختند. نتایج نشان داد که وقایع با حداکثر فراوانی، از گستردگی بیشتری برخوردارند، و هرچه از بخش‌های جنوبی و مرکزی کشور فاصله گرفته می‌شود از شدت دوره‌های خشک کاسته می‌گردد. Byun و Wilhite (۱۹۹۹) شدت و مدت خشک‌سالی را مورد ارزیابی قرار داده و اشکالات شاخص‌های خشک‌سالی رایج را در تعیین شروع و پایان تنش تجمعی خشک‌سالی بیان کرده و شاخص‌های جدید خشک‌سالی با فواصل زمانی روزانه بجای ماهانه پیشنهاد دادند. Wu و همکاران (۲۰۰۱) با استفاده از داده‌های بارندگی ماهانه، به ارزیابی شاخص‌های SPI، CZI و نمره Z (Z-Score) در مقیاس‌های زمانی مختلف در چین پرداختند. نتایج نشان داد که هر سه شاخص، نتایج یکسانی برای کلیه مقیاس‌ها به همراه دارد. Kahya و Kalayci (۲۰۰۴) روند دبی ماهانه رودخانه ترکیه به روش من کندال و (Spearman) SP و TS (Thiel-Sen) بررسی و نتیجه گرفتند که حوضه‌های غربی روند کاهشی دبی داشته و حوضه‌های شرقی، فاقد روند کاهشی بوده‌اند. Zarea Abyaneh و همکاران

استاندارد SPI^۱ است. بسیاری از محققین، به قابلیت انعطاف‌پذیری SPI و کاربرد آن برای هر مقیاس زمانی اذعان داشته‌اند (Hayes et al., 1999). SPI برای هر منطقه بر اساس ثبت بارندگی‌های طولانی‌مدت آن محاسبه می‌شود (Khan et al., 2008).

حال مروری بر برخی از تحقیقات صورت گرفته خواهیم داشت. Palmer (۱۹۶۵) یکی از جامع‌ترین تعریف‌های خشک‌سالی را ارائه نمود. خشک‌سالی عبارت است از کمبود رطوبت مستمر و غیرطبیعی که از جمله مشخصه‌های آن، تداوم^۲، شدت^۳ و بزرگی^۴ است. تداوم و شدت دو ویژگی اولیه و بزرگی ویژگی ثانویه خشک‌سالی است. نحوه تعیین خصوصیات خشک‌سالی در پژوهش‌های Khani Temeliyeh و همکاران (۲۰۲۰) آورده شده است. شاخص پالمر^۵ یک مقیاس زمانی دوازده‌ماهه را که در آن متغیرهای گوناگونی مانند بارندگی، تبخیر و تعرق، وضعیت خاک و رواناب سطحی نیز دخالت دارند را مورد بررسی قرارداد. Alley (۱۹۸۵) به بررسی خشک‌سالی هیدرولوژیکی پرداخت. بدین منظور ۳ شاخص آب‌های زیرزمینی، PDSI و جریان رودخانه را مورد ارزیابی قرارداد. ارزش PDSI و شاخص آب‌های زیرزمینی، شرایط غیرطبیعی ماندگار را بیشتر از شاخص جریان نشان داد. هم‌چنین مشخص شد که ۳ شاخص خشک‌سالی می‌تواند ۳ خصوصیت متفاوت خشک‌سالی را نشان دهد. Guttman (۱۹۹۱) به بررسی آنالیز حساسیت شاخص خشک‌سالی هیدرولوژیکی پالمر به میانگین و شرایط بارش پرداخت. نتایج نشان داد که اثر ناهنجاری‌های درجه حرارت در مقایسه با بارش ناچیز است. در بعضی از موارد، یک مقدار بارش غیرعادی، در ایجاد رطوبت یا خشکی بیشتر از ۲

6. China Z-Index

1. Standard Precipitation Index (SPI)
2. Duration
3. Severity
4. Magnitude
5. Palmer

بررسی رابطه خشک‌سالی هواشناسی با تغییرات سطح آب زیرزمینی در استرالیا نشان داد که علی‌رغم بهره‌برداری آب زیرزمینی، در موارد زیادی بین SPI و سطح آب زیرزمینی ارتباط قوی وجود دارد. Shaban (۲۰۰۹) به بررسی شاخص‌های خشک‌سالی هیدرولوژیک آب سطحی و زیرسطحی لبنان پرداخت. نتایج نشان داد که رودخانه‌ها و آب‌های زیرزمینی، کاهش ۲۹-۲۳ درصدی نسبت به چهار دهه گذشته داشتند. Razmkhah و همکاران (۲۰۰۹) به بررسی خشک‌سالی در استان فارس با استفاده از SPI پرداختند. نتایج نشان داد که در اکثر نقاط استان وضعیت خشک‌سالی متوسط تا شدید بوده، در قسمت‌های مرکزی شدت بیشتری دارد. لذا قسمت‌های مرکزی نسبت به سایر بخش‌ها در معرض آسیب‌پذیری بیشتری قرار دارد.

Kariminazar و همکاران (۲۰۱۰) عوامل اقلیمی مؤثر بر وقوع خشک‌سالی زایل را با مدل اسکالوگرام بررسی کردند. نتایج نشان داد که همیشه کم بارش‌ترین سال مصادف با شدیدترین خشک‌سالی نیست. هم‌چنین تبخیر و تعرق پتانسیل از مهم‌ترین عوامل مؤثر بر وقوع خشک‌سالی است. Maleki Nejad و Soleimani-Motlaq (۲۰۱۱) شدت خشک‌سالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیک حوضه چغلوندی لرستان را با SPI و SWI^۳ مطالعه کردند. پهنه‌بندی خشک‌سالی با روش کریجینگ انجام و روند خشک‌سالی با آزمون من-کندال بررسی شد. نتایج نشان‌دهنده افزایش شدت و تداوم خشک‌سالی‌ها به‌ویژه هیدرولوژیک، و تأخیر زمانی متفاوت بین وقوع خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژی آب‌های سطحی و زیرزمینی بود. Al-Tabbaa و Pal (۲۰۱۱) به بررسی روند بارش فصلی هند با روش من کندال و REG (linear regression) پرداختند. نتایج نشان داد که بارش در بهار و تابستان روند کاهشی و در پاییز و زمستان روند افزایشی داشته است. Safi و Razmkhah (۲۰۱۲) به تحلیل

روند خشک‌سالی هواشناسی سالیانه و فصلی همدان را با شاخص‌های آستانه ۶۰٪، درصد نرمال، استاندارد بارش، انحراف از میانگین، کلاسه‌بندی دامنه بارش و دهک‌ها بررسی نمودند. نتایج نشان داد که خشک‌سالی به‌صورت سالیانه و گاهی فصلی رخ داده است. Moghadassi و همکاران (۲۰۰۵) خشک‌سالی تهران را با شاخص خشک‌سالی مؤثر EDI^۱ روزانه، به‌صورت نقطه‌ای و مکانی ارزیابی کردند. Ensafi Moghadam (۲۰۰۵) شاخص‌های خشک‌سالی اقلیمی درصد نرمال، دهک‌ها و ZSI^۲ را در حوضه دریاچه نمک ارزیابی و مناسب‌ترین شاخص را تعیین کرد. نتایج نشان داد که جهت تحلیل بلندمدت، SPI و شاخص دهک‌ها در جایگاه اول، ZSI دوم و درصد نرمال سوم است. Kucuk و Partal (۲۰۰۶) در بررسی روند بلندمدت بارندگی ترکیه با روش من کندال نشان دادند که روند کاهشی بارش در اکثر ایستگاه‌ها وجود دارد. آن‌ها روند بارش ماهیانه و سالانه را با روش من کندال و شیب سن در ۹۶ ایستگاه بارش ترکیه بررسی نمودند. نتایج نشانگر وجود روند معنی‌دار در ژانویه، فوریه و سپتامبر و بارش متوسط سالانه بود. Mozafari (۲۰۰۶) در بررسی تطابق خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در دو حوضه هم‌جوار شیرکوه یزد، تفاوت‌هایی در حوضه‌ها نشان دادند. علی‌رغم عدم تأیید روند خشک‌سالی هواشناسی در دو منطقه، روند خشک‌سالی هیدرولوژیکی در اسلامیه تأیید، ولی در فخرآباد تأیید نگردید. هم‌چنین رابطه معنادار بین بارش و دبی در فخرآباد تأیید، و در اسلامیه تأیید نشد.

Samiei و Telvari (۲۰۰۸) به بررسی شدت و تداوم خشک‌سالی هیدرولوژیک در استان تهران پرداختند. نتایج همبستگی بالایی بین تداوم و شدت خشک‌سالی در همه ایستگاه‌ها نشان داد و با افزایش سطح آستانه، شدت خشک‌سالی بیشتر گردید. Khan و همکاران (۲۰۰۸) در

3. Standardized Water level Index (SWI)

1. Effective Drought Index
2. Z-Score Index

هیدرولوژیک بر آب زیرزمینی با تأخیر زمانی ۶ ماه تا ۱ سال صورت می‌گیرد. Khani Temeliyeh و همکاران (۲۰۲۰) به تحلیل چندمتغیره خشک‌سالی هواشناسی ایران با شاخص کمبود توأم و مقایسه آن با شاخص بارش استاندارد اصلاح شده پرداختند. نتایج نشان داد که شاخص بارش استاندارد اصلاح‌شده تغییرات فصلی بارش را به خوبی توصیف می‌کند. جهت رفع نقایص شاخص اعم از حساسیت به مقیاس‌های زمانی و احتمال ظهور نتایج ناسازگار در مقیاس‌های زمانی مختلف از شاخص کمبود توأم (JDI^۴) استفاده گردید. Janbozorgi و همکاران (۲۰۲۱) به بررسی تغییرات زمانی خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژی با SPI و SDI در مقیاس ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه پرداختند. نتایج نشان داد در سال‌های اخیر شدت خشک‌سالی‌ها افزایش یافته است.

با توجه به تأثیرپذیری فعالیت‌های مختلف نظیر تأمین آب شهری، کشاورزی و منابع طبیعی، اعمال مدیریت بحران و ریسک و طرح و اجرای برنامه‌ها و عملیات سازگار با فعالیت‌های فوق، متناسب با مقدار و تداوم خشک‌سالی‌ها است. از آنجاکه بخش عمده‌ای از آورد سه رودخانه مهم کارون، مارون و زهره از کهگیلویه و بویراحمد تأمین می‌شود، بررسی خشک‌سالی‌های هواشناسی و هیدرولوژی ضروری به نظر می‌رسد. در بررسی مطالعات صورت گرفته نیز تحقیقی در این مورد در منطقه مشاهده نگردید. هدف از این پژوهش بررسی تطابق خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی رودخانه زهره در کهگیلویه و بویراحمد است. بررسی تغییرات روزانه، ماهانه، سالانه میزان دبی و بارش حوضه رودخانه زهره، ارزیابی خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی آب سطحی و زیرزمینی و تعیین رابطه و تطابق خشک‌سالی‌ها، از اهداف این پژوهش است.

خشک‌سالی‌های هیدرولوژیکی رودخانه کر پرداختند. بدین منظور آمار ۳۱ ساله بررسی، حد آستانه تئوری ران برابر با ۷۵٪ دبی میانگین لحاظ و خصوصیات دوره‌های خشک‌سالی استخراج گردید. مطالعات بسیاری نیز به بررسی خصوصیات خشک‌سالی از جمله مقدار، شدت و مدت آن با استفاده از تئوری چندمتغیره، منحنی‌های SDF^۱ پرداخته‌اند. به‌طور نمونه Razmkhah (۲۰۱۶) به تهیه منحنی‌های SDF خشک‌سالی هیدرولوژیکی حوزه آبریز رود زرد با استفاده از تئوری ران پرداخت. در این تحقیق ۷۰٪ میانگین دبی به‌عنوان حد آستانه لحاظ گردید. نتایج نشانگر یکسان بودن روند افزایش و کاهش مدت و حجم خشک‌سالی بود.

Razmkhah (۲۰۱۷) به بررسی تأثیر حدود آستانه ۷۰ و ۹۰٪ بر منحنی SDF خشک‌سالی هیدرولوژیکی حاصله پرداخت. نتایج بیانگر یکسان بودن روند افزایش و کاهش مدت و حجم خشک‌سالی‌ها در هر دو آستانه بوده هرچند خصوصیات خشک‌سالی محاسبه‌شده در آستانه‌ها متفاوت است. Mesbahzadeh و Soleimani Sardoo (۲۰۱۸) به بررسی روند زمانی خشک‌سالی هیدرولوژیکی و هواشناسی با استفاده از SPI و شاخص جریان‌ات رودخانه‌ای SDI^۲ در حوضه کرخه پرداختند. نتایج نشان داد زمان وقوع خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی ۹۹٪ معنی‌دار و در بازه ۴۸ ماهه حداکثر است. وقوع خشک‌سالی در منطقه، اثر خود را با تأخیر ۱ تا ۲ ماه بر آب سطحی نشان داد. Zandifar و همکاران (۲۰۲۰) به بررسی روند زمانی و مکانی خشک‌سالی آب زیرزمینی حوضه زهره-جراحی با شاخص‌های GRI^۳ و SDI پرداختند. نتایج نشانگر وجود همبستگی بین SDI و GRI در بیشتر محدوده‌های مطالعاتی بود. در اغلب موارد تأثیر خشک‌سالی

4. Joint Deficit Index

1. Severity Duration Frequency
2. Stream flow Drought Index
3. Groundwater Resource Index

در این ارتباط، چگونگی تأثیرپذیری خشک‌سالی‌های هیدرولوژیک آب‌های سطحی و زیرزمینی از خشک‌سالی هواشناسی با استفاده از شاخص‌های SPI و SWI از نظر تداوم، شدت و تأخیر زمانی در حوزه آبریز رودخانه زهره صورت خواهد گرفت.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

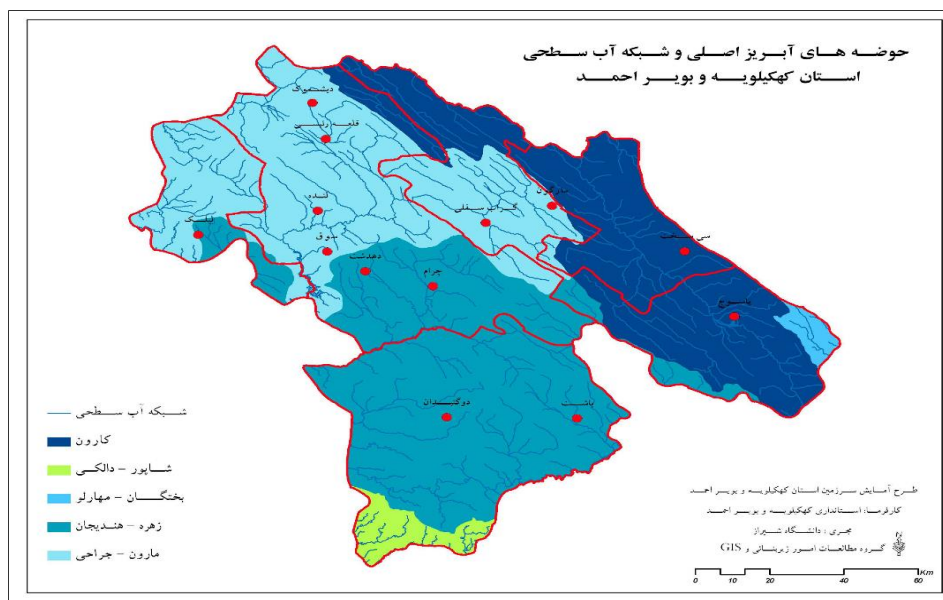
استان کهگیلویه و بویر احمد واقع در دامنه‌های زاگرس در جنوب غربی ایران و در فاصله ۳۰ درجه و ۹ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۳۲ دقیقه عرض شمالی، و ۴۹ درجه و ۴۳ دقیقه تا ۵۱ درجه طول شرقی، با ۱۶۲۶۴ کیلومتر مربع وسعت، واقع گردیده است. این استان سرزمینی کوهستانی و به نسبت مرتفع بوده که کوه‌های زاگرس با رشته‌های موازی شمال آن را در بر گرفته است. بلندترین نقطه استان قله

دنا با ارتفاع ۴۴۰۹ متر و پست‌ترین ناحیه آن بیشتر به ارتفاع ۵۰۰ متر از سطح دریا است. عواملی درونی چون اختلاف ارتفاع و جهت کوه‌ها، جنگل‌ها، فاصله از دریا و عامل بیرونی ورود توده‌های هوای مختلف در فصول گرم و سرد سبب تنوع آب و هوایی و ایجاد دو اقلیم متمایز سردسیری و گرمسیری در استان شده است. در منطقه سردسیر واقع در شمال و شرق استان برف و باران زیاد می‌بارد. بارندگی‌ها از ماه‌های سرد سال آغاز می‌شود و تا ابتدای فصل گرم ادامه می‌یابد. میانگین بارش سالیانه بین ۶۰۰ تا ۸۰۰ میلی‌متر است. در منطقه گرمسیر شامل جنوب و غرب استان بارندگی به‌طور معمول از اواخر آبان شروع می‌شود و تا اوایل اردیبهشت ادامه می‌یابد و میانگین بارش این مناطق بین ۳۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌متر است. شکل ۱ موقعیت استان در ایران و شکل ۲ حوزه‌های آبخیز اصلی استان را نشان می‌دهد.



شکل ۱- موقعیت استان کهگیلویه و بویر احمد در کشور

Figure 1- Location of Kohgiluyeh and Boyer Ahmad province in Iran



شکل ۲- حوزه‌های آبریز اصلی استان کهگیلویه و بویر احمد (Ghahremani, 2015)
Figure 2- Kohgiluyeh and Boyer Ahmad province watersheds (Ghahremani, 2015)

دشت و از آنجا به سمت غرب است که در نهایت توسط رودخانه بشار در انتهای دشت زهکشی، و در ورودی رودخانه بشار، بخش زیادی از تغذیه لایه آبدار زیرزمینی توسط جریان رودخانه انجام می‌شود. از نظر اقلیم این منطقه به روش آمبروزه جزء مناطق نیمه مرطوب سرد و به طریقه گوسن جزء اقلیم استپی سرد محسوب می‌گردد. اطلاعات لازم برای انجام این تحقیق، داده‌های بارش، دبی و سطح ایستابی چاه‌های پیرومتریک استان است، که با مراجعه به سازمان هواشناسی و سازمان آب منطقه‌ای استان جمع‌آوری گردید. به منظور محاسبه شاخص SPI از اطلاعات بارندگی ماهانه مربوط به ۱۰ ایستگاه‌های سینوپتیک و باران‌سنجی استان استفاده شد (جدول ۱). برای محاسبه شاخص SWI از داده‌های چاه‌های پیرومتری حوضه (جدول ۲)، و برای بررسی روند دبی نیز از داده‌های ۵ ایستگاه هیدرومتری حوضه در کل بازه زمانی موجود استفاده شده است (جدول ۳).

سرشاخه‌های سه رودخانه بزرگ کارون، زهره و مارون در استان کهگیلویه و بویر احمد واقع است. رژیم این رودخانه‌ها برفی و بارانی بوده، زهکش کننده عمده دشت‌های استان هستند و آبدهی قابل توجهی در خارج استان دارند. دشت یاسوج که تنها گستره آبرفتی حاوی آبخوان آب زیرزمینی در محدوده مورد مطالعه به شمار می‌رود، بر پهنه‌ای از رسوبات آبرفتی عهد حاضر قرار دارد. به سبب ناهمواری سنگ کف آبرفتی و محدود بودن ضخامت طبقات آبرفتی در دشت یاسوج، آبخوان زیرزمینی در تمام بخش‌ها شرایط یکسانی نداشته و به جز در محدوده مخروط افکنه‌ها، در سایر نواحی دشت ضخامت لایه آبدار و پیوستگی آبخوان‌های زیرزمینی تحت تأثیر ناهمواری و عدم پیوستگی طبقات آبرفتی قرار گرفته و در پتانسیل آب زیرزمینی دشت محدودیت‌هایی ایجاد گردیده است. آبخوان دشت یاسوج از نوع آزاد بوده و جهت کلی حرکت آب زیرزمینی از شمال و شرق و جنوب به سمت مرکز

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های باران‌سنجی

Table 1- Rainfall stations characteristics

مختصات ایستگاه			نوع ایستگاه Station Type	نام ایستگاه Station Name
Station Geographical Coordinate				
ارتفاع Altitude	عرض جغرافیایی Latitude	طول جغرافیایی Longitude		
793	30-29	50-41	باران‌سنجی	آبچیرک
1040	30-26	51-03	باران‌سنجی	آبدگاه
740	30-16	50-46	باران‌سنجی	بی‌بی جان آباد
1100	30-32	50-57	باران‌سنجی	تلچگاه
800	30-48	50-34	سینوپتیک	دهدشت
760	30-38	50-48	سینوپتیک	دوگنبدان
870	30-33	50-46	باران‌سنجی	دیل
820	30-40	50-30	باران‌سنجی	سرفاریاب
640	30-41	50-43	باران‌سنجی	سیدآباد
650	30-38	50-46	باران‌سنجی	نازماکان

جدول ۲- مشخصات ایستگاه‌های هیدرومتری

Table 2- Hydrometry stations characteristics

مختصات ایستگاه			نوع ایستگاه Station Type	نام ایستگاه Station Name
Station Geographical Coordinate				
طول جغرافیایی Longitude	طول جغرافیایی Longitude	طول جغرافیایی Longitude		
390	30-10	50-46	هیدرومتری	پل زهره
800	30-17	51-14	هیدرومتری	تنگ بریم
640	30-15	51-12	هیدرومتری	حاج قلندر
640	30-41	50-43	هیدرومتری	سیدآباد
650	30-38	50-46	هیدرومتری	نازماکان

جدول ۳- مشخصات چاه‌های پیزومتری

Table 3- Piezometer stations characteristics

مختصات ایستگاه			نام چاه پیزومتری Piezometric Station Name
Station Geographical Coordinate			
طول جغرافیایی Longitude	طول جغرافیایی Longitude	طول جغرافیایی Longitude	
858	51-08	30-22	تنگ تیزاب
883	51-05	30-23	جاده باشت-دهدشت
799	51-11	30-20	تل مویزی
918	51-04	30-23	سرابیز
772	51-13	30-19	شوش
810	51-10	30-20	کنه
870	51-07	30-22	گروس
813	51-10	30-20	منصورآباد
934	51-04	30-24	سنگ‌شکن
812	51-10	30-21	گوهرگان
793	51-12	30-19	بوستان

نمایه استاندارد بارش

شاخص بارندگی استاندارد شده توسط Mckee و همکاران (۱۹۹۳) تدوین شد. کمبود بارش در مقیاس‌های زمانی کوتاه‌مدت، بر روی وضعیت رطوبت خاک اثر می‌گذارد، در صورتی که کمبود بارش طولانی‌مدت اغلب بر روی آب‌های زیرزمینی، جریان رودخانه و ذخایر منابع آب مؤثر است (Mehry et al., 2017). با توجه به این موضوع Mckee و همکاران (۱۹۹۳) شاخص SPI را در مقیاس‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه محاسبه کردند. محاسبه SPI برای هر مکان، بر اساس بارش‌های طولانی‌مدت است.

توزیع احتمالی برازش داده‌شده، سپس نرمال می‌گردند، به طوری که میانگین SPI هر منطقه صفر گردد. مقادیر مثبت SPI بالاتر از میانه و مقادیر منفی SPI پایین‌تر از میانه داده‌های بارندگی خواهد بود. چون SPI نرمالیزه شده است، طبقه‌بندی خشک‌سالی و ترسالی از نظر بازه‌ها متقارن خواهد بود. تحقیقات نشان می‌دهد که مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال داده‌های بارندگی تابع توزیع گاما است (Mostafazadeh et al., 2015). از این رو نخستین مرحله برازش تابع گاما به داده‌های بارندگی است. سپس پارامترهای تابع برای مقیاس زمانی برآورد می‌گردد. در نهایت تابع توزیع تجمعی محاسبه و به تابع توزیع تجمعی نرمال جهت محاسبه SPI تبدیل می‌گردد (Rostami, 2013).

تابع توزیع گامای دو پارامتری به صورت رابطه (۱) است:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}}, x > 0 \quad (1)$$

که در آن α پارامتر شکل، β پارامتر مقیاس، x مقدار بارش در مقیاس زمانی مشخص و $\Gamma(\alpha)$ تابع گاما است.

تابع گاما به صورت رابطه (۲) تعریف می‌شود:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad (2)$$

تابع توزیع گاما دارای چولگی به راست بوده و حد پایینی آن صفر است. این توزیع بسیار شبیه توزیع فراوانی بارش است. پس از برازش تابع گاما بر داده‌های ایستگاه مورد مطالعه، احتمال تجمعی برای هر رویداد

بارش در مقیاس‌های زمانی مختلف به صورت رابطه (۳) محاسبه می‌شود:

$$G(X) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^x x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} dx \quad (3)$$

از آنجایی که تابع توزیع گاما در نقطه صفر تعریف نشده و مقادیر بارش ممکن است شامل داده صفر نیز باشند، لذا در این حالت احتمال تجمعی از رابطه (۴) محاسبه می‌گردد:

$$H(X) = q + (1 - q)g(x) \quad (4)$$

که در آن q احتمال بارش ماهانه صفر است.

در مرحله بعد احتمال تجمعی $H(x)$ به متغیر نرمال استاندارد z با میانگین صفر و واریانس ۱ تبدیل می‌گردد که برابر با شاخص SPI است. برای تبدیل احتمال تجمعی گاما به متغیر نرمال استاندارد روش‌های متعددی پیشنهاد شده است. در این مطالعه جهت تبدیل احتمال تجمعی به متغیر نرمال استاندارد از روش پیشنهادی Abramowitz و Stegun (۱۹۶۵) استفاده گردید. در این روش مقادیر متغیر نرمال استاندارد (z) با روابط (۵) و (۶)، (۷) و (۸) محاسبه می‌شود:

$$Z = SPI = - \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right), \quad \text{for } 0 < H(x) \leq 0.5 \quad (5)$$

$$Z = SPI = + \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right), \quad \text{for } 0.5 < H(x) \leq 1 \quad (6)$$

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(H(x))^2} \right]}, \quad \text{for } 0 < H(x) \leq 0.5 \quad (7)$$

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(1 - H(x))^2} \right]}, \quad \text{for } 0.5 < H(x) \leq 1 \quad (8)$$

در روابط فوق مقادیر زیر صادق است:

$$c_0 = 2.515517, c_1 = 0.802853, c_2 = 0.010308,$$

برسد و زمانی که به مقادیر مثبت برگردد تمام می‌شود؛ بنابراین هر رویداد خشک‌سالی دارای یک دوره زمانی است که به‌وسیله شروع و خاتمه آن تعریف می‌شود. جدول ۴ طبقه‌بندی شاخص SPI را نشان می‌دهد.

$$d_1 = 1.432788, d_2 = 0.189269, d_3 = 0.001308.$$

خشک‌سالی زمانی به وقوع می‌پیوندد که شاخص SPI به‌طور مداوم منفی باشد و شدت آن به ارقام ۱- یا کمتر

جدول ۴- طبقه‌بندی شدت شاخص SPI (Mckee et al., 1993)
Table 4- SPI drought classification (Mckee et al., 1993)

مقادیر SPI SPI Value	طبقه خشک‌سالی Drought Class
>0	بدون خشک‌سالی
-0.99-0	خشک‌سالی ملایم
-1.49-(-1)	خشک‌سالی متوسط
-1.99-(-1.5)	خشک‌سالی شدید
<=(-2)	خشک‌سالی بسیار شدید

که W_{ij} : سطح ایستابی چاه‌های i تا j ، W_{im} : میانگین ماهانه آن‌ها و σ : انحراف معیار است. مقادیر محاسبه‌شده SWI طبقه‌بندی‌شده، شدت خشک‌سالی هیدرولوژیکی مشخص می‌شود. از آنجایی که سطح آب زیرزمینی از سطح زمین به پایین اندازه‌گیری می‌شود، مقادیر مثبت SWI نشان‌دهنده خشک‌سالی و مقادیر منفی آن نشان‌دهنده عدم خشک‌سالی یا شرایط نرمال است (Bhuiyan, 2004). جدول ۵ طبقه‌بندی شاخص SWI را نشان می‌دهد.

شاخص سطح آب استاندارد (SWI)

شاخص خشک‌سالی هیدرولوژی سطح آب استاندارد SWI توسط Bhuiyan (۲۰۰۴) جهت پایش نوسانات سطح سفره‌های آب زیرزمینی در بررسی خشک‌سالی‌های هیدرولوژیک ارائه شد. این شاخص که به‌عنوان معیاری جهت تعیین میزان کاهش تغذیه در آب‌های زیرزمینی نیز به کار می‌رود، با استفاده از رابطه (۹) محاسبه می‌شود:

$$SWI = (W_{ij} - W_{im}) / \sigma \quad (9)$$

جدول ۵- طبقه‌بندی شدت شاخص SWI (Bhuiyan, 2004)
Table 5- SWI index classification (Bhuiyan, 2004)

مقادیر SWI SWI Value	طبقه خشک‌سالی Drought Class
<0	بدون خشک‌سالی
0-0.99	خشک‌سالی ملایم
1-1.49	خشک‌سالی متوسط
1.5-1.99	خشک‌سالی شدید
>=2	خشک‌سالی بسیار شدید

سری‌های زمانی محسوب می‌شود. از نقاط قوت این روش می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی که از توزیع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند اشاره نمود. اثرپذیری ناچیز این روش از

آزمون من کندال

آزمون من کندال به‌طور متداول و گسترده‌ای در تحلیل روند سری‌های هیدرولوژی و هواشناسی به کار گرفته می‌شود و یکی از روش‌های مهم برای آزمون روند

در صورتی که $|z| \leq z\alpha / 2$ باشد، فرض صفر پذیرفته و در غیر این صورت رد و فرض مقابل پذیرفته می‌شود. α سطح معنی‌داری آزمون است که معمولاً این آزمون برای سطوح ۰.۹۵٪ و ۰.۹۹٪ به انجام می‌رسد. در صورتی که آماره Z مثبت باشد روند صعودی و در صورت منفی بودن نزولی در نظر گرفته می‌شود (Khorrooshi et al., 2017).

روش تحقیق

این تحقیق طی مراحل زیر انجام پذیرفته است:

- ۱- ایستگاه‌های هواشناسی منتخب با در نظر گرفتن موارد مختلفی از قبیل داشتن آمار طولانی‌مدت و نواقص آماری کم در منطقه انتخاب شده‌اند.
 - ۲- داده‌های بارندگی ماهانه ایستگاه‌ها به لحاظ همگنی توسط روش ران تست مورد بررسی قرار گرفت.
 - ۳- به منظور محاسبه شاخص SPI از اطلاعات بارندگی ماهانه مربوط به ۱۰ ایستگاه‌های سینوپتیک و باران‌سنجی استان استفاده و محاسبات توسط نرم‌افزار DIP انجام گردید.
 - ۴- وجود روند با استفاده از آزمون من کندال بررسی شد.
 - ۵- شاخص SWI (شاخص سطح آب استاندارد) در چاه‌های مورد بررسی در کل دوره آماری موجود محاسبه گردید.
 - ۶- مقایسه بین رخداد خشک‌سالی هواشناسی و خشک‌سالی هیدرولوژیک در سطح حوزه آبخیز رودخانه زهره انجام پذیرفت.
- شکل ۳ فلوجارت مراحل تحقیق را نشان می‌دهد.

مقادیر حدی که در برخی از سری‌های زمانی مشاهده می‌گردند نیز از دیگر مزایای این روش است. همانند سایر آزمون‌های آماری این آزمون نیز بر مبنای مقایسه فرض صفر و یک بوده و در نهایت در مورد پذیرش یا رد فرض صفر تصمیم‌گیری می‌نمایند (Khorrooshi et al., 2017). فرض صفر این آزمون مبتنی بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده‌ها است و پذیرش فرض یک (رد فرض صفر) دال بر وجود روند در سری داده‌ها است. برای محاسبه این آزمون ابتدا آماره S به صورت رابطه (۱۰) محاسبه می‌شود.

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (10)$$

که در آن n تعداد جملات سری، x_j داده j ام سری و x_k داده k ام سری است. تابع Sgn نیز از رابطه (۱۱) تعریف می‌گردد.

$$\text{Sgn}(x) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (11)$$

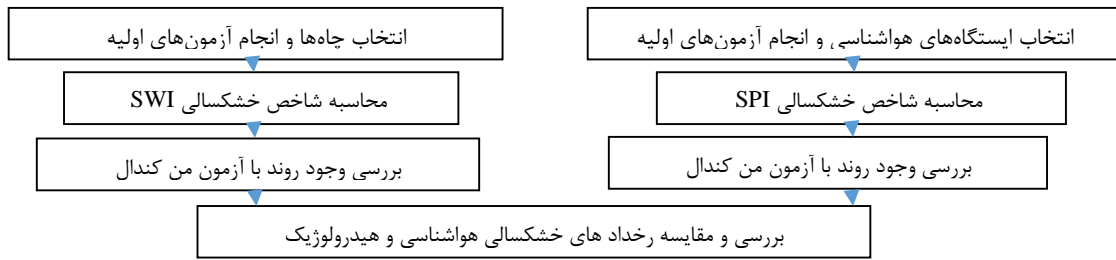
سپس واریانس S از طریق رابطه (۱۲) محاسبه می‌شود.

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^m (t-1)(2t+5)}{18}, \quad n > 10$$

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}, \quad n < 10 \quad (12)$$

در رابطه فوق، m تعداد سری‌هایی است که در آن‌ها حداقل یک داده تکراری وجود دارد و t فراوانی داده‌های بارزش یکسان است. پس از برآورد واریانس S مقدار Z بر اساس رابطه (۱۳) استخراج شده و با Z جدول مقایسه می‌شود.

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (13)$$



شکل ۳- فلوجارت مراحل تحقیق

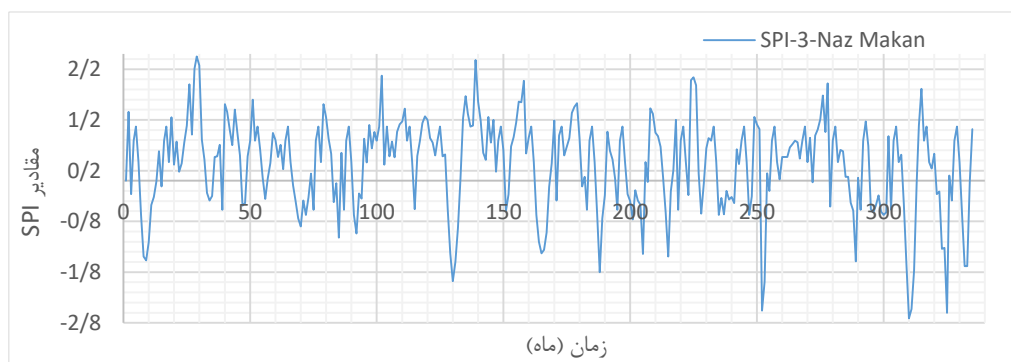
Figure 3- Research flow chart

نتایج

شاخص خشک‌سالی هواشناسی SPI

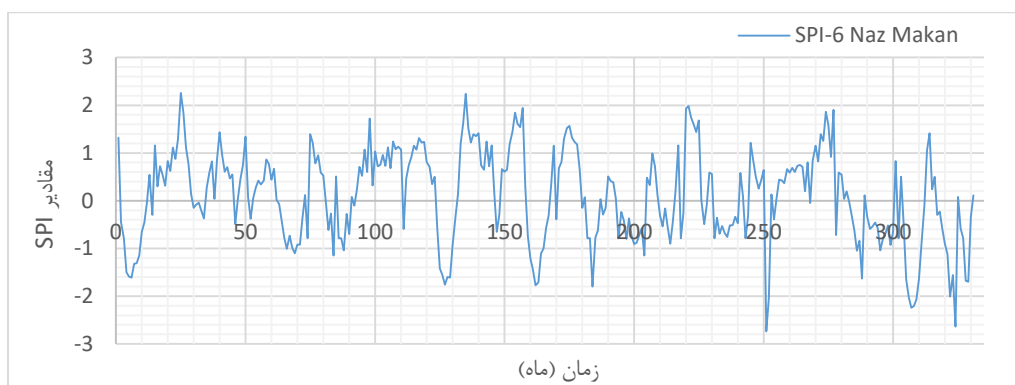
مقیاس‌های زمانی مختلف شاخص SPI به‌منظور نشان دادن تأثیرات کاهش بارندگی بر منابع آبی مختلف طراحی شده‌اند. برای مثال تغییر رطوبت خاک و اکنشی است در برابر نوسان بارندگی در رابطه با مقیاس‌های زمانی کوتاه‌مدت، درحالی‌که جریان‌ات سطحی، مخازن آب و آب‌های زیرزمینی و اکنشی طولانی‌مدت به بارندگی است. از آنجایی‌که هدف این تحقیق ارزیابی خشک‌سالی هواشناسی و رابطه آن با آب‌های سطحی و زیرزمینی بود، SPI در مقیاس‌های زمانی ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه محاسبه گردید. نمودار سری زمانی ۳۰ ساله تغییرات SPI در مقیاس‌های زمانی ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه ایستگاه نامکان در شکل ۴ آورده شده است. مطابق با نتایج، بیش‌ترین حجم کمبود (مقدار) خشک‌سالی ۳ ماهه در سال ۱۳۸۷-۱۳۸۸ به وقوع پیوسته است. بیش‌ترین تداوم ۷ ماه به طول انجامیده و در سال‌های ۶۲-۶۳، ۶۷-۶۸، ۷۸-۷۹، ۸۱-۸۲ و ۸۶-۸۷ تکرار شده است. بیش‌ترین شدت خشک‌سالی در یک دوره

دوماهه در سال ۱۳۸۳ رخ داده است. بیش‌ترین حجم کمبود خشک‌سالی ۶ ماهه در سال ۱۳۸۷-۱۳۸۸ به وقوع پیوسته است. بیش‌ترین تداوم ۱۱ ماه به طول انجامیده و در سال‌های ۶۲-۶۳، ۶۷-۶۸، ۷۸-۷۹ و ۸۶-۸۷ تکرار شده است. بیش‌ترین شدت خشک‌سالی در یک دوره دوماهه برابر در سال ۱۳۸۳ رخ داده است. بیش‌ترین حجم کمبود خشک‌سالی ۹ ماهه در سال ۱۳۸۷-۱۳۸۸ به وقوع پیوسته است. بیش‌ترین تداوم ۱۱ ماه به طول انجامیده و در سال‌های ۸۶-۸۷ و ۸۸-۸۹ تکرار شده است. بیش‌ترین شدت خشک‌سالی در یک دوره دوماهه برابر در سال ۱۳۸۳ و بیش‌ترین حجم کمبود خشک‌سالی ۱۲ ماهه در سال ۱۳۸۸ به وقوع پیوسته است. بیش‌ترین تداوم ۱۱ ماه به طول انجامیده و در سال‌های ۷۷-۷۸، ۷۹، ۸۶، ۸۷، ۸۸ و ۸۹ تکرار شده است. بیش‌ترین شدت خشک‌سالی در یک دوره ۱۱ ماهه برابر در سال ۱۳۸۸ رخ داده است. با افزایش مقیاس از ۳ تا ۱۲ ماه شدت و مقدار خشک‌سالی‌ها افزایش یافته و تعداد کل وقایع کمتر شده است. به دلیل جلوگیری از افزایش حجم مقاله نمودارهای سایر ایستگاه‌ها در متن آورده نشده است.

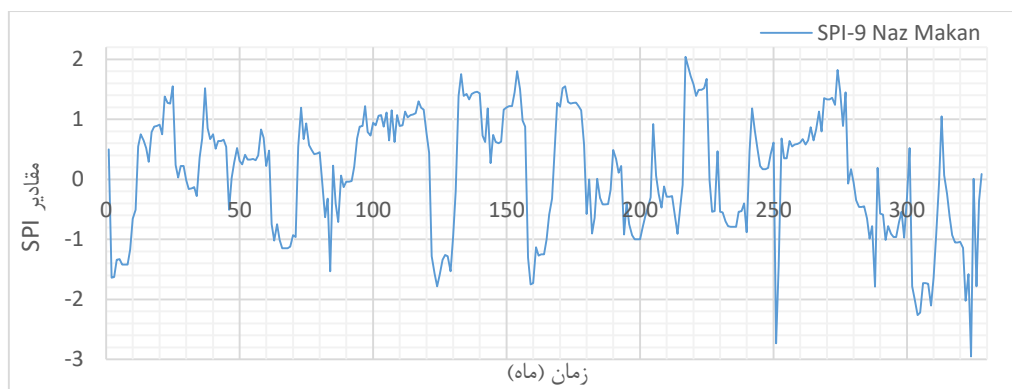


الف - SPI ۳ ماه

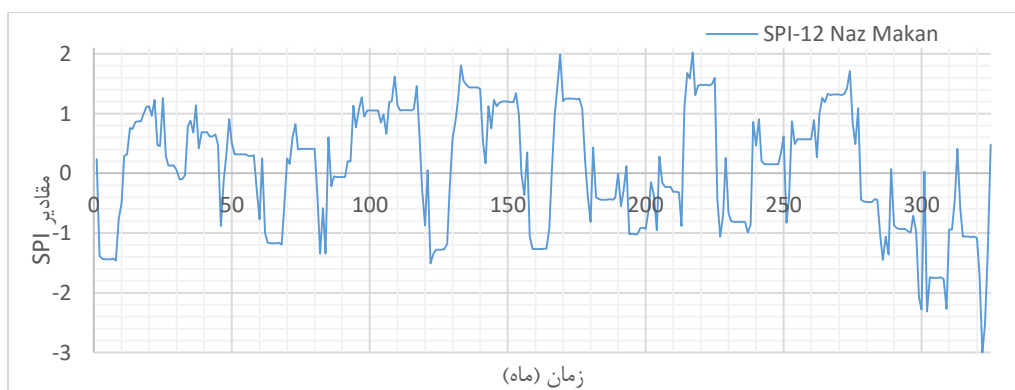
a. SPI 3-months



ب- SPI ۶ ماهه
b. SPI 6-months



پ- SPI ۹ ماهه
c. SPI 9-months



ت- SPI ۱۲ ماهه
d. SPI 12-months

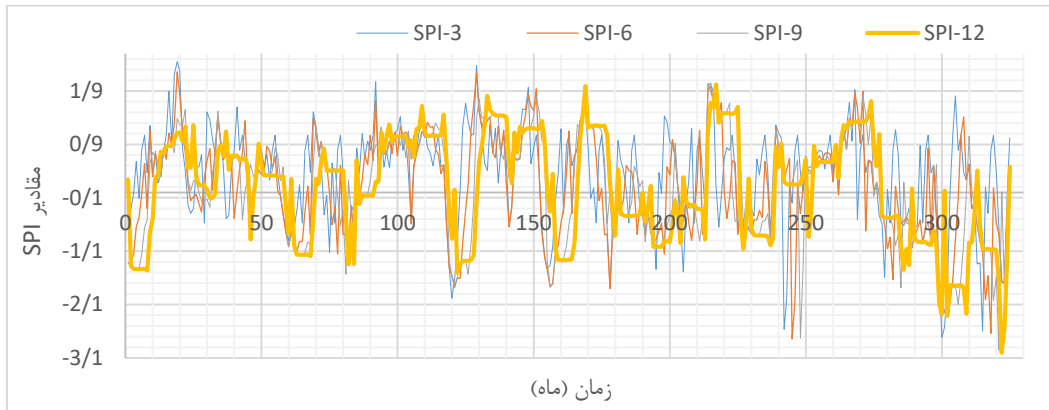
شکل ۴- تغییرات شاخص SPI در مقیاس‌های زمانی مختلف در ایستگاه نازمکان
Figure 4- SPI variation in different time periods in Nazmakan station

مقدار و شدت خشک‌سالی هواشناسی ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه در سال‌های اخیر، با توجه به روند کاهشی بارش ثبت‌شده در این ایستگاه دارد.

شکل ۵ سری‌های زمانی ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه شاخص SPI ایستگاه نازمکان را در یک نمودار نشان می‌دهد. روند نزولی شاخص در کلیه مقیاس‌ها نشان از افزایش

گنبدان بود و ایستگاه بی‌بی‌جان‌آباد نیز از روندی تقریباً مشابه برخوردار بود. قابل ذکر است که با افزایش مقیاس زمانی شاخص، روند تغییرات در کلیه ایستگاه‌ها شباهت بیشتری می‌یابد.

نتایج بررسی شاخص SPI در بازه‌های زمانی مختلف در ایستگاه‌های آبچیرک، نازمکان، سیدآباد و دیل مشابه با تغییرات زمانی شاخص‌های ایستگاه نازمکان بود. در ایستگاه‌های آبدگاه، سرفاریاب، دهدشت و تلچگانه به‌جز خشک‌سالی اولیه، روند تغییرات مشابه با ایستگاه دو

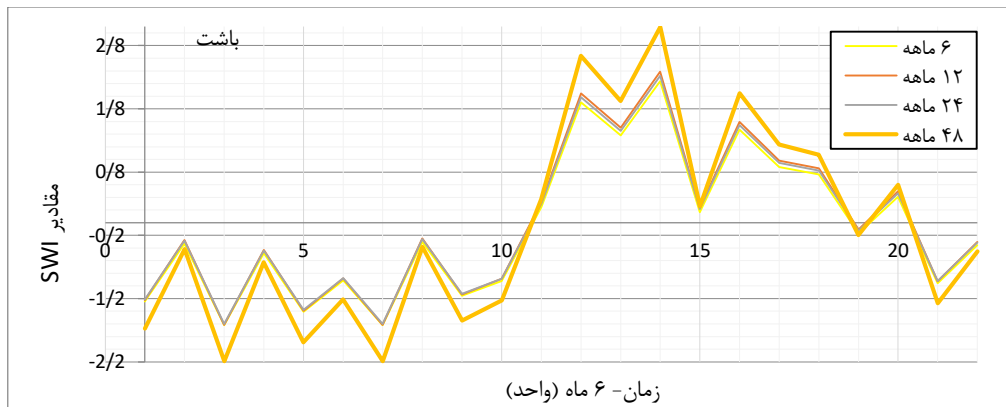


شکل ۵- تغییرات شاخص SPI ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه ایستگاه نازمکان
Figure 5- SPI variation in different time periods in Nazmakan station

طول انجامیده‌اند. شدت خشک‌سالی آب‌های زیرزمینی ۴۸ ماهه بیش‌ترین مقدار و بعداز آن به ترتیب ۱۲، ۲۴ و ۶ ماهه قرار دارد. روند فوق نشانگر تأثیر درازمدت و تجمعی خشک‌سالی بر روند نزولی سطح آب‌های زیرزمینی بوده، هرچند برداشت از آب‌ها نیز در این زمینه بی‌تأثیر نیست. روند زمانی شاخص SWI در سایر چاه‌ها به‌طور تقریبی مشابه با چاه باشت بود. روند تغییرات زمانی در مقیاس‌های زمانی ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه در سایر ایستگاه‌ها مشابه با باشت تقریباً به‌موازات یکدیگر بود.

خشک‌سالی منابع آب زیرزمینی

در این پژوهش مقادیر شاخص SWI با مقیاس‌های زمانی ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه محاسبه و جهت مشخص کردن شدت خشک‌سالی هیدرولوژیکی آب‌های زیرزمینی به کار رفت. شکل ۶ تغییرات شاخص SWI چاه پی‌زومتری باشت را در بازه‌های زمانی متفاوت نشان می‌دهد. مقادیر مثبت این شاخص نشانه وقوع خشک‌سالی است. همان‌طور که مشاهده می‌شود خشک‌سالی‌های ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه همگی حدود ۴۸ ماه، از اسفندماه سال ۱۳۸۶ تا شهریور سال ۹۰ به

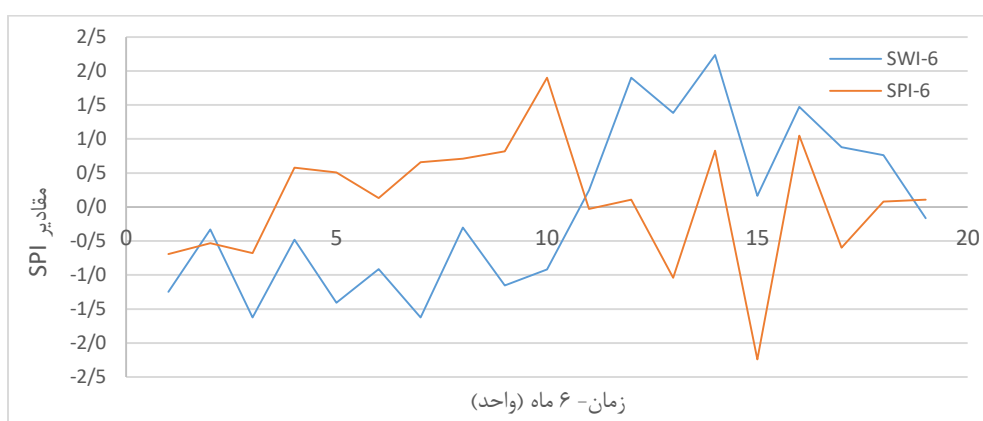


شکل ۶- تغییرات شاخص SWI در مقیاس‌های زمانی ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه باشت
Figure 6- SWI variation in different time periods in Basht station

سال‌های اخیر تداوم و شدت خشک‌سالی‌ها با افزایش توأم بوده است. با افزایش مقیاس زمانی خشک‌سالی‌ها، تداوم خشک‌سالی‌ها بیش‌تر و تکرار آن‌ها کم‌تر شده است. به همین دلیل با افزایش مقیاس زمانی خشک‌سالی، تعداد دوره‌های کمتر با تداوم بیشتر به چشم می‌خورد. قابل ذکر است، کاهش بارندگی و به تبع آن منابع آب‌های سطحی و متعاقباً افزایش بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی نیز می‌تواند بر افزایش شدت خشک‌سالی آب‌های زیرزمینی مؤثر باشد. تغییر شکل ریزش‌های جوی از شکل بارش برف به باران نیز می‌تواند دلایل این تغییر روند باشد. در ارزیابی تغییرات شاخص SPI و SWI سالانه (شکل ۷) در اواسط دهه هشتاد با توجه به عدم وجود خشک‌سالی هواشناسی شاهد افت سطح آب‌های زیرزمینی در منطقه باشت و گچساران هستیم. میزان تداوم و شدت خشک‌سالی‌ها به‌ویژه منابع آب زیرزمینی در سال‌های اخیر در دوره آماری مورد مطالعه فراوان است. میزان تأخیر خشک‌سالی هیدرولوژیک آب زیرزمینی نسبت به خشک‌سالی هواشناسی در نقاط مختلف یکسان نیست و علت این تفاوت در سرعت حرکت جریان‌های سطحی و زیرزمینی است.

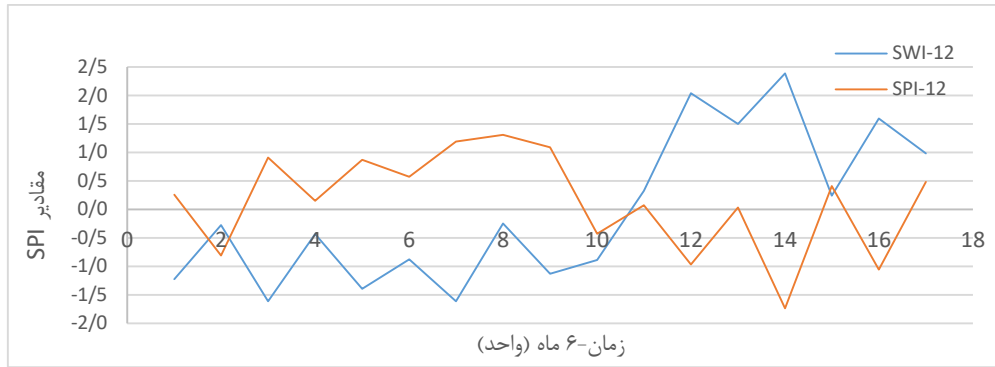
ارزیابی اثرات خشک‌سالی هواشناسی روی تراز آب زیرزمینی

شکل ۷ روند تغییرات بارش ایستگاه نازمکان و تراز آب زیرزمینی چاه باش را در قالب شاخص‌های SPI و SWI در بازه زمانی ۶ و ۱۲ ماهه را نشان می‌دهد. فرایند کند حرکت آب در محیط متخلخل خاک، آبرفت و یا درز و شکاف سازندهای زمین‌شناسی سبب می‌شود تا تأثیر افزایش یا کاهش نزولات جوی بلافاصله در سفره‌های آب زیرزمینی نمایان نشود. تعیین این تأخیر زمانی که همان تأخیر زمانی بین دو رخداد خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیک است از نظر مدیریت منابع آب در یک حوضه از اهمیت زیادی برخوردار است و نتایج آن می‌تواند مورد استفاده مدیران و برنامه‌ریزان در این بخش قرار گیرد. همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، هر زمان که شاخص SPI دارای مقادیر منفی (خشک‌سالی) است، سطح آب زیرزمینی افت بیش‌تری نشان می‌دهد (مقادیر مثبت SWI). این کاهش در سطح آب‌های زیرزمینی با تأخیر زمانی همراه بوده و با افزایش مقیاس زمانی خشک‌سالی تأخیر زمانی اندکی بیشتر بوده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود در



الف - SPI و SWI ۶ ماهه

a. SPI and SWI 6-month period



ب- SPI و SWI ۱۲ ماهه

b. SPI and SWI 12-month period

شکل ۷- تغییرات شاخص SPI و SWI با میانگین متحرک‌های ۶ و ۱۲ ماهه

Figure 7- SPI and SWI variation on 6 and 12-month periods

احتمال ۹۹ درصد بالاترین همبستگی را نشان می‌دهد. همان‌طور که در جدول ۷ مشاهده می‌شود تراز آب زیرزمینی با تأخیرهای ۱، ۲ و ۳ ماهه با مقدار دبی رودخانه همبستگی معناداری دارد. بیش‌ترین ضریب همبستگی تراز آب زیرزمینی با دبی جریان سطحی در دو ماه قبل است، که می‌تواند تأییدی برای تغذیه آب زیرزمینی توسط جریان آب سطحی و مدت‌زمان لازم برای نفوذ و حرکت آب در آبخوان باشد.

به‌منظور تعیین مقدار کمی ارتباط بین بارش، دبی رودخانه و نوسانات تراز آب زیرزمینی، ضرایب همبستگی بارش-دبی، بارش-تراز آب زیرزمینی (جدول ۶) و دبی-تراز آب زیرزمینی محاسبه شد (جدول ۷). همان‌طور که مشاهده می‌شود حداکثر همبستگی بارش-دبی مربوط به داده‌های همان ماه است. بیش‌ترین ضریب همبستگی بین تراز آب زیرزمینی و بارش دو ماه قبل است، به‌طوری‌که با

جدول ۶- ضرایب همبستگی پیرسون بارش-دبی و بارش-تراز آب زیرزمینی (متوسط ماهانه)

Table 6- Pearson correlation coefficients of Rainfall-Discharge and Rainfall-Groun water Level (monthly)

بارش سه ماه قبل 3 months before precipitation	بارش دو ماه قبل 2 months before precipitation	بارش یک ماه قبل Last month precipitation	بارش همان ماه Same month precipitation	
**0.262	**0.38	**0.542	**0.593	دبی Discharge
**0.289	**0.303	**0.251	0.11	تراز آب زیرزمینی Groundwater level

جدول ۷- ضرایب همبستگی پیرسون دبی - تراز آب زیرزمینی (متوسط ماهانه)

Table 7- Pearson correlation coefficients of Discharge-Groun water Level (monthly)

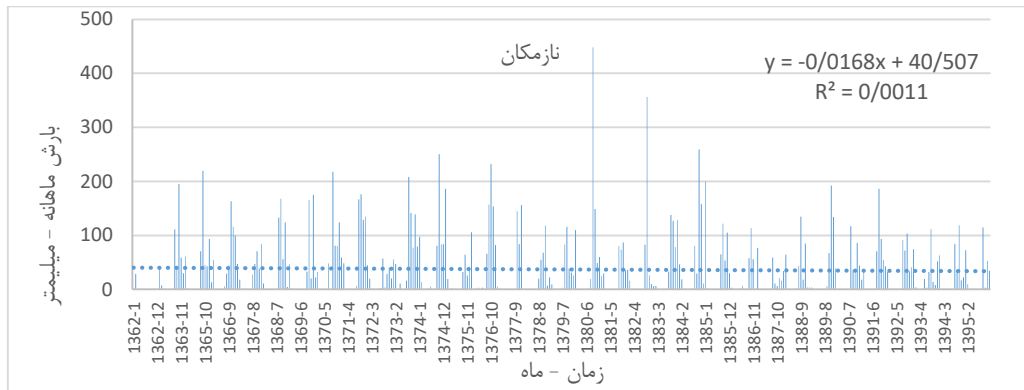
دبی سه ماه قبل 3 months before discharge	دبی دو ماه قبل 2 months before discharge	دبی یک ماه قبل Last month discharge	دبی همان ماه Same month discharge	
**0.483	**0.506	**0.487	**0.383	تراز آب زیرزمینی Groundwater level

**معنی‌داری در سطح 0.01

تعیین روند خطی

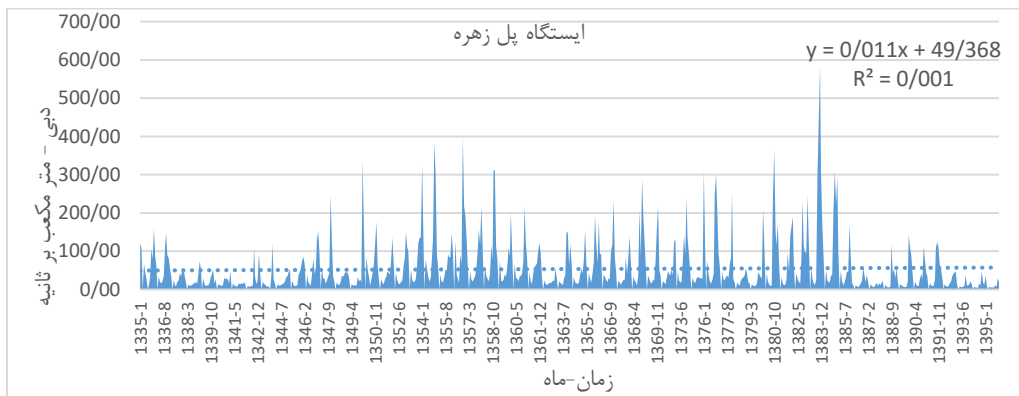
به‌منظور بررسی وجود روند خطی، معادلات خطی بر داده‌ها برازش داده شد. همان‌طور که در شکل ۸، ۹ و ۱۰ مشاهده می‌شود روند خطی در آمار بارش و دبی مشهود نیست، اما در تراز آب زیرزمینی قابل تأمل است.

همان‌طور که در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود، تراز آب زیرزمینی در بازه زمانی ۱۶ ساله مورد بررسی (بازه زمانی ثبت داده) در چاه باشت به‌طور متوسط ۴ متر افت، و به‌طور مقطعی در سال ۱۳۸۸ حدود ۱۶ متر افت داشته شده است.



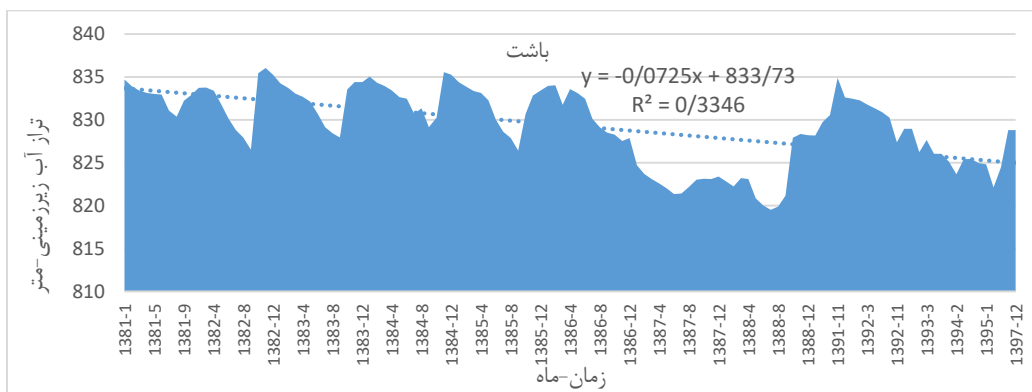
شکل ۸- روند زمانی بارش ماهانه در ایستگاه نازمکان

Figure 8- Monthly rainfall trend in Nazmakan station



شکل ۹- روند زمانی دبی ماهانه در ایستگاه پل زهره

Figure 9- Monthly discharge trend in Pole Zohreh station



شکل ۱۰- روند زمانی تراز آب زیرزمینی در چاه باشت

Figure 10- Monthly ground water level trend in Basht station

بررسی روند با آزمون من کندال

از آزمون من کندال که از متداول‌ترین روش‌های تحلیل روند سری‌های زمانی هیدرومتئورولوژیک است جهت بررسی روند خشک‌سالی آب‌های سطحی و زیرزمینی استفاده شد. این آزمون توسط نرم‌افزار Excel (xlstat) انجام گرفت. جدول ۸ نتایج آزمون من

کندال را در بررسی روند دبی جریان آب سطحی در ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. وجود روند در داده‌های دبی سالانه ایستگاه‌های تنگ بریم، پل زهره، حاج قلندر، سیدآباد و نازمکان از نظر آماری تأیید نگردید اما در بررسی چاه‌های پیزومتری روند افت سطح آب (P-value کمتر از ۰/۰۵+) از نظر آماری تأیید شد. (جدول ۹).

جدول ۸- مقادیر P-value آزمون من کندال بررسی روند زمانی در ایستگاه‌های هیدرومتری

Table 8- P-value of Mann-Kendall test in hydrometry stations

نتیجه Result	P-value	ارتفاع Altitude	ایستگاه هیدرومتری Hydrometric Station
عدم وجود روند	0.052	390	پل زهره
عدم وجود روند	0.134	800	تنگ بریم
عدم وجود روند	0.139	640	حاج قلندر
عدم وجود روند	0.468	640	سیدآباد
عدم وجود روند	0.145	650	نازمکان

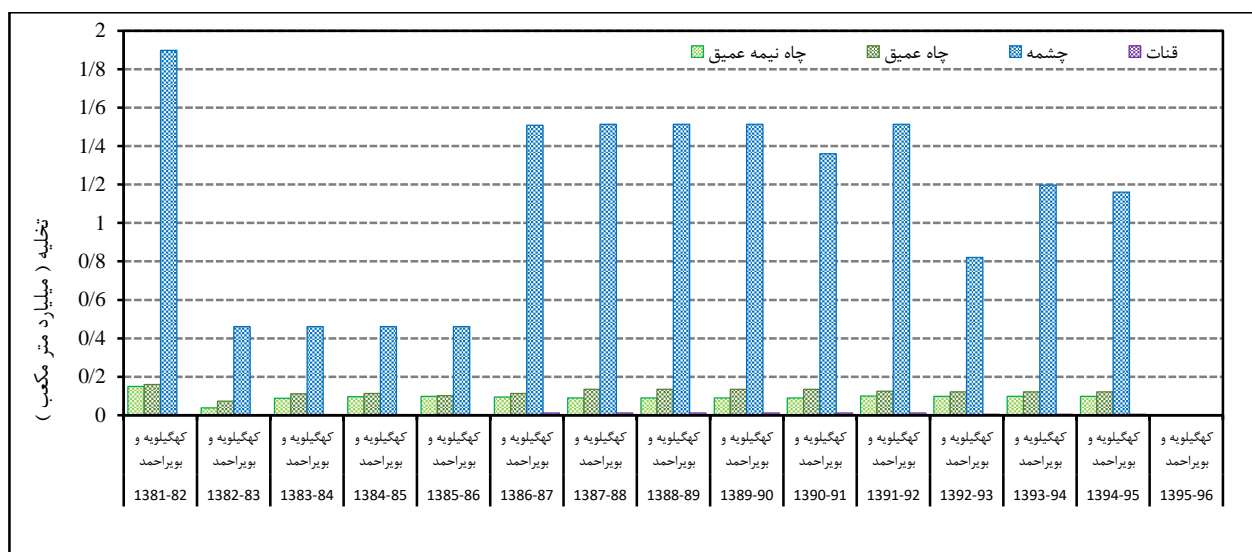
جدول ۹- مقادیر P-value آزمون من کندال بررسی روند زمانی در چاه‌های پیزومتری

Table 9- P-value of Mann-Kendall test in piezometric wells

نتیجه Result	P-value	چاه پیزومتری Piezometric Station
وجود روند	0.003	تنگ تیزاب
وجود روند	0.003	جاده باشت-دهدشت
وجود روند	0.003	تل مویزی
وجود روند	0	سرابیز
وجود روند	<0.0001	شوش
وجود روند	0.001	کته
وجود روند	0	گروس
وجود روند	<0.0001	منصورآباد
وجود روند	0.003	سنگ‌شکن
وجود روند	0.003	گوهرگان
وجود روند	0.003	مرکز تحقیقات بوستان

توجه به حجم تجمعی برداشت از این سفره، روند نزولی تراز آب زیرزمینی قابل توجیه به نظر می‌رسد. روند رو به رشد کاهش تراز آب زیرزمینی در درازمدت می‌تواند به خشک شدن چشمه‌ها و بسیاری از چاه‌ها به‌عنوان منابع اصلی تأمین حیات منطقه بیانجامد.

عدم مشاهده روند در مقدار بارش به‌عنوان منبع تغذیه (عدم وجود روند)، و آب‌های سطحی، به‌رغم وجود روند نزولی آب زیرزمینی، مؤید نقش برداشت بیشتر از تغذیه، از سفره‌های آب‌های زیرزمینی است. شکل ۱۱ مقدار برداشت از منابع آب زیرزمینی استان را در محدوده ساله‌های ۱۳۸۱ تا ۱۳۹۶ نشان می‌دهد. با



شکل ۱۱- تغییرات سالانه تخلیه از چاه‌ها، چشمه‌ها و قنات استان (مرجع - سایت شرکت مدیریت منابع آب ایران)
 Figure 11- Yearly withdrawal variation of the wells, springs and Qantas of Kohgiluyeh and Boyer Ahmad province (WRM website)

اثر خشک‌سالی بر آب زیرزمینی در ایران مطالعات

ارزشمندی انجام شده است. برای مثال Shamsi و Pour و Mohammadi (۲۰۰۴) در مطالعه تأثیر

خشک‌سالی‌ها در افت آب زیرزمینی دشت‌های شمال همدان نشان دادند که خشک‌سالی به صورت غیرمستقیم از طریق کاهش تغذیه سفره‌ها، افزایش برداشت از چاه‌های عمیق برای مصارف کشاورزی، افزایش تبخیر و تعرق و غیره بر منابع آب زیرزمینی دشت‌های شمال همدان مؤثر است. در این راستا، بررسی تأثیر خشک‌سالی‌های هواشناسی در منابع آب زیرزمینی و افت سطح ایستابی آب در حوضه رودخانه زهره ضروری به نظر رسید. این پژوهش نشان داد که هر دو نوع خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیک در حوضه رودخانه زهره حاکم بوده و روند صعودی خشک‌سالی‌ها به طور کامل مشهود است. در بررسی خشک‌سالی هواشناسی با شاخص بارش استاندارد شده (SPI) مشاهده شد که هرچه مقیاس زمانی طولانی‌تر می‌شود، تداوم خشک‌سالی‌ها بیشتر و

تکرار آن‌ها کم‌تر شده است که با نتایج Maleki و Nejad و Soleimani-Motlaq (۲۰۱۱) تطابق داشته

بحث

گرچه وقوع خشک‌سالی بخش معمولی از اقلیم هر منطقه است، اما مدیریت خشک‌سالی پیشرفت کمی در اکثر نقاط دنیا داشته است. به طور معمول پس از وقوع این بلا طبیعی، دولت‌ها برای مدیریت آن به فعالیت‌هایی مانند ارزیابی اثرات، واکنش، ترمیم و بازگشت منطقه به شرایط قبل از آن می‌پردازند (مدیریت بحران) و توجه کمتری به فعالیت‌های آمادگی، تسکین خسارات و هشدار به موقع، قبل از آن (مدیریت ریسک) دارند. در این راستا اصل غالب مدیریت خشک‌سالی، تأکید بر مدیریت ریسک با اتکا بر اقدامات لازم برای آمادگی و تخفیف اثرات آن است. پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت و فصلی، سامانه‌های پایش و پیش‌آگاهی از ملزومات مدیریت ریسک خشک‌سالی است. متأسفانه سابقه مقابله با خشک‌سالی در کشور ما و بسیاری از کشورهای دیگر غالباً از نوع مدیریت بحران بوده است. در این حالت، جوامع این وقایع را سپری نموده و با بحران بعدی در حالی روبرو شده‌اند که نه تنها درصد خطرپذیری چندان تغییری نیافته، بلکه بیشتر هم شده است (Rostami, 2013). در مورد

آب زیرزمینی در غالب دشت‌ها طوری است که در دوران بارندگی روند افزایش تراز آغاز و تا پایان فصل بارش ادامه می‌یابد. پس‌از آن با آغاز دوره گرم سیر نزولی تراز آب شروع می‌گردد. با توجه به اینکه پس از شروع خشک‌سالی هواشناسی، این پدیده در کلیه بخش‌های سیستم هیدرولوژی انتشار می‌یابد و تمامی چرخه را متأثر می‌سازد (Karami, 2011). منطقه مورد مطالعه ما نیز تحت تأثیر این فرآیند واقع شده و خشک‌سالی هواشناسی پس از ۲ ماه به خشک‌سالی منابع آب زیرزمینی منجر شده است. اگرچه نتایج نشان داد که ترسالی‌های بعد از خشک‌سالی غالباً افت تراز ناشی از خشک‌سالی را جبران کرده، و علت اصلی افت در طولانی‌مدت، برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی است. میزان تأخیر خشک‌سالی هیدرولوژیک منابع آب زیرزمینی نسبت به خشک‌سالی هواشناسی در نقاط مختلف حوضه، متفاوت است. دلیل این تفاوت، به عمق سطح آب زیرزمینی، خصوصیات خاک و خصوصیات هیدرولیکی آبخوان در هر منطقه مربوط می‌شود. تعیین این تأخیر زمانی در مدیریت منابع آب بسیار حائز اهمیت است، زیرا در بعضی از مواقع بارندگی زیاد است و دوره خشک‌سالی هواشناسی وجود ندارد، اما در همان زمان ممکن است خشک‌سالی هیدرولوژیک وجود داشته باشد (Bhuiyan et al., 2006). به همین دلیل ممکن است به لحاظ شرایط بارندگی مناسب کشاورزان اقدام به افزایش سطح زیر کشت و بهره‌برداری زیاد از منابع آب سطحی و زیرزمینی نمایند که برای کنترل و هشدار بحران آب خود نیاز به اقدامات مدیریتی دارد. حداکثر همبستگی بارش-دبی مربوط به داده‌های همان ماه است و این مسئله به‌طور عمده ناشی از ارتباط مستقیم آب‌های سطحی و زیرزمینی و کمبود بارش به شکل برف در سال‌های اخیر در ارتفاعات است که باعث تأخیر رواناب نسبت به بارش می‌شود. بیش‌ترین ضریب همبستگی بین تراز آب زیرزمینی و

این موضوع به مدیریت منابع آب در حوضه مورد مطالعه کمک مضاعف نموده تا بتوان برای کنترل و تعدیل خشک‌سالی، راهکارهای مناسبی ارائه کرد. برای رفع معضل خشک‌سالی در حوضه، می‌توان از راهکارهایی مانند تغییر الگوی کشت در سال‌های خشک جهت کاهش بهره‌برداری از آب زیرزمینی و حفظ تعادل آبخوان (Zarea Baghabari, 2003) مانند کاهش سطح زیر کشت محصولات با نیاز آبی زیاد مانند هندوانه و کشت دانه‌های روغنی مثل کلزا یا حبوبات به جای آن، قیمت‌گذاری واقعی آب، استفاده از روش‌های مدرن آبیاری مثل آبیاری قطره‌ای و تکنیک کم آبیاری، آموزش و فرهنگ‌سازی مردم و کشاورزان برای مصرف بهینه آب و ذخایر آب زیرزمینی، جلوگیری و نظارت بر حفر چاه‌های غیرمجاز بهره‌گرفته و به حفاظت بیش‌تر منابع آب کمک کرد. در ارزیابی تغییرات شاخص SPI و SWI سالانه در اواسط دهه هشتاد با توجه به عدم وجود خشک‌سالی هواشناسی افت سطح آب‌های زیرزمینی در منطقه باشت و گچساران مشاهده شد که علت این افت مربوط به حفر چاه‌های عمیق جهت پروژه‌های نفتی منطقه گچساران، همچنین عملیات وسیع کشاورزی در دشت باشت و دشت ابدلان و تأمین آب شرب شهرستان گچساران از چاه‌های عمیق در این منطقه است. با ادامه این روند سازمان جهاد کشاورزی چاه‌های آب موجود در منطقه را پلمپ و آب بخش کشاورزی و شهری را از طریق سد کوثر واقع در نزدیکی شهرستان گچساران تأمین نمود. با وجود این اقدامات در سال‌های پایانی دهه هشتاد شاهد خشک‌سالی هواشناسی و به دنبال آن افت تراز آب زیرزمینی در منطقه می‌باشیم. همان‌طور که مشاهده شد، تراز آب زیرزمینی در بازه زمانی مورد بررسی در باشت به‌طور متوسط ۴ متر افت، و به‌طور مقطعی در سال ۱۳۸۸ حدود ۱۶ متر افت داشته شده است (Ghahremani, 2015). الگوی نوسانات فصلی سطح

می‌گردد. خشک‌سالی انواع مختلفی را شامل می‌گردد که هواشناسی، هیدرولوژی و کشاورزی از مهم‌ترین آن‌ها هستند. توصیه می‌شود تا مطالعه‌ای با استفاده از یافته‌های این تحقیق و تجربیات و نظرات دستگاه‌های اجرایی، تعریفی خاص و موردقبول جهت کمی کردن انواع خشک‌سالی‌ها بر اساس شاخص‌های مختلف و یا ترکیبی از آن‌ها ارائه گردد.

سپاسگزاری

این مقاله برگرفته از یک پایان‌نامه کارشناسی ارشد است. بدین‌وسیله از دانشگاه آزاد اسلامی واحد مرودشت تقدیر می‌شود.

References

- Abramowitz, M., & Stegun, A. (Eds.). (1965). *Handbook of Mathematical Formulas, Graphs, and Mathematical Tables*. Dover Publications, Inc., New York, USA.
- Alizadeh, A. (2007). *The Principles Applied hydrology principles*. Ferdowsi university of Mashhad (In Persian).
- Alley, W.M. (1985). Palmer drought severity index as a measure of hydrologic drought, *Water Resources Bulletin*, 21(1), 105-114.
- Bhuiyan, C. (2004). Various drought indices for monitoring drought condition in Aravalli terrain of India. In: *Proceedings of the ISPRS Conference*. Int. Soc. Photogram Remote Sens. Istanbul.
- Bhuiyan, C., Singh, R.P., & Kogan, F.N. (2006). Monitoring Drought Dynamics in the Aravalli Region (India) Using Different Indices Based on Ground and Remote Sensing Data, *Int. J. Applied Earth Observation and Geoinformation*, 8, 289-302.
- Byun, H.-R. & Wilhite, D.A. (1999). Objective quantification of drought severity and duration, *J. Climate*, 12(9), 2747-2756.
- Dracup, J.A., Lee K.S., & Paulson E.G. (1980). On the definition of droughts, *Water Resources Research*, 16(2), 297-302.
- بارش دو ماه قبل است، به طوری که با احتمال ۹۹ درصد بالاترین همبستگی را نشان می‌دهد و این نتیجه با نتایج Karami (۲۰۱۱) همخوانی دارد.
- ### نتیجه‌گیری کلی
- استفاده از سایر شاخص‌های خشک‌سالی و مقایسه آن‌ها می‌تواند به روشن شدن ابعاد دیگر موضوع کمک کند. آمار و اطلاعات این تحقیق مبتنی بر اندازه‌گیری در ایستگاه‌های زمینی بوده و استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، شاخص‌های مربوطه و بررسی نحوه رفتار آن‌ها در مقایسه با شاخص‌های زمینی، در ادامه پیشنهاد می‌شود. با توجه به اهمیت ویژه منطقه، استفاده از سناریوهای تغییر اقلیم و خشک‌سالی‌های پیش‌بینی شده مبتنی بر آن‌ها جهت برنامه‌ریزی کشت و بهره‌برداری از منابع آب این منطقه نیز پیشنهاد
- Ensaifi Moghadam, T. (2005). An Investigation and assessment of climatological indices and determination of suitable index for climatological droughts in the Salt Lake Basin of Iran. *Iranian J of rangeland and desert research*, 14(2), 271-288 (In Persian).
- Faraj zadeh, M. (1997). Drought study methods. *Forest and Range*, 32, 22-28 (In Persian).
- Ghahremani, E. (2015). *Analysis of meteorological and hydrological drought in zohreh river basin*. M.S. Thesis, Water Science and Engineering, Islamic Azad University, Marvdasht branch, Marvdasht, Iran (In Persian).
- Glantz, M.H., & Wilhite, D.A. (1985) Understanding the drought phenomenon: The role of definitions, *Water International*, 10(3), 111-120.
- Guttman, N. B. (1991). Sensitivity analysis of the Palmer Hydrologic Drought Index, *Water Resources Bulletin*, 27(5), 797-807.
- Hayes, M.J., Svoboda, M.D., Wilhite, D.A., & Vanyarkho, O.V. (1999). Monitoring the 1996 drought using the Standardized Precipitation Index, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, 429-438.
- Hisdal, H., & Tallaksen, L.M. (2003). Estimation of regional meteorological

- and hydrological drought characteristics: a case study for Denmark, *J. of Hydrology*, 281:230–2.
- Janbozorgi, M., Hanifepour, M. & Khosravi, H. (2021). Temporal changes in meteorological-hydrological drought (case study: Guilan province). *Water and Soil Management and Modeling*, 1(2), 1-14. (In Persian).
- Karami, F. (2011). Evaluation of meteorological drought effects in the reduction of ground water table (Case study: Tabriz plain). *Geography and Planning*, 16(37), 111-131 (In Persian).
- Kariminazar, M., Moghadam Nia, A.R. & Mosaedi, A. (2010). Investigation of climate factors affecting occurrence of drought (case study: Zabol region). *J. of Water and Soil Conservation*, 17(1), 145-158 (In Persian).
- Kalayci, S. & Kahya, E. (2004). Trend analysis of stream flow in Turkey, *J. of Hydrology*, 289, 128-144.
- Khan, S., Gabriel, H.F. & Rana, T. (2008). Standard precipitation index to track drought and assess impact of rainfall on water tables in irrigation areas, *Irrigation and Drainage Systems J.*, 22, 159-177.
- Khani Temeliyeh, Z.A., Rezaei, H. & Mirabbasi Najafabadi, R. (2020). Multivariate Analysis of Meteorological Droughts in Iran Using Joint Deficit Index (JDI). *Scientific J. of Agricultural Meteorology*, 8(1), 26-39 (In Persian).
- Khazaei, M.R. (2003). Hydrological drought frequency distribution analysis, case study: Ghareh soo river basin. *Geography and Development*, 1(2), 45-56. (In Persian).
- Khorooshi, S., Mostafazadeh, R., Esmali Ouri, A. & Raof, M. (2017). Spatiotemporal assessment of the hydrologic river health index variations in Ardabil Province Watersheds. *Ecohydrology*, 4(2), 379-393 (In Persian).
- Maleki Nejad, H. & Soleimani-Motlaq, M. (2011). Assessing the severity of climatic and hydrologic droughts in Chaghalvandi basin, *Iranian Water Research J.*, 9, 61-72. (In Persian).
- Mckee, T.B., Doesken, N.J. & Kleist, J. (1993). The Relationship of drought Frequency and Duration to Time Scales, *8th Conference on Applied Climatology*, 179-184.
- Mehry, S., Haji, Kh., Alizadeh, V. & Mostafazadeh, R. (2017). Assessment of spatial variations of meteorological drought periods severity in Kurdistan Province at different time scales. *Geographical Data*, 26(102), 151-162 (In Persian).
- Mendicino, G., Senatore, A. & Versace, P. (2008). A Groundwater Resource Index (GRI) for drought monitoring and forecasting in Mediterranean climate, *J. of Hydrology*, 357(3-4), 282-302.
- Mesbahzadeh, T. & Soleimani Sardoo, F. (2018). Temporal Trend Study of Hydrological and Meteorological Drought in Karkheh Watershed. *Iran-Watershed Management Science and Engineering*, 12(40), 105-114 (In Persian).
- Moghadassi, M., Paymozd, Sh. & Morid, S. (2005). Monitoring the drought during 1998 to 2000 in Tehran province, using EDI, SPI, DI indices and geographical information system. *Modarres Human Sciences*, 9(1), 197-215 (In Persian).
- Morid S., Smakhtin, V. & Moghaddasi, M. (2006). Comparison of seven meteorological indices for drought monitoring in Iran, *International J. of Climatology*, 26, 971–985.
- Mostafazadeh, R., Shahabi, M. & Zabihi, M. (2015). Analysis of meteorological drought using Triple Diagram Model in the Kurdistan Province, Iran. *Geographical Planning of Space*, 5(17), 129-140. (In Persian).
- Mozafari, G.A. (2006). Unconformity in meteorological and hydrological drought in two neighboring basin at north mountain slope of Shirkoh Yazd. *Modarres Human Sciences*, 10(1), 173-190. (In Persian).
- Pal, I. & Al-Tabbaa, A. (2011). Assessing seasonal precipitation trends in India using parametric and non-parametric statistical techniques, *Theoretical and Applied Climatology*, 103, 1–11.
- Palmer, W.C. (1965). Meteorological Drought, *US Department of Commerce Weather Bureau*, Washington, DC., Research Paper No. 45.

- Partal, T. & Kucuk, M. (2006). Long-term trend analysis using discrete wavelet components of annual precipitations measurements in Marmara region (Turkey), *Physics and Chemistry of Earth, Part A/B/C*, 31(18), 1189-1200.
- Partal, T., & Kahya, E. (2006). Trend analysis in Turkey precipitation data, *Hydrological Processes*, 20, 2011-2026.
- Patel, N.R., Chopra P. & Dadhwal V.K. (2007). Analysing spatial patterns of meteorological drought using standardized precipitation index, *Meteorological Application*, 14(4), 329-336.
- Razmkhah, H. (2016). Preparing stream flow drought severity-duration-frequency curves using threshold level method, *Arabian J. of Geosciences*, 9:513.
- Razmkhah, H. (2017). Comparing threshold level methods in development of stream flow drought severity-duration-frequency curves, *Water Resources Management*, 31, 4045-406.
- Razmkhah, H., Akhond Ali, A.M., Roustaie, R. & Abdollahi, K. (2009). Assessing spatiotemporal pattern of meteorological drought, case study: Fars Province, *The Second National Seminar on Drought Effects/Management*, Esfahan (In Persian).
- Razmkhah, H. & Safi, Z. (2012). *Analysis of Bakhtegan basin Hydrological drought*. 4th Iran Water Resources Management Conference, Tehran, Iran (In Persian).
- Rostami, E. (2013). *Monitoring and prediction of hydrological drought in Kohgilouyeh and BoyerAhmad province, using meteorological drought indexes and Artificial Neural Networks*. M.S. Thesis, Water science and engineering, Islamic Azad University, Marvdasht branch, Marvdasht, Iran (In Persian).
- Samiei, M. & Telvari, A.A.R. (2008). Investigation of hydrological drought severity and duration at Tehran province watersheds. *Pajouhesh-va-Sazandegi*, 21(2), 21-27 (In Persian).
- Samiei, M. (2004). *Regional generalization of low flows in Tehran Province*. M.S. Thesis, Watershed Management, Tehran University (In Persian).
- Shaban, A. (2009). Indicators and Aspects of Hydrological Drought in Lebanon, *Water Resources Management*, 23(10), 1875-1891.
- Shamsi Pour, A.A. & Morad Mohammadi, H. (2004). Effect of recent droughts on ground water depletion of Hamadan north plains. *Geographical Researches*, 35(45), 115-130. (In Persian).
- Sharma, T.C. (1997). Estimation of drought severity on independent and dependent hydrologic series, *Water Resources Management*, 11(1), 35-49.
- Wu, H., Hayes, M.J., Weiss, A. & Hu., Q. (2001). An Evaluation of the standardized precipitation index, the china-z index and the statistical z-score, *International J. of Climatology*, 21, 745-758.
- Zandifar, S., Fijani, E., Naeimi, M. & Khosroshahi, M. (2020). Spatiotemporal variations of groundwater drought indices, Case study: Zohreh- Jarrahi watershed. *Hydrogeology*, 4(2), 180-130. (In Persian).
- Zarea Abyaneh, H., Mahboubi, A.A. & Neyshabouri, M.R. (2004). Evaluation of drought situation and its process in Hamadan region on the basis of drought statistical indexes. *Pajouhesh-va-Sazandegi*, 17(3), 2-17. (In Persian).
- Zarea Baghabari, M. (2003). *Management of ground water usage of alluvial aquifer in drought years*. M.S. Thesis, Hydrogeology, Shiraz University (In Persian).
- Zealand, C.M., Burn, D.H. & Simonovic, S.P. (1999). Short term streamflow forecasting using artificial neural networks, *J. of Hydrology*, 214(1-4), 32-48.