دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

سال شانزدهم، شماره‌ی ۵۳
بهار ۱۳۹۵، صفحات ۱۵۰-۱۲۳

عبدالرضا واعظی هیر[۱]
بهروز ساری صراف[۲]
اکرم والائی[۳]

بررسی علل کاهش جریان در رودخانه‌های شاخص جنوب‌شرق دریاچه ارومیه

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۱/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰٤/۰۱

چکیده

کاهش جریان رودخانه‌ها با عوامل متعددی از جمله عوامل طبیعی و انسانی می‌تواند در ارتباط باشد. کاهش دبی ورودی به دریاچه ارومیه سهم عمده‌ای را در کاهش سطح آب دریاچه داشته است. هدف از این تحقیق، بررسی تأثیر پارامترهای آب‌وهوایی و عوامل انسانی، بر کاهش جریان رودخانه‌های شاخص جنوب‌شرق دریاچه ارومیه می‌باشد. روند تغییرات اقلیمی و هیدرولوژیکی توسط آزمون من کندال کلاسیک و اصلاح شده بررسی شدند. وضعیت خشک‌سالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی به ترتیب با شاخص SPI و SDI مطالعه گردید و ارتباط این دو خشک‌سالی با استفاده از همبستگی پیرسون مورد بررسی قرار گرفت. وضعیت پوشش گیاهی و رطوبت خاک به ترتیب توسط شاخص NDVI و تبدیل تسلدکپ در دهه قبل و بعد از احداث سد علویان مطالعه گردید. در نهایت دبی پایین‌دست سد علویان با عناصر بارش و دبی ورودی به سد علویان با رگرسیون چندگانه بررسی شد. نتایج نشان داد که از بین عوامل مورد مطالعه عمده‌ترین عامل کاهش جریان در بالادست حوضه‌ها، خشک‌سالی‌های

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه تبریز. E-mail: r.vaezi@tabrizu.ac.ir
۲- استاد گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز. E-mail: sarisarraf@tabrizu.ac.ir
۳- کارشناس ارشد جغرافیای طبیعی (اقلیم شناسی)، دانشگاه تبریز. E-mail: valaei3@yahoo.com

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

هواشناسی بوده است. در پایین‌دست حوضه‌ها عوامل متعدد اقلیمی، افزایش پوشش گیاهی و رطوبت خاک و به‌طور کلی اضافه برداشت موثر بوده که در حوضه صوفی چای بهره‌برداری از سد علویان مهم‌ترین عامل شناخته شد.

کلیدواژه‌ها: کاهش جریان، پارامترهای اقلیمی، عوامل انسانی، دریاچه ارومیه.

مقدمه

جریان رودخانه‌ها یکی از مؤلفه‌های اصلی منابع آب محسوب می‌شود. نیاز روزافزون جوامع شهری و روستایی به منابع محدود آب از یک‌طرف و مسائل مربوط به تغییرات اقلیمی و نزولات جوی در چند سال اخیر، توجه و عنایت بیش‌تر به نگرش پیرامون جریان‌های سطحی را بیش از پیش نمایان می‌سازد (کنعانی، ۱۳۷۸: ۳). کاهش جریان رودخانه‌ها با عوامل متعددی از جمله عوامل طبیعی و انسانی می‌تواند در ارتباط باشد. این روند کاهشی می‌تواند تهدید بزرگی برای کره زمین باشد، از جمله این‌که متناسب با آن سطح آب دریاچه‌ها نیز کاهش خواهد یافت.

دریاچه ارومیه به‌عنوان بزرگ‌ترین دریاچه دائمی کشور و دومین دریاچه آب‌شور در جهان می‌باشد که در طی چند سال اخیر آب این دریاچه به‌شدت کاهش یافته است. با توجه به این‌که این دریاچه مقصد نهایی مجموعه‌ای از رودخانه‌های شمال‌غرب کشور می‌باشد، کاهش دبی ورودی به دریاچه سهم عمده‌ای را در کاهش سطح آب دریاچه داشته است. هدف از این تحقیق در گام اول بررسی تاثیر پارامترهای آب‌وهوایی مانند بارش و دما و در گام دوم بررسی تاثیر عوامل انسانی نظیر سدها و پوشش گیاهی و نفوذ حاصل از آن در کاهش جریان رودخانه‌های این دریاچه می‌باشد که با عنایت به گستردگی حوضه دریاچه ارومیه، زیر حوضه‌های صوفی چای و مردق چای که در جنوب‌شرق دریاچه قرار گرفته است و مهم‌ترین رودخانه‌های جنوب‌شرق دریاچه در آن جریان دارد به‌صورت موردی انتخاب شده است. با توجه به این‌که در رودخانه صوفی‌چای، سد علویان مورد بهره‌برداری است اما در رودخانه مردق سدی بهره‌برداری نمی‌شود؛ بررسی علت‌های کاهش جریان آب و مقایسه بین این دو رودخانه نیز در این تحقیق مورد توجه بوده است.

در کشورهای مختلفی از جمله در امریکا، چین، استرالیا، اسپانیا و کانادا تحقیقات زیادی جهت بررسی عوامل افت سطح آب دریاچه‌ها و رودخانه‌ها و عوامل موثر در آن، انجام گرفته است. به‌عنوان نمونه دیبیک و کولیبالی[4] (۲۰۰۵)، با بررسی تاثیر تغییرات آب و هوایی در رودخانه سگینای در کانادای شمالی نشان داده‌اند که روند میانگین سالانه

4- Dibike & Coulibaly

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

جریان رودخانه افزایش یافته است. گراف[۵] (۲۰۰۶)، تاثیر سدهای بزرگ را در هیدرولوژی و ژئومورفولوژی پایین‌دست رودخانه‌ها در ایالت متحده امریکا مورد بررسی قرار داده است. مقایسه جریان رودخانه‌ها در زمان‌های قبل و بعد از احداث سدها با روش IHA[۶] نشان می‌دهد که بسیاری از سدهای بزرگ، حداکثر جریان سالانه را تا ٦٧ درصد و در بعضی موارد تا ۹۰ درصد کاهش می‌دهند. سلینجر[۷] و همکاران (۲۰۰۸)، به بررسی افت کنونی سطح آب دریاچه میشیگان و هیورون پرداخته‌اند. آنان معتقدند که افت ناگهانی آب این دریاچه‌ها با بعضی از عناصر تغییرات آب‌وهوایی مرتبط است. گیو[۸] و همکاران (۲۰۰۸)، تأثیر آب‌وهوا و کاربری‌های اراضی را در جریان رودخانه‌های پرآب دریاچه پویانگ چین مورد بررسی قرار داده‌اند. آن‌ها با استفاده از روش «ابزار ارزیابی آب‌وخاک»[۹] نشان دادند که تأثیر آب‌وهوا در جریان سالانه رودخانه‌ها مهم‌تر از تاثیر کاربری اراضی است. لاکروز[۱۰] و همکاران (۲۰۱۰)، تأثیر تغییرات آب‌وهوایی بر روی منابع آبی موجود در سرچشمه حوضه رودخانه تاگوس در مرکز اسپانیا را با استفاده از شاخص «بارش استانداردسازی شده»[۱۱] و شاخص «استانداردسازی شده بارش و تبخیر تعرق»[۱۲] ارزیابی نمودند. این شاخص‌ها نشان می‌دهند که شرایط خشک‌سالی در سرچشمه رودخانه از ۱۹۷۰ حاکم شده است که در این میان اگرچه بارش نقش مهمی داشته است اما تأثیر دما نیز چندان ناچیز نبود. یان[۱۳] و همکاران (۲۰۱۰)، به ارزیابی تأثیر ساخت سدها بر روی رژیم‌های جریان پایین‌دست رودخانه زرد پرداخته‌اند. نتایج حاکی از آن است که کاهش جریان در طول دوازده ماه سال بعد از احداث سدها اتفاق افتاده است. یو و شن[۱٤] (۲۰۱۰)، به بررسی تأثیر تغییرات آب‌وهوایی بر روی تغییرات آب چهار دریاچه در چین شمالی پرداخته‌اند. شبیه‌سازی مدل مونت کارلو نشان می‌دهد که سطح دریاچه در محل‌هایی با افزایش بارش، افزایش خواهد یافت. چانگ و جانگ[۱۵] (۲۰۱۱)، با بررسی تاثیر تغییرات آب‌وهوایی بر روی خشک‌سالی‌های حوضه رودخانه ویلیامت، با استفاده از روش SPI و SRI[۱٦] به این نتیجه رسیدند که فراوانی و شدت خشک‌سالی‌های کوتاه‌مدت هواشناسی در دره‌ی ویلیام

5- Graf
6- The Indicators of Hydrologic Alteration
7- Sellinger
8- Guo
9- Soil and Water Assessment Tool (SWAT)
10- Lacruz
11- The Standardized Precipitation Index (SPI)
12- The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI)
13- Yan
14- Yu and Shen
15- Chang & Jung
16- Standardized Runoff Index

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

افزایش یافته است. گیو و همکاران (۲۰۱۲)، تأثیر سد جرج سوم را بر روی جریان رودخانه یانگ با استفاده از تفاضل مقدار آب رودخانه در قبل و بعد از احداث سد (سال ۲۰۰۳) ارزیابی نموده‌اند. نتایج نشان می‌دهند که عملیات سد بر روی رودخانه یانگ در تخلیه آب و همچنین کاهش سطح آب تاثیر گذاشته است که در فصول و مکان‌های مختلف، متفاوت است. مکفارلن[۱۷] و همکاران (۲۰۱۲)، تأثیر تغییرات آب‌وهوایی را بر روی وضعیت آینده‌ی منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی در استرالیای جنوب‌غربی با استفاده از سناریوهای آب‌وهوایی (GCM)بررسی کرده‌اند. در مدل بارش-رواناب مشخص شده است که روند کاهشی آب‌های سطحی و زیرزمینی که از سال ۱۹۷۰ شروع شده است، ممکن است تا سال ۲۰۳۰ ادامه یابد. تباری[۱۸] و همکاران (۲۰۱۳)، با بررسی خشک‌سالی‌های هیدرولوژیکی شمال‌غرب ایران با استفاده از روش SDI[۱۹] نشان دادند که بیش‌ترین فراوانی وقوع خشک‌سالی هیدرولوژیکی، در طی سال‌های ۲۰۰۸-۱۹۹۷ رخ داده است.

در ارتباط با موضوع تحقیق، در حوضه دریاچه ارومیه نیز مطالعاتی صورت گرفته است. از جمله فاتحی مرج و همکاران (۱۳۸۵)، به پیش‌بینی بارش فصلی با استفاده از پیوند از دور در دریاچه ارومیه پرداخته‌اند. نتایج این تحقیق نشان می‌دهند که بارندگی‌های پاییز بیش‌تر تحت تأثیر شاخص نوسان جنوبی[۲۰] و بارندگی‌های بهار تحت تاثیر نوسان اطلس شمالی[۲۱] می‌باشد. زاهدی و قویدل (۱۳۸٦)، آستانه خشک‌سالی و محاسبه میزان بارش قابل‌اعتماد ایستگاه‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه را تعیین نموده‌اند. در بین شاخص‌های بارش قابل‌اعتماد[۲۲]، نمرات استاندارد شده بارش سالانه و شاخص درصد از میانگین بارش سالانه[۲۳]، مدل بارش قابل اعتماد با داشتن قابلیت‌های بیش‌تر و محدودیت‌های کم‌تر بهتر از دیگر مدل‌ها تشخیص داده شده است. جهانبخش و همکاران (۱۳۸۷)، به ارزیابی تغییرات درازمدت نوسان‌های سطح دریاچه ارومیه و پارامترهای موثر در این نوسان‌ها در ارتباط با فعالیت لکه‌های خورشیدی بر اساس دو روش آنالیز موجک پیوسته[۲٤] و متقاطع[۲۵] پرداخته و نتیجه گرفته‌اند که سطح آب دریاچه ارومیه دارای نوسان‌های دوره‌ای معنی‌دار و منفی ۱۱-۸ ساله است. عباسیان (۱۳۸۷)، تاثیر عناصر هیدرواقلیمی را بر نوسانات دریاچه ارومیه، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مورد بررسی قرار داده است. نتایج حاکی از آن است که رابطه معنی‌داری بین تغییرات عناصر هیدرواقلیمی وجود دارد که این نوسانات در دوره زمانی ۲۰۰٤- ۱۹۷۰ برقرار

17- McFarlane
18- Tabari
19- Stream flow Drought Index
20- The Southern Oscillation Index (SOI)
21- Northern Atlantic Oscillation (NAO)
22- Dependable Rainfall Index (DRI)
23- Percent of Normal Precipitation Index (PNPI)
24- Continuous Wavelet analysis
25- Cross Wavelet Analysis

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

می‌باشد و بیش‌ترین تغییرات به دلیل کاهش ارتفاع آب دریاچه به‌ویژه در سواحل جنوب‌شرق و شرقی آن اتفاق افتاده است. نتایج و مدل‌های نهایی نشان‌دهنده نقش موثر خشک‌سالی‌های اقلیمی و احداث سدها در تغییرات تراز آب این دریاچه می‌باشد. حسن‌زاده و همکاران (۱۳۹۰)، تأثیر جریان آب سطحی بر کاهش تراز آب دریاچه ارومیه را به کمک پویایی سیستم‌ها مدل‌سازی نموده‌اند. نتایج نشان می‌دهند احداث چهار سد منتخب (زرینه‌رود، مهاباد، علویان و نهند) در حدود ۲۸ درصد و اضافه برداشت از منابع آب سطحی ۷۲ درصد در کاهش تراز آب دریاچه در سال‌های اخیر تاثیر داشته است. شمع غزن (۱۳۹۰)، به مطالعه و ارزیابی خشک‌سالی‌های هیدرولوژیکی ۱۶ رودخانه تغذیه‌کننده دریاچه ارومیه و تاثیر این خشک‌سالی‌ها بر کاهش تراز آب دریاچه پرداخته است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهند که در آزمون‌های روندیابی دو روش من کندال و سنس استیمیتور در بیش‌تر موارد شبیه هم نبوده است ولی روندهای به‌دست آمده بر اساس هر دو روش کاهشی بوده‌اند. همچنین نتایج حاصل از بررسی خشک‌سالی‌های هیدرولوژیکی نیز نشان می‌دهند که در این رودخانه‌ها خشک‌سالی‌های هیدرولوژیکی به‌صورت گسترده و به‌گونه‌ای که بر تراز آب دریاچه ارومیه تاثیرگذار باشد به وقوع نپیوسته است. بنا به مطالعات صورت گرفته، به نظر می‌رسد تحقیق جامعی که هم عوامل طبیعی و هم عوامل انسانی را یک‌جا مورد بررسی قرار دهد انجام نگرفته است.

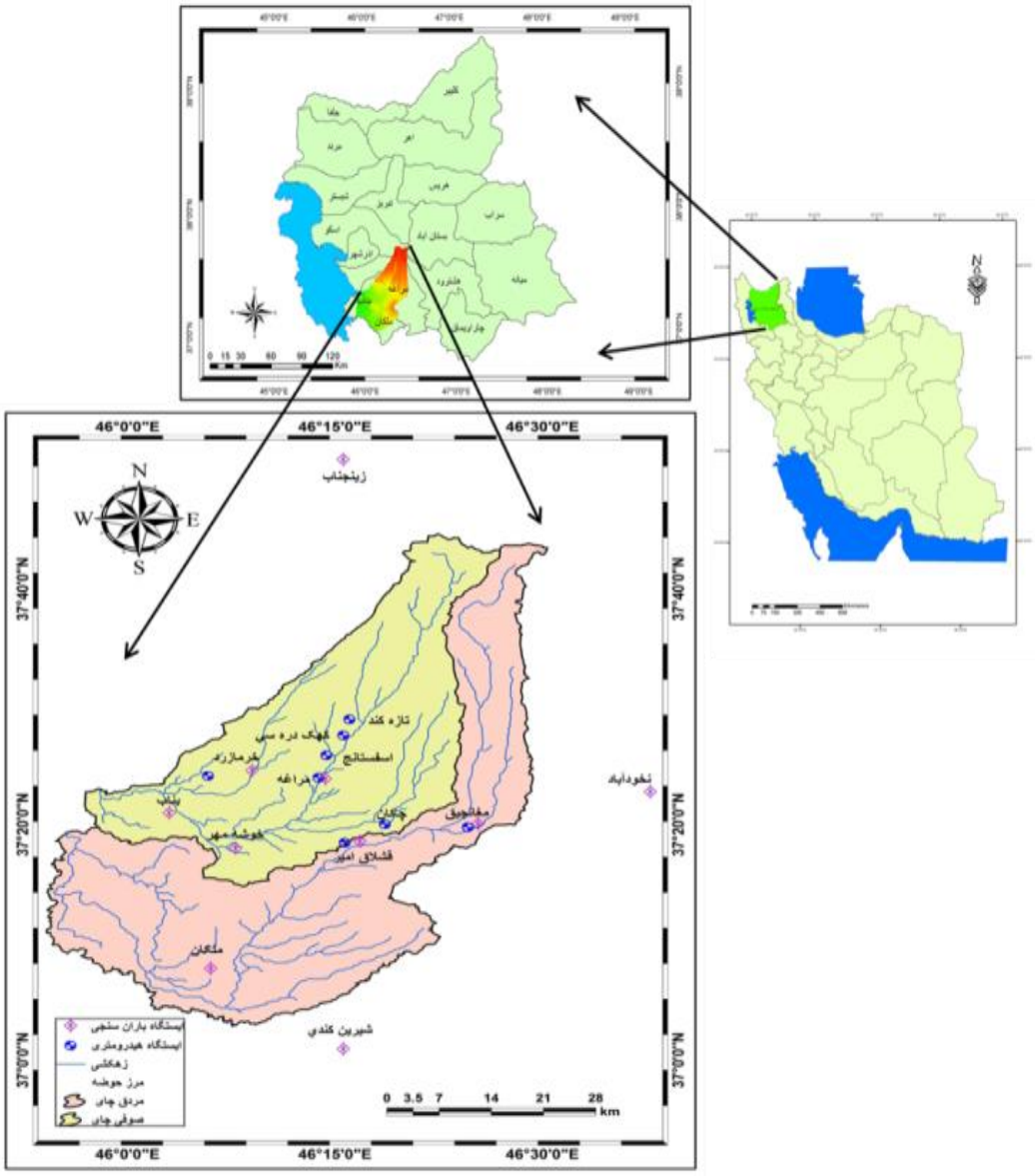
مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه شامل دو حوضه صوفی‌چای با مساحت ۱۰۰۸/۵ کیلومترمربع، بین ′۰۸-°۳۷ تا ′٤٤ -°۳۸ عرض شمالی و ′ ۰۳-°٤٦ تا ′۳۰-°٤٦ طول شرقی و حوضه مردق‌چای با مساحت ۱۲۰۹/۱ کیلومترمربع، بین ´۰۵-°۳۷ تا ´٤٤-°۳۷ عرض شمالی و ´۰۵-°٤٦ تا ´۳۰-°٤٦ طول شرقی می‌باشد که هر دو حوضه از دامنه‌های جنوبی کوه سهند سرچشمه می‌گیرند که رودخانه‌های شاخص جنوب‌شرق دریاچه ارومیه در این حوضه‌ها قرار دارند (شکل۱).
در ابتدا جهت بازسازی نواقص آماری از روش رگرسیون و همبستگی بین ایستگاه‌ها و جهت بررسی همگنی داده‌ها از آزمون توالی[۲۶] بهره گرفته شده است. روند عناصر آب‌وهوایی و دبی رودخانه‌ها با آزمون ناپارامتری من کندال[۲۷] کلاسیک و اصلاح شده و پایش خشک‌سالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی به‌ترتیب با نمایه‌های SPI[۲۸] و SDI[۲۹] در مقیاس‌های ۳ ماهه و ۱۲ ماهه انجام گرفته است و در نهایت رابطه بین خشک‌سالی‌ها با آزمون همبستگی پیرسون در

26- Run Test
27- Mann-Kendall
28-The Standardized Precipitation Index
29- Stream flow Drought Index

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

تاخیرهای مختلف بررسی شده است. همچنین وضعیت پوشش گیاهی و رطوبت خاک حوضه‌های مود مطالعه به ترتیب توسط شاخص NDVI[۳۰] و Tasseled Cap به‌دست آمده و در نهایت تاثیر پارامتر بارش و دبی ورودی به سد علویان در کاهش جریان رودخانه صوفی چای توسط آزمون رگرسیون چند متغیره بررسی شده است. در این میان برای اجرای روش‌های آماری از نرم‌افزارهای SPSS، Minitab و Xlstat و جهت پایش خشک‌سالی‌ها از DIP و جهت آشکارسازی تصاویر ماهواره‌ای از ArcGIS و ENVI استفاده شده است.



شکل ۱: نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه به همراه پراکنش ایستگاه‌های باران‌سنجی و هیدرومتری

30- Normalized Different Vegetation Index

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

آزمون روند

چنان‌چه سری زمانی داده‌های هیدرولوژی و هواشناسی به‌طور یکنواخت سیر صعودی یا نزولی داشته باشند؛ نشان دهنده وجود روند در داده‌های مذکور است (امیدوار و خسروی، ۱۳۸۹: ۳۷). جهت بررسی تاثیر تغییرات روند عناصر آب‌وهوایی بر روی کاهش جریان ایستگاه‌های مورد مطالعه از آزمون من کندال کلاسیک و اصلاح شده در سطح ۹۵ و ۹۹ درصد، برای متغیرهای بارش، دمای متوسط و همچنین دبی متوسط و حداکثر استفاده شده است. آزمون من کندال اصلاح شده به‌صورت زیر تعریف می‌شود (میر عباسی، ۱۳۸۹: ۷۶۰):

رابطه (۱)
$$V(S)^{*} = Var(S)\frac{n}{n^{*}}$$

رابطه (۲)
$$\frac{n}{n^{*}} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)}\sum_{i=1}^{n-1}(n-i)(n-i-1)(n-i-2)\,r_i$$

که در آن r_i: ضرایب خودهمبستگی با تأخیر i، n: تعداد داده‌های مشاهداتی، S: پارامتر من کندال می‌باشد که Var (S) از طریق فرمول من کندال کلاسیک به‌دست می‌آید:

رابطه (۳)
$$s = \sum_{i=1}^{n-1}\sum_{j=i+1}^{n} sign(x_i - x_j)$$

تابع علامت نیز به‌شرح زیر قابل محاسبه می‌باشد:

رابطه (٤)
$$sign(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & if \quad x_i > x_j \\ 0 & if \quad x_i = x_j \\ -1 & if \quad x_i < x_j \end{cases}$$

برای متغیرهای تصادفی مستقل و دارای توزیع یکنواخت و بدون گره (دو یا چندین داده با مقادیر عددی مساوی) میانگین و واریانس پارامتر من-کندال (S) به‌صورت زیر است:

رابطه (۵)
$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}$$

اگر در سری مشاهدات داده‌های تکراری وجود داشته باشد، مقدار واریانس از رابطه زیر محاسبه خواهد شد:

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

رابطه (٦)
$$Var(S)=\frac{n(n-1)(2n+5)-\sum_{i=1}^{m}t(t-1)(2t+5)}{18}$$

به‌طوری که m معرف تعداد سری‌هایی است که در آن‌ها حداقل یک داده تکراری وجود دارد. t نیز بیانگر فراوانی داده‌های با ارزش یکسان می‌باشد. اگر تعداد داده‌های یک سری بیش از ۱۰ عدد باشد، s از توزیع نرمال پیروی خواهد کرد و مقدار معیار آماری استاندارد (Z_s) به‌صورت زیر محاسبه خواهد شد:

رابطه (۷)
$$Z_S=\begin{cases}\frac{s-1}{\sqrt{\mathrm{var}(s)}} & if \quad s>0\\ 0 & if \quad s=0\\ \frac{s+1}{\sqrt{\mathrm{var}(s)}} & if \quad s<0\end{cases}$$

بنابراین در یک آزمون دو طرفه برای تشخیص روند در سطح اعتماد a، فرض صفر که دال بر نبود روند در سری مشاهدات است؛ رد خواهد شد اگر مقدار Z_s بزرگ‌تر یا مساوی Z جدول باشد (حجام و همکاران، ۱۳۸۷: ۱٦۰).

شاخص بارش استاندارد شده (SPI)

نمایه SPI به‌عنوان مناسب‌ترین نمایه برای تحلیل خشک‌سالی و همچنین ترسالی به‌ویژه تحلیل‌های مکانی شناخته می‌شود (رضیئی و همکاران، ۱۳۸٦: ۸۵). مقادیر مثبت بیانگر بارش بیش‌تر از مقدار متوسط و مقادیر منفی بیانگر بارش کم‌تر از مقدار متوسط بارش می‌باشد و چون SPI نرمال است اقالیم خشک و مرطوب را می‌توان با یک روش نشان داد (ساری،۱۳۹۰: ۷٦). برای محاسبه ی شاخص SPI ابتدا باید بارش ایستگاه ها با توزیع های مختلف برازش داده شوند تا بهترین توزیع انتخاب شود. مک کی و همکاران (۱۹۹۳) توزیع گاما را مناسب‌ترین توزیع برای برازش داده‌های بارندگی نشان دادند. تابع چگالی احتمال گاما به صورت زیر نوشته می‌شود (Edwards and Mckee, 1997)

رابطه (۸)
$$G(X)=\frac{1}{\beta^{\alpha}\Gamma(\alpha)}x^{\alpha-1}e^{-x/\beta} \qquad x>0$$

در اینجا α پارامتر شکل؛ β پارامتر مقیاس؛ X مقدار بارش بر حسب میلی‌متر و $\Gamma(\alpha)$ تابع گاما است. برای برآورد پارامترهای α و β استفاده از بیشینه درست نمایی را پیشنهاد کرده‌اند که به‌شکل رابطه‌های ۹ و ۱۰ تعریف می‌شوند:

رابطه (۹)
$$\hat{\alpha}=\frac{1}{4A}\left[1+\sqrt{1+\frac{4A}{3}}\right]$$

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

رابطه (۱۰) $\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}}$

که در آن مقدار A از رابطه (۱۱) به‌دست می‌آید که در آن n، تعداد مشاهداتی که در آن بارندگی روی داده و $\bar{x}$، میانگین بارندگی بازه زمانی مورد مطالعه (ماهانه، سه ماهه و...) می‌باشد.

رابطه (۱۱) $A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n}$

حال با استفاده از پارامترهای برآورد شده در رابطه‌های بالا و با فرض $t = x/\hat{\beta}$، می‌توان احتمال تجمعی بارندگی در مقیاس مورد نظر برای هر ایستگاه را به شکل تابع گامای ناقص با رابطه زیر به‌دست آورد:

رابطه (۱۲) $G(x) = \frac{1}{\Gamma(\hat{\alpha})} \int_0^x t^{\hat{\alpha}-1} e^{-t} dt$

تابع احتمال تجمعی که در برگیرنده مقادیر صفر هم باشد به‌صورت رابطه (۱۳) تعریف می‌شود:

رابطه (۱۳) $\mathrm{H(x)} = \mathrm{q} + (1 - \mathrm{q})\mathrm{G(X)}$

در این رابطه q، برابر با احتمال مقادیر بارندگی صفر است. در صورتی که M تعداد مقادیر صفر در یک سری زمانی بارش باشد، Q را می‌توان از طریق رابطه زیر برآورد نمود:

رابطه (۱٤) $q = \frac{m}{n}$

H (x) با استفاده از رابطه (۱۵) و (۱٦) به توزیع نرمال استاندارد با میانگین صفر و انحراف معیار یک انتقال داده می‌شود که این مقدار همان شاخص SPI است.

رابطه (۱۵) $Z = SPI = -\left[t - \frac{c_{0+}c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}\right] \qquad 0 < H(x) \leq 0.5$

رابطه (۱٦) $Z = SPI = +\left[t - \frac{c_{0+}c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}\right] \qquad 0.5 < H(x) < 1$

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

در اینجا

رابطه (۱۷)
$$t = \sqrt{\ln\left[\frac{1}{(H(x))^2}\right]} \qquad 0 < H(x) \leq 0.5$$

رابطه (۱۸)
$$t = \sqrt{\ln\left[\frac{1}{(1-H(x))^2}\right]} \qquad 0.5 < H(x) < 1.0$$

و ضرایب مربوط برابر با

رابطه (۱۹)
$$c_0 = 2.515517 \qquad c_1 = 0.802853 \qquad c_2 = 0.010328$$

رابطه (۲۰)
$$d_1 = 1.432788 \qquad d_2 = 0.189269 \qquad d_3 = 0.001308$$

بدین ترتیب SPI نمره Z و یا مقدار انحرافات استاندارد بالاتر و پایین‌تر از میانگین را نشان می‌دهد.

شاخص خشکسالی جریان‌های رودخانه‌ای (SDI)

شاخص خشکسالی SDI، مشابه نمایه SPI می‌باشد؛ با این تفاوت که به جای متغیر بارش در این روش از مقادیر جریان رودخانه استفاده می‌شود. در این روش فرض می‌شود که سری‌های زمانی حجم جریان‌های رودخانه‌ای ماهانه به صورت Q_{ij} موجود می‌باشد که در آن اندیس i سال هیدرولوژیکی و اندیس j ماه مربوط به سال هیدرولوژیک می‌باشد. اساس این سری‌ها بر پایه رابطه ۲۱ می‌باشد:

رابطه (۲۱)
$$V_{ik} = \sum_{j=1} Q_{ij} \quad i = 1,2,\ldots \quad j = 1,2,\ldots,12 \quad k = 1,2,3,4,5,6$$

که در آن V_{ik}، حجم تجمعی جریانات رودخانه‌ای در سال هیدرولوژیکی i و دوره مبنای k ماهه است. مقادیر k برابر ۱، ۲، ۳، ٤، ٥ و ٦ و به ترتیب بیانگر دوره‌های زمانی ۳، ٦، ۹، ۱۲، ۲٤ و ٤٨ ماهه می‌باشد. شاخص (SDI) بر اساس حجم تجمعی جریانات رودخانه‌ای (V_{ik}) برای دوره مبنای (k) مربوط به (i) سال هیدرولوژیکی به‌صورت رابطه زیر به‌دست می‌آید:

رابطه (۲۲)
$$SDI_{ik} = \frac{V_{ik} - \overline{V_k}}{S_k} \qquad i = 1,2,\ldots \quad k = 1,2,3,4,5,6$$

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

$\overline{V_k}$ میانگین مجموع حجم دبی و S_k انحراف معیار مبنای (k) می‌باشد (مفیدی پور و همکاران، ۱۳۹۱: ۲۰). در جدول (۱) مقادیر SPI و SDI و شدت‌های مختلف خشکسالی ارائه شده است.

جدول ۱- طبقه‌بندی مقادیر SPI و SDI

مقدار SPI (مک کی و همکاران، ۱۹۹۵)	وضعیت خشکسالی	مقدار SDI (مفیدی‌پور و همکاران،۱۳۹۱)	وضعیت خشکسالی
SPI ≥ +۲	ترسالی بسیار شدید	SDI ≥۰	فاقد خشکسالی
۱/۵ تا ۱/۹۹	ترسالی شدید	۱- تا ۰	خشکسالی ملایم
۱ تا ۱/٤۹	ترسالی ملایم	۱/۵- تا ۱-	خشکسالی متوسط
۰/۹۹ – تا ۰/۹۹	نزدیک نرمال	۲- تا ۱/۵-	خشکسالی شدید
۱- تا ۱/٤۹-	خشکسالی ملایم	SDI <-۲	خشکسالی خیلی شدید
۱/۵- تا ۱/۹۹-	خشکسالی شدید		
SPI ≤ -۲	خشکسالی بسیار شدید		

شاخص گیاهی تفریقی نرمال شده (NDVI)

تغییرات کاربری اراضی باعث تغییر در سیکل هیدرولوژیکی حوضه شده و در نتیجه باعث تغییر تعادل آب بین بارش، تبخیر، نفوذپذیری و پاسخ رواناب می‌شوند (سلمانی و همکاران، ۱۳۹۱: ٤٤). شاخص NDVI یکی از پرکاربردترین شاخص‌های گیاهی جهت بررسی وضعیت پوشش گیاهی است که نخستین بار توسط تاکر به‌عنوان شاخص سلامت تراکم پوشش گیاهی مطرح گردید (Tucker, 1979: 130).

رابطه (۲۳)
$$\mathrm{N\ DVI} = \frac{\rho_{NIR}-\rho_{RED}}{\rho_{NIR}+\rho_{RED}}$$

ρ_{NIR} ، بازتاب طیفی در باند مادون قرمز نزدیک و ρ_{RED}، بازتاب طیفی در باند قرمز مرئی است که به علت استفاده از تصاویر سنجنده TM مطابق با فرمول زیر جایگزین می‌شود:

رابطه (۲٤)
$$\mathrm{NDVI} = \frac{\rho(\mathrm{band4})-\rho(\mathrm{band3})}{\rho(\mathrm{band4})+\rho(\mathrm{band3})}$$

در این روش، دامنه تغییرات و مقادیر NDVI از ۱- تا ۱+ است. مقدار عددی زیاد نشان دهنده پوشش گیاهی سالم بوده و مقدار عددی کم دلالت بر پوشش گیاهی ناسالم و یا تحت فشار همانند شرایط اراضی بدون پوشش دارد (سرودی و جوزی، ۱۳۹۲: ۱۱۵-۱۱٤).

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

تبدیل تسلدکپ

یکی از روش‌های آنالیز پوشش گیاهی و خاک توسط سنجش از دور، روش تبدیل Tasseled cap می‌باشد که یک نوع تبدیل خطی ساده است. هر یک از مؤلفه‌های تسلدکپ حاصل جمع تمامی باندهای سنجنده است که به نسبت‌های متفاوتی وزن داده شده‌اند (علوی پناه و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۱۵). این تبدیل برای داده‌های TM شامل سه عامل روشنایی (مؤلفه اول)، سبزی (مؤلفه دوم) و نمناکی (مؤلفه سوم) است (آرخی و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۷۱). در این تحقیق از مولفه سوم تبدیل تسلدکپ جهت بررسی رطوبت خاک در منطقه مورد مطالعه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست سنجنده TM5 در سال‌های ۱۹۸۵ و ۲۰۰۶، استفاده شده است و جهت آشکارسازی تغییرات، روش تفریق تصاویر مورد استفاده قرار گرفت.

بررسی تاثیر متغیرهای بارش و دبی سد علویان بر روی رودخانه صوفی‌چای

یکی از فنون بسیار مهم در مطالعات آب‌وهوایی تحلیل‌های رگرسیونی است. مدل رگرسیونی چند متغیره نوع بسط یافته از مدل رگرسیونی خطی دو متغیره است که در آن سعی می‌شود بر اساس چندین متغیر مستقل پیش‌بینی یا متغیر وابسته برآورد شود. این مدل بر اساس رابطه (۲۵) ارائه می‌شود:

$$y = a + b_1x_1 + b_2x_2 + \cdots + b_ix_i$$ رابطه (۲۵)

که در آن a، ضریب رگرسیون ثابت و b1 تا bi، ضریب رگرسیون جزئی است (فرجزاده، ۱۳۸۹: ۸۵). جهت مقایسه تاثیر احداث سد علویان و خشک‌سالی‌های منطقه بر کاهش دبی رودخانه‌ها از رابطه رگرسیون خطی چندگانه و ضریب همبستگی پیرسون استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده در این آزمون شامل، بارش و دبی متوسط ایستگاه مراغه (ایستگاه پایین دست سد) و دبی ورودی سد علویان می‌باشد که به‌صورت ماهانه و از سال‌های آماری مشترک (۱۳۸۹-۱۳۷۶) استفاده شده است که دبی رودخانه به‌عنوان متغیر وابسته و دبی ورودی سد علویان و بارش به‌عنوان متغیر مستقل در نظر گرفته شده است.

یافته‌ها و بحث

نتایج حاصل از آزمون من کندال برای سری‌های دبی متوسط ماهانه (جدول ۲) نشان می‌دهند که در مقیاس ماهانه در سطح ۹۵ درصد، حوضه صوفی‌چای ۷۲/۲۲٪ و در حوضه مردق‌چای ۷۵٪ داده‌ها دارای روند نزولی معنی‌دار

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

می‌باشند. در سطح ۹۹ نیز در حوضه صوفی چای ٤٥/٨٣ درصد و حوضه مردق‌چای با ٦٢/٥ درصد روند کاهشی معنی‌دار را نشان می‌دهند. در مقیاس سالانه، در سطح ۹۵ درصد در هر دو حوضه مورد مطالعه ۵۰٪ داده‌ها روند نزولی معنی‌دار را نشان می‌دهند در حالی که در سطح ۹۹ درصد، در حوضه صوفی چای تمامی داده‌ها فاقد روند می‌باشد و در حوضه مردق چای ۵۰ درصد داده‌ها دارای روند معنی‌دار می‌باشند.

جدول ۲- مقادیر آماره من کندال (z) پس از حذف اثر ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار برای سری داده‌های دبی متوسط

ایستگاه	اسفستانج	تازه‌کند	چکان	خرمازرد	قشلاق‌امیر	کهلیک‌دره سی	مراغه	مغانجیق
مهر	-۳/۲۹**	-۲/۱۸*	-۲/۲۹*	-۲/۱۸*	-۱/۷۸	-۳/٦٥**	-۱/۳۵	-٤/۱۹**
آبان	-۲/۰۳*	-۲/۷۷**	-۳/۷۹**	-۲/۵۸**	-۳/۷۷**	-۳/۸٤**	-۱/٦۷	-۱/٤۱
آذر	-۳/۰٤**	-۱/۵۳	-۱/٤۳	-۲/۹۲**	-۲/۸۸**	-۲/۹۰**	-۳/۱۱**	-۰/۸۹
دی	-۲/۵۷*	-۲/۳٤*	۰/۱۱	-۲/۰۱*	-۱/۳۰	-۲/۸۸**	-۳/۰۸**	-٤/٦۷**
بهمن	-۳/۱۲**	-۱/۵٤	۱/۰٦	-۳/۰٦**	-۳/۳٤**	-۲/۹۳**	-۰/٤۱	-۰/۸٦
اسفند	-۱/۸٦	۱/۵۱	۰/۲۳	-۱/٤۱	-۳/٤۰**	-۱/۹۸*	-۲/۰٤*	۰/۳۱
فروردین	-۲/٦٤**	-۱/۹۰	-۱/۰٦	-۲/٤۸*	-۲/۰۷*	-۲/۹۷**	-۲/۵۷*	-۵/۲۹**
اردیبهشت	-۲/۲۸*	-۱/۰۲	-۱/٦۲	-۰/۷٦	-۲/۰۹*	-۲/۰۵*	-۲/۱۸*	-۳/۱۸**
خرداد	-۲/۸۸**	-۲/۹٦**	-۲/۳۲*	-۲/۵۰*	-۲/۷٦**	-۲/۰٦*	-۳/۰۹**	-۷/۹۵**
تیر	-٦/۵٦**	-۲/۷۷**	-٤/۲۱**	-۲/۱٦*	-۲/٦۸**	-٤/۰۹**	-٤/۰٤**	-۲/۳۰*
مرداد	-۱۰/۱۱**	-۳/۱۰**	-٤/۷۹**	-۲/٦٦**	-۷/۰۰**	-۰/۵۸	-۵/٦۹**	-٤/۷۹**
شهریور	-۰/۲٦	-۳/۷٤**	-٤/۲۵**	-۳/٦۵**	-۲/۵۹**	-۱/٦۰	-۲/۲۱*	-۳/۱۹**
سال	-۲/۲۲*	-۱/۸۸	-۱/۵۲	-۲/۱۱*	-۱/٦۳	-۲/۵۷*	-۰/٦۱	-٤/٤۳**

*: معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد

**: معنی‌دار در سطح ۹۹ درصد

بر اساس نتایج حاصل از آزمون من کندال برای سری زمانی دبی حداکثر ماهانه (جدول ۳) مشخص می‌شود که در هر دو حوضه مورد مطالعه، ٦٦/٦٦ درصد داده‌ها در سطح ۹۵ درصد دارای روند معنی‌دار کاهشی می‌باشند. همچنین تمامی سری‌های زمانی دارای روند معنی‌دار، دارای روند نزولی بوده و در هیچ ایستگاهی روند صعودی دیده نمی‌شود. بیش‌ترین شیب روند نزولی در ماه‌های گرم سال، به‌ویژه در فصل بهار مشاهده می‌شود. در مقیاس سالانه نیز تمامی ایستگاه‌ها روند نزولی معنی‌داری را نشان می‌دهند که این میزان معنی‌داری، در سطح ۹۹ درصد کاهش داشته است.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

جدول ۳- مقادیر آماره من کندال (z) پس از حذف اثر ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار برای سری زمانی دبی حداکثر

ایستگاه	اسفستانج	تازه‌کند	چکان	خرمازرد	قشلاق‌امیر	کهلیک‌دره‌سی	مراغه	مغانجیق
مهر	-۲/۳۵*	-۳/۱٤**	٤/۵۰**	-۳/٤۱**	-۳/۱۱**	-۲/۳۸*	-۲/٦۰**	-۲/۲۰*
آبان	-٤/۰۱**	-۰/۲۹	-۱/۷۸	-۱/۸٤	-۲/٦٦**	-۲/٦۱**	-۳/۸٤**	-۲/۳۰*
آذر	-۲/٤۸*	-٤/۲٤*	-۱/۳٤	-۲/۱۹*	-۲/۸٦**	۱/۲۵	-۲/۲٦*	-۱/۰۳
دی	-۲/۲۲*	-۲/۵٤*	۰/۰۰	-۲/۱۷*	-۲/٦۳**	-۰/۱۸	-۳/۱۱**	-۱/۸٦
بهمن	-۳/۲۲**	۰/٤٦	۱/۷٦	-۳/۳٦**	-۱/۷۵	-۲/۱۵*	-۲/۵۱*	-۱/۲۷
اسفند	-۰/۱۹	۱/۳٤	۱/۰٦	-۱/۷۷	-۲/۰٦*	-۲/۱۷*	-۱/۳٦	-۰/۸۹
فروردین	-۲/٤٦*	-۲/۲٦*	۱/۰٦	-۲/۰۷*	-۱/۹۲	-۲/۱۷*	-۱/۳٦-	-۱/۵۷
اردیبهشت	-۱/۲۹	-۱/۵۷	-۲/۳۸*	-۱/۳۳	-۱/۹۲	-۱/۷۸	-۱/۲۱	-۳/٤۵**
خرداد	-۲/٤۱*	-۲/۸۰**	-۲/۸۲**	-۲/۵۰*	-۲/٦۸**	-۲/٤۵*	-۰/۹٦-	-۳/۹۳**
تیر	-٤/٤٦**	-۲/۹۵**	-٤/٤۰**	-۳/۱۲**	-۳/۳۱**	-۲/۷۳**	-۱/۹٦*	-٤/۱۵**
مرداد	-۲/۵۹**	-۳/۰۵**	-٤/۷٦**	-۲/۹۹**	-۳/۵۳**	-۳/۰۳**	-۱/۷۵	-٦/۰۸**
شهریور	-۷/۲۹**	-۲/۲٤*	-۳/٦۳**	-٤/۳٤**	-۳/۷۹**	-۱/۵۱	-٤/٤٤**	-٤/۰۷**
سال	-۳/٤٦**	-۲/۷۸**	-۲/۲۳*	-۲/٦٤**	-۲/۷٤**	-۲/۳۹*	-۲/۳۹*	-۲/۱٦*

*: معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد

**: معنی‌دار در سطح ۹۹ درصد

مقادیر آماره برای سری های بارش (جدول ٤) نشان می‌دهند که در مقیاس ماهانه روندهای متفاوتی در ایستگاه‌ها دیده می‌شود. درصد زیادی از داده‌ها فاقد روند معنی‌دار بوده و در سری‌هایی هم که معنی‌دار می‌باشند، روندهای متفاوتی دیده می‌شود. در مقیاس سالانه نیز هیچ‌کدام از سری داده‌ها معنی‌دار نیستند؛ بنابراین با توجه به ناکافی بودن تعداد سری‌های دارای روند معنی‌دار می‌توان چنین نتیجه گرفت که روندهای معنی‌دار در منطقه تابع نظم خاصی نبوده و نمی‌توان روند خاصی را در طول سال‌های مورد مطالعه بر بارندگی منطقه نسبت داد.

بر طبق مقادیر آماره برای سری‌های زمانی دما (جدول ۵)، در مقیاس ماهانه، تمامی ایستگاه‌ها دارای روندهای متفاوت می‌باشند که به طور کلی، روند افزایشی دما در ماه‌های مختلف، بیش‌تر از روند کاهشی می‌باشد، گرچه بسیاری از آن‌ها معنی‌دار نمی‌باشند. ناگفته نماند که هیچ‌کدام از روندهای کاهشی دما در سطوح معنی‌داری مورد مطالعه، معنی‌دار نیستند و تمامی روندهای معنی‌دار، افزایش دما را نشان می‌دهند که بیش‌تر در ماه‌های سرد سال می باشد. در سری سالانه نیز تمام ایستگاه‌ها روند افزایشی را نشان می‌دهند که غیر معنی‌دار تشخیص داده شدند.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

جدول ٤- مقادیر آماره من کندال(z) پس از حذف اثر ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار برای سری داده‌های بارش

ایستگاه	بناب	خرمازرد	خوشه مهر	زینجناب	شیرین کندی	قشلاق امیر	مراغه	مغانجیق	ملکان	نخودآباد
مهر	-۰/۵٦	-۰/۲۲	-۰/٤۸	-۰/٦۲	۰/۸٦	-۱/۵۵	-۰/۰۹	-۰/۷۸	-۰/٤۲	-۰/۵۹
آبان	۱/۳۹	۰/۷۵	۲/۰۱*	۲/۰۵*	۲/٦۸**	۱/٤۸	۱/۷۵	۰/۹۸	۱/۱۵	۱/۵۳
آذر	-۱/۱۰	-۱/۰۲	-۰/٤۹	-۲/۲۸*	-۰/۲۸	-۱/۲۰	-۰/۹۵	-۱/۵۱	-۲/۰٤*	-۱/۱۸
دی	۰/۵۸	-۰/۱۱	-۰/۰۱	۰/۲۰	۰/۷۷	۰/۳٤	۰/۵٦	۰/۰٤	-۱/۳٤	۰/۵۱
بهمن	۰/۸۵	۰/۳۸	۰/۰۱	۲/۳۲*	-۱/۱۷	۰/٤۹	۰/۳۰	-۰/۱٦	-۱/٤۵	۰/۰۸
اسفند	-۰/۱۵	-۰/۵۱	۰/۲۳	-۱/۰٦	-۰/٦۹	-۰/۸٤	-۰/٤۸	۰/۱۵	-۱/۵۸	-۰/٤۵
فروردین	۰/۰۸	-۱/۱۸	۰/۳۸	۱/۷۳	۰/۰٦	-۱/۳۷	-۰/۷۱	-۱/۳۸	-۱/۱٦	-۰/۹۱
اردیبهشت	-۱/۳۲	-۱/۰٤	-۰/٦۷	-۱/۳۸	-۰/۸٤	-۱/٤٦	-۱/۳۵	-۱/۸٤	-۱/۹۱	-۱/۳۱
خرداد	۰/۲۵	-۰/۷۳	۰/٤٦	-۰/۳۹	-۱/۵۹	-۰/٦۳	۰/۰۵	-۱/۱۰	-۰/۰۵	-۰/۳۳
تیر	-۲/۱۲*	۰/۰۸	۳/٤٤**	۲/۲۳*	۲/۸۹**	-۰/۲۵	-۰/۲۳	-۱/٦۸	۱/۰۳	-۲/۸٤*
مرداد	-۲/٤۳*	۰/۰۵	۱/۲۰	۰/۹٦	۵/۱۲**	-۰/۸۱	۰/٦۱	۰/۹۵	۱/۰۵	-۰/۷۲
شهریور	-۳/٦۱**	۰/۲۸	۰/٤۷	۱/۲۲	۳/۳۷**	۰/۹۳	۱/۳٦	-۱/۲۸	۱/۹۹*	۰/۸۲
سال	۰/۳۹	-۰/۷۹	۱/۲٦	۱/۱۷	-۰/۳٦	-۱/۵۱	-۰/۳۰	۰/۱۷	-۱/۹٤	-۱/٤۱

*: معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد

**: معنی‌دار در سطح ۹۹ درصد

جدول ۵- مقادیر آماره من کندال (z) پس از حذف اثر ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار برای سری داده‌های دما

ایستگاه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سال
بناب	۰/۹٤	۱/۱۱	۰/۰٦	۰/۲۷	۲/۰۲*	۳/۱۹**	-۰/۸۱	-۱/۲۱	-۰/۲۷	۱/۸۰	۰/۲٦	۰/۱۰	۱/۳۳
سد علویان	۰/۹۸	۰/۸۵	۰/۰۲	۰/۲۳	۱/۹۲	۲/۹۲**	-۰/۵۰	-۱/۸۱	-۰/٦۵	۱/٦۷	۰/۱۹	-۰/۱۷	۰/٦۲
مراغه	۰/۹۰	۰/۸۸	-۰/۱۳	۰/۳۸	۲/۰۸*	۳/۲۵**	۱/۰٤	۲/٤۲*	۱/٤۲	۰/۲۹	۲/۳٤*	۳/۲۹**	۱/۰٤
مغانجیق	۰/۵۳	-۰/٦۸	-۰/٤۱	۰/۱۲	۱/۱۱	۱/۰٦	-۰/۹۱	-۱/۷۲	-۰/۷۰	۱/٤۸	-۰/۳۲	۰/۳٤	۰/۰۷

*: معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد

**: معنی‌دار در سطح ۹۹ درصد

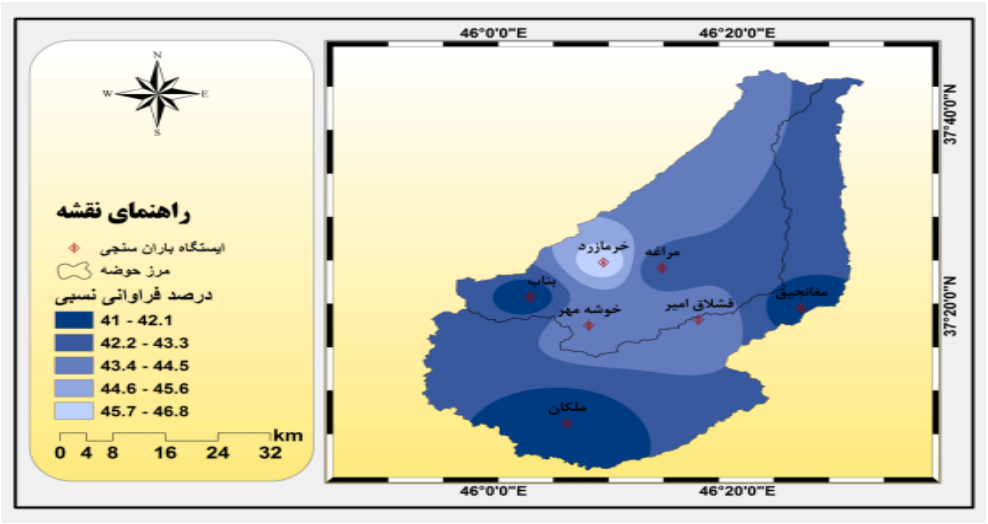
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

وضعیت خشک‌سالی‌های هواشناسی حوضه صوفی‌چای ومردق‌چای

مشخصات خشک‌سالی های هواشناسی با استفاده از نمایه SPI و خشک‌سالی هیدرولوژیکی با استفاده از SDI در بازه‌های زمانی ۳ ماهه (خشک‌سالی کوتاه مدت) و ۱۲ ماهه (خشک‌سالی بلند مدت) محاسبه شد. برطبق جدول (٦) که فروانی وقوع خشکسالی‌ها را در بازه های مورد مطالعه نشان می‌دهد؛ در هر دو مقیاس مورد مطالعه ایستگاه خرمازرد در حوضه صوفی چای بیش‌ترین فراوانی خشک‌سالی هواشناسی را داشته است و ایستگاه کهلیک دره سی نیز در هر دو بازه ۳ و ۱۲ ماهه بیش‌ترین فروانی وقوع خشک‌سالی هیدرولوژیکی را داشته است.

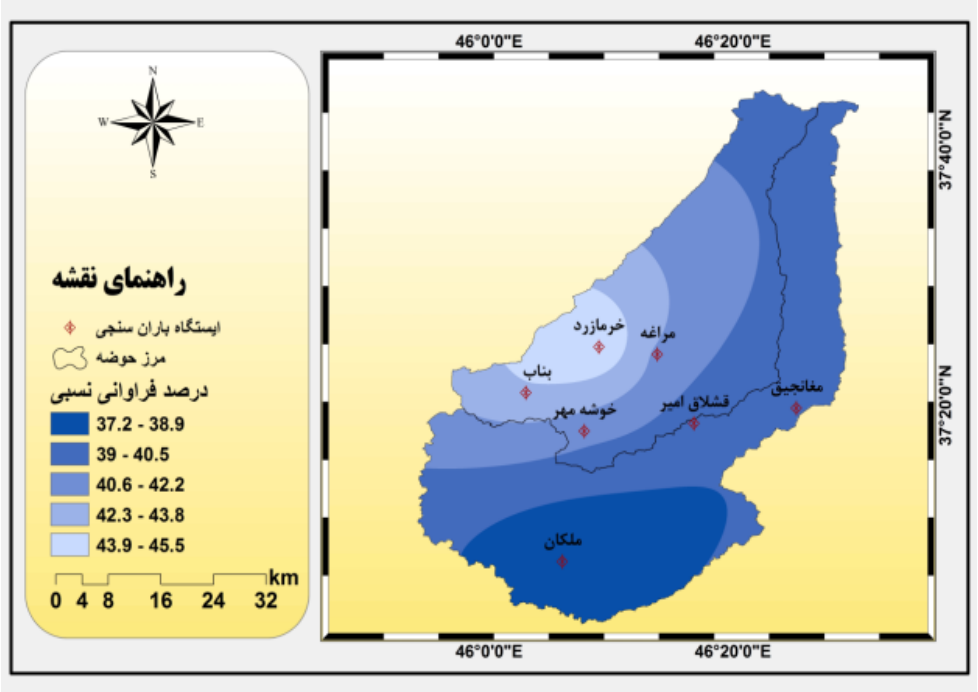
جدول ٦- فراوانی خشک‌سالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی در مقیاس ۳ و ۱۲ ماهه

ایستگاه	خشک‌سالی هواشناسی		ایستگاه	خشک‌سالی هیدرولوژیکی	
	۳ ماهه	۱۲ ماهه		۳ ماهه	۱۲ ماهه
بناب	۱۹۳	۱۹۹	اسفستانج	۲۳۳	۲۱۹
خرمازرد	۲۱۸	۲۰۸	تازه کند	۲۱٦	۲۲۰
خوشه مهر	۲۰۷	۱۸۸	چکان	۲۲۵	۲۱۵
قشلاق‌امیر	۲۰٦	۱۸۱	قشلاق امیر	۱۹۳	۱۸۱
مراغه	۱۹۷	۱۹۱	کهلیک دره سی	۲٦٤	۲۳۸
مغانجیق	۱۹۳	۱۷۹	مراغه	۲۱۸	۲۰۵
ملکان	۱۹۱	۱۷۰	مغانجیق	۲٤٤	۲۱۹



شکل ۲: گستره درصد فراوانی نسبی خشک‌سالی‌ها در مقیاس زمانی ۳ ماهه

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل ۳: گستره درصد فراوانی نسبی خشکسالی‌ها در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه

جدول ۷- شدیدترین مقدار مشاهده شده SPI در مقیاس ۳ و ۱۲ ماهه

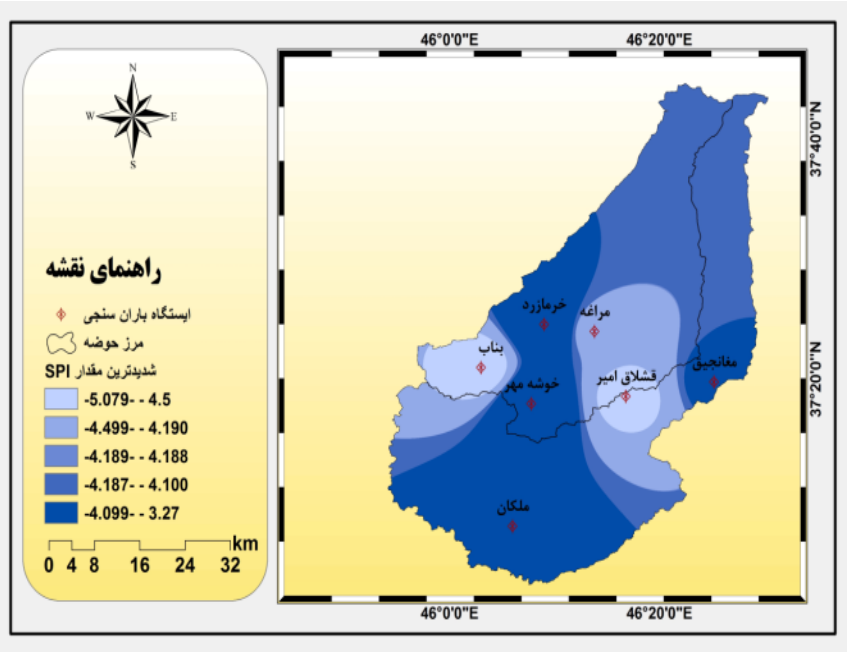
ایستگاه	مقادیر SPI		شدیدترین زمان		زمان شروع		تداوم (ماه)	
	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه
بناب	-۵/۰۸	-۳/۵۹	فروردین ۱۳٦٤	تیر ۱۳٦٤	دی ۱۳٦۳	آذر ۱۳٦۳	۷	۸
خرمازرد	-۳/٤۳	-۲/۵۷	خرداد ۱۳۸۷	خرداد ۱۳۸۷	دی ۱۳۸٦	آبان ۱۳۸٦	۷	۹
خوشه مهر	-۳/۲۷	-۲/۳۸	خرداد ۱۳۸۷	مهر ۱۳٦۸	دی ۱۳۸٦	مهر ۱۳٦۸	۸	۱۰
قشلاق‌امیر	-٤/۸۷	-۲/۹۲	دی ۱۳۵۱	اردیبهشت ۱۳۸۷	دی ۱۳۵۱	آبان ۱۳۸٦	۱۰	۹
مراغه	-٤/٤۲	-۲/۹۳	دی ۱۳۵٦	اسفند ۱۳۷۸	دی ۱۳۵٦	مهر ۱۳۷۸	٤	۱۰
مغانجیق	-۳/۹۳	-۳/۳	تیر ۱۳۷۸	خرداد ۱۳۸۷	فروردین ۱۳۷۸	آبان ۱۳۸٦	۷	۹
ملکان	-۳/۸۵	-۳/٤٤	اسفند ۱۳۷۹	اسفند ۱۳۷۹	دی ۱۳۷۹	مهر ۱۳۷۹	۱۰	۱۰

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

گستره درصد فروانی نسبی خشک‌سالی‌های هواشناسی (اشکال ۲ و ۳) نیز نشان می‌دهند که به‌طور کلی در هر دو مقیاس زمانی بیش‌ترین فراوانی وقوع خشک‌سالی در شمال‌غرب و سپس مرکز منطقه مورد مطالعه می‌باشد. جنوب منطقه نیز دارای کم‌ترین فراوانی وقوع خشک‌سالی می‌باشد. در واقع شمال‌غرب منطقه دارای پتانسیل بیش‌تری در وقوع خشک‌سالی هواشناسی می‌باشد که با نتایج فراوانی وقوع خشک‌سالی هیدرولوژیکی در منطقه همخوانی دارد که در مدیریت منابع آب حایز اهمیت است.

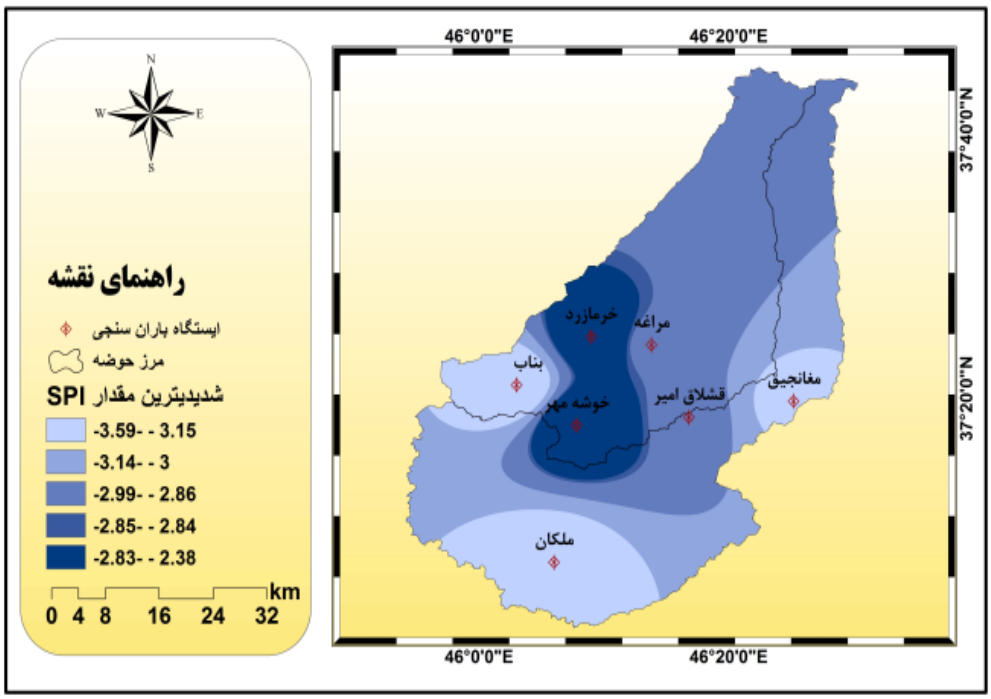
جدول ۸- شدیدترین مقدار مشاهده شده SDI در مقیاس ۳ و ۱۲ ماهه

ایستگاه	مقادیر SDI		شدیدترین زمان		زمان شروع		تداوم (ماه)	
	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه
اسفستانج	-۲/۵۸	-۱/۹۲	اسفند ۱۳۸۹	اسفند ۱۳۸۹	دی ۱۳۸۹	مهر ۱۳۸۹	۸	۱۲
تازه کند	-۲/٤۱	-۲/۵	اسفند ۱۳۷۱	فروردین ۱۳۸۸	بهمن ۱۳۷۱	مهر ۱۳۸۷	۲	۱۲
چکان	-۳/٦۹	-۲/٦۳	دی ۱۳۸۹	بهمن ۱۳۸۷	دی ۱۳۸۹	مهر ۱۳۸۷	۳	۱۰
خرمازرد	-۲/۷۵	-۲/۸	اردیبهشت ۱۳۸۰	اردیبهشت ۱۳۸۰	دی ۱۳۷۹	مهر ۱۳۷۹	۱۰	۱۲
قشلاق امیر	-۲/۸۷	-۲/۵٤	دی ۱۳۸۹	فروردین ۱۳۸۸	دی ۱۳۸۹	مهر ۱۳۸۸	۳	۱۲
کهلیک‌دره‌سی	-۲/٤٦	-۱/۳۷	اسفند ۱۳٦۹	دی ۱۳۸۰	دی ۱۳٦۹	مهر ۱۳۸۰	۱۰	۱۲
مراغه	-۳/۰۳	-۲/٤۷	مرداد ۱۳۷۰	اردیبهشت ۱۳۸۰	اردیبهشت ۱۳۷۰	مهر ۱۳۷۹	٦	۱۲
مغانجیق	-۲/۸٦	-۲/٤۳	اسفند ۱۳٦۹	بهمن ۱۳۸۷	دی ۱۳٦۹	مهر ۱۳۸۷	۸	۱۲



شکل ٤: گستره شدیدترین خشک‌سالی‌های هواشناسی در مقیاس زمانی ۳ ماهه

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل ۵: گستره شدیدترین خشک‌سالی‌های هواشناسی در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه

همچنین نقشه‌های حاصل از پهنه‌بندی شدیدترین مقادیر خشک‌سالی هواشناسی نیز در مقیاس‌های مورد مطالعه (اشکال ٤ و ٥) نشان می‌دهند که در هر دو مقیاس زمانی، شمال‌غرب منطقه به‌صورت مشترک شدیدترین خشک‌سالی‌ها را نشان می‌دهند؛ بنابراین شمال‌غرب منطقه مورد مطالعه که قسمت پایین‌دست حوضه صوفی‌چای می‌باشد، هم از نظر فراوانی وقوع و هم از نظر شدت آن قابل توجه می‌باشد که برنامه‌ریزی مناسب منابع آب را می‌طلبد.

مقادیر به‌دست آمده از شاخص SPI نشان می‌دهد که به‌طور مشترک دوره طولانی مدت خشک‌سالی هواشناسی در منطقه مورد بحث در سال‌های ۷۹-۱۳۷٦ و ۸۹-۱۳۸٦ بوده است. در رابطه با طولانی‌ترین تداوم خشک‌سالی هیدرولوژیکی نیز، دو دوره خشک‌سالی در طی سال‌های ۸۰-۱۳۷۷ و ۹۰-۱۳۸٦ روی داده است که تقریباً همزمان با وقوع خشک‌سالی هواشناسی بوده است و شدیدترین خشک‌سالی‌ها نیز در همین دو بازه زمانی اتفاق افتاده است.

به منظور بررسی تأثیر خشک‌سالی‌های هواشناسی بر روی خشک‌سالی‌های هیدرولوژیکی، با استفاده از آزمون پیرسون ماتریس همبستگی بین ایستگاه‌ها، به‌صورت همزمان و با تأخیرهای مختلف (تأخیر ۱ تا ٦ ماه) در هر دو

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

بازه زمانی به‌دست آمد که ضرایب حاصل از آن در جداول (۹) و (۱۰) برای دوره‌های همزمان و با تأخیر یک ماهه، در مقیاس ۱۲ ماهه به عنوان نمونه درج شده است.

جدول ۹- ماتریس ضریب همبستگی پیرسون بین شاخص SPI و SDI در بازه زمانی ۱۲ ماهه به صورت همزمان

ایستگاه	چکان	اسفستانج	قشلاق‌امیر	کهلیک‌دره‌سی	خرمازرد	مراغه	مغانجیق	تازه کند
بناب	۰/۳۸**	۰/۲۶**	۰/۴۵**	۰/۲۶**	۰/۴۳**	۰/۵۰**	۰/۳۷**	۰/۲۵**
خرمازرد	۰/۲۲**	۰/۳۰**	۰/۵۵**	۰/۲۴**	۰/۴۷**	۰/۵۳**	۰/۴۵**	۰/۴۷**
خوشه مهر	۰/۳۹**	۰/۲۸**	۰/۴۹**	۰/۲۷**	۰/۴۸**	۰/۵۳**	۰/۵۹**	۰/۳۱**
قشلاق امیر	۰/۴۸**	۰/۳۰**	۰/۵۹**	۰/۲۸**	۰/۴۸**	۰/۶۲**	۰/۵۵**	۰/۴۴**
مراغه	۰/۴۲**	۰/۲۵**	۰/۴۸**	۰/۲۶**	۰/۵۱**	۰/۵۴**	۰/۴۴**	۰/۳۳**
مغانجیق	۰/۵۵**	۰/۳۳**	۰/۵۷**	۰/۳۴**	۰/۵۰**	۰/۵۶**	۰/۴۵**	۰/۲۲**
ملکان	۰/۳۱**	۰/۳۶**	۰/۶۵**	۰/۴۴**	۰/۶۳**	۰/۶۸**	۰/۵۳**	۰/۵۰**

**: معنی‌داری در سطح ۹۹ درصد

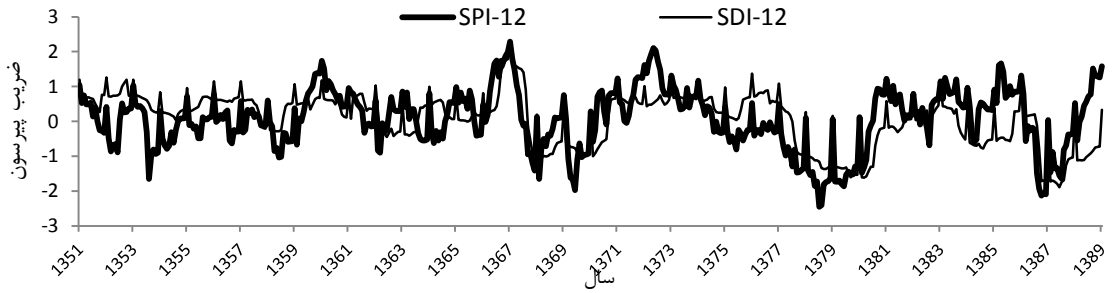
جدول ۱۰- ماتریس ضریب همبستگی پیرسون بین شاخص SPI و SDI در بازه زمانی ۱۲ ماهه با تأخیر یک ماهه

ایستگاه	چکان	اسفستانج	قشلاق امیر	کهلیک‌دره‌سی	خرمازرد	مراغه	مغانجیق	تازه کند
بناب	۰/۳۱**	۰/۲۲**	۰/۴۰**	۰/۲۲**	۰/۴۰**	۰/۴۶**	۰/۳۲**	۰/۲۰**
خرمازرد	۰/۱۵**	۰/۲۶**	۰/۵۰**	۰/۲۱**	۰/۴۵**	۰/۴۸**	۰/۳۹**	۰/۴۳**
خوشه مهر	۰/۳۲**	۰/۲۳**	۰/۴۳**	۰/۲۳**	۰/۴۵**	۰/۴۷**	۰/۵۳**	۰/۲۸**
قشلاق امیر	۰/۴۲**	۰/۲۴**	۰/۵۴**	۰/۲۳**	۰/۴۴**	۰/۵۶**	۰/۴۹**	۰/۳۹**
مراغه	۰/۳۵**	۰/۲۱**	۰/۴۳**	۰/۲۲**	۰/۴۸**	۰/۵۰**	۰/۳۹**	۰/۲۹**
مغانجیق	۰/۴۸**	۰/۳۰**	۰/۵۳**	۰/۳۰**	۰/۴۸**	۰/۵۲**	۰/۴۰**	۰/۱۸**
ملکان	۰/۲۴**	۰/۳۱**	۰/۵۹**	۰/۳۹**	۰/۵۸**	۰/۶۲**	۰/۴۸**	۰/۴۵**

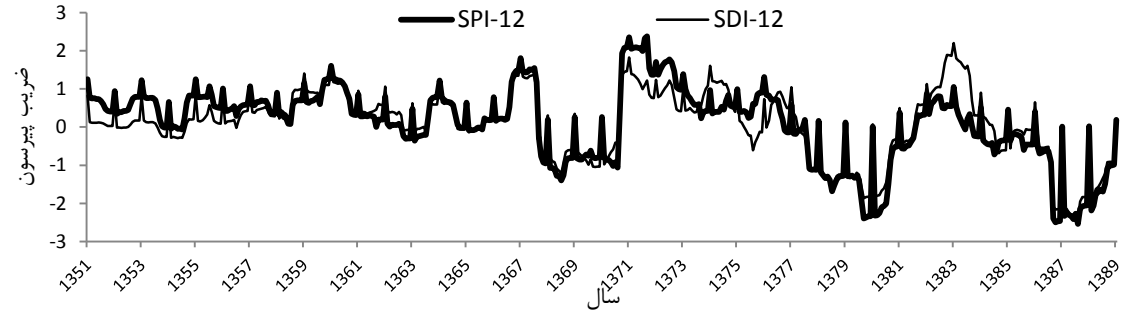
**: معنی‌داری در سطح ۹۹ درصد

بر اساس نتایج به‌دست آمده از آزمون پیرسون، رابطه زمانی بین وقوع خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در سطح ۹۹ درصد معنی‌دار است که این همبستگی به‌صورت همزمان و سپس در تاخیرهای یک ماهه قوی‌تر از دیگر تأخیرهای زمانی دیده می‌شود. در واقع با وقوع خشک‌سالی هواشناسی در منطقه، در همان ماه نیز خشک‌سالی هیدرولوژیکی در رودخانه‌ها اتفاق افتاده است و رفتار دبی رودخانه‌ها تابعی از میزان بارش در منطقه بوده است که در اشکال (٦) و (۷) این قضیه کاملاً مشهود می‌باشد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل ٦: نمودار SPI و SDI ۱۲ماهه برای حوضه صوفی‌چای



شکل ۷: نمودار SPI و SDI ۱۲ماهه برای حوضه مردق‌چای

شاخص گیاهی تفریقی نرمال شده (NDVI)

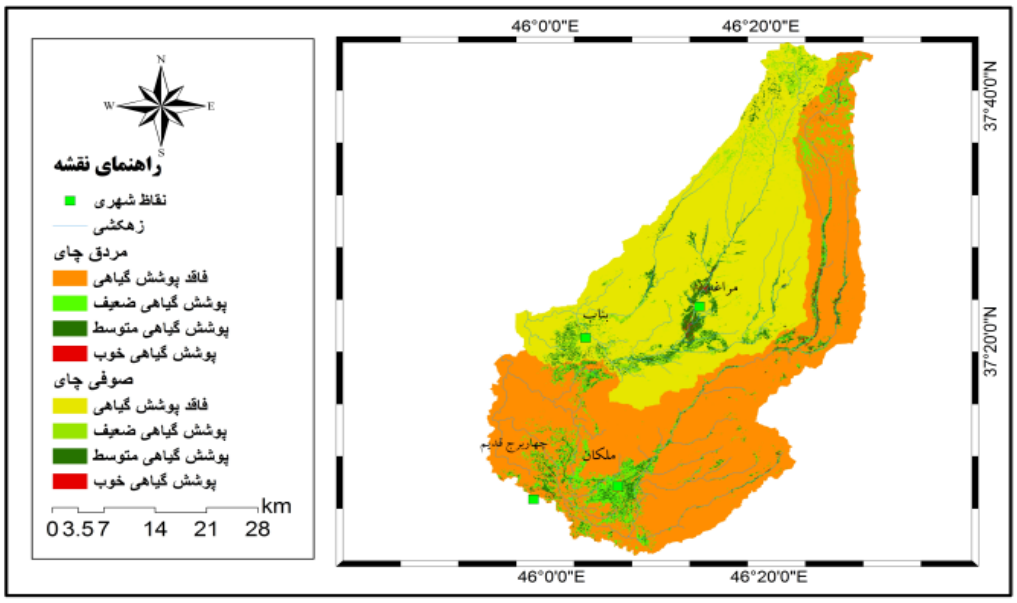
با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست و انجام تصحیحات هندسی و رادیومتری، نقشه‌های NDVI برای سال‌های ۱۹۸۵ و ۲۰۰٦ که دهه قبل و بعد از احداث سد علویان بر روی صوفی چای می‌باشد، تهیه شده و به چهار طبقه فاقد پوشش گیاهی، پوشش گیاهی ضعیف، متوسط و خوب دسته‌بندی شده است (اشکال ۸ و ۹).

محاسبه نقشه‌های NDVI در دو سال ۱۹۸۵ و ۲۰۰٦ نشان می‌دهد که در حوضه صوفی‌چای، وسعت اراضی فاقد پوشش گیاهی به طور محسوسی (حدود ۱۷/۷۸ کیلومتر مربع) کاهش یافته است و بر اراضی دارای پوشش گیاهی افزوده شده است. در سال ۲۰۰٦ اراضی دارای پوشش گیاهی با تراکم ضعیف ٦/۳۸ و با درجات متوسط ۱۲/۵۸ کیلومتر مربع افزایش یافته است؛ درحالی‌که مساحت پوشش گیاهی با درجات خوب به‌ویژه در بالادست حوضه ۰/۱۷ کیلومتر مربع کاهش یافته است.

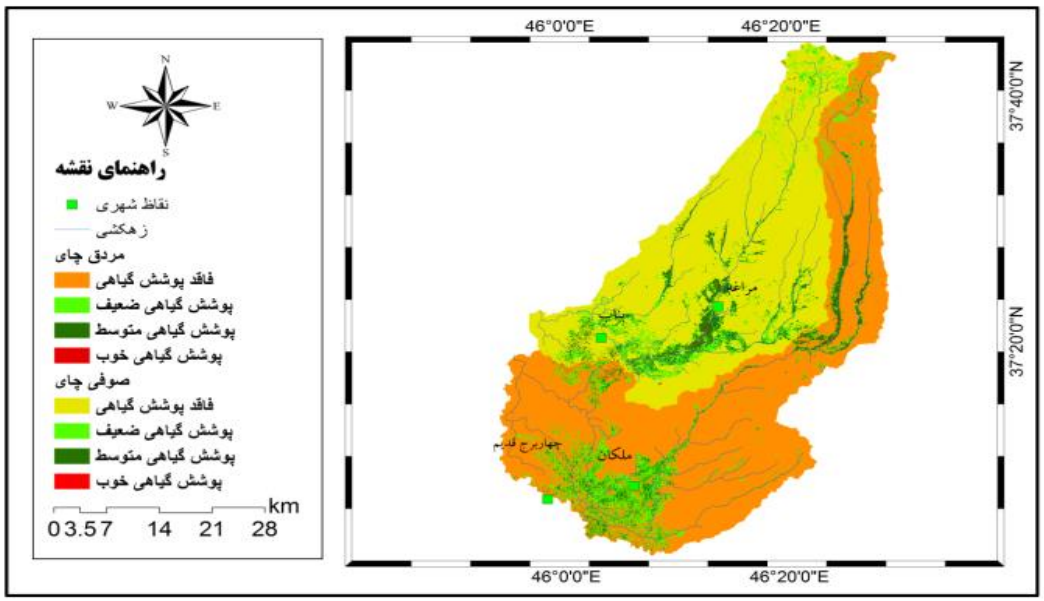
در حوضه مردق‌چای نیز اراضی فاقد پوشش گیاهی در سال ۲۰۰٦ کاهش قابل توجهی (حدود ۳۰/۹۸ کیلومتر مربع) داشته است که در سال ۲۰۰٦ حدود ۳۰/۹۸ کیلومتر مربع بر وسعت اراضی دارای پوشش گیاهی افزوده شده است.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

مساحت پوشش گیاهی با درجات ضعیف ۱۷/۵۱ و با درجات متوسط ۱٤/۰۲ کیلومتر مربع افزایش یافته است. در این حوضه نیز پوشش گیاهی با درجات خوب حدود ۰/۵۵ کیلومتر مربع کاهش را نشان می‌دهد؛ بنابراین با وجود افزایش کلی پوشش گیاهی در هر دو حوضه، در مناطق بالادست به‌دلیل عدم بهره‌برداری آب توسط جوامع انسانی، شاهد کاهش پوشش گیاهی بوده‌ایم در حالی که در مناطق پایین‌دست با احداث سد علویان و بندهای متعدد در منطقه، منابع آبی را در وسعت بیش‌تری از اراضی پخش کرده‌اند و پوشش گیاهی افزایش یافته است.



شکل ۸: تصویر NDVI طبقه بندی شده سال ۱۹۸۵ در حوضه صوفی‌چای و مردق‌چای



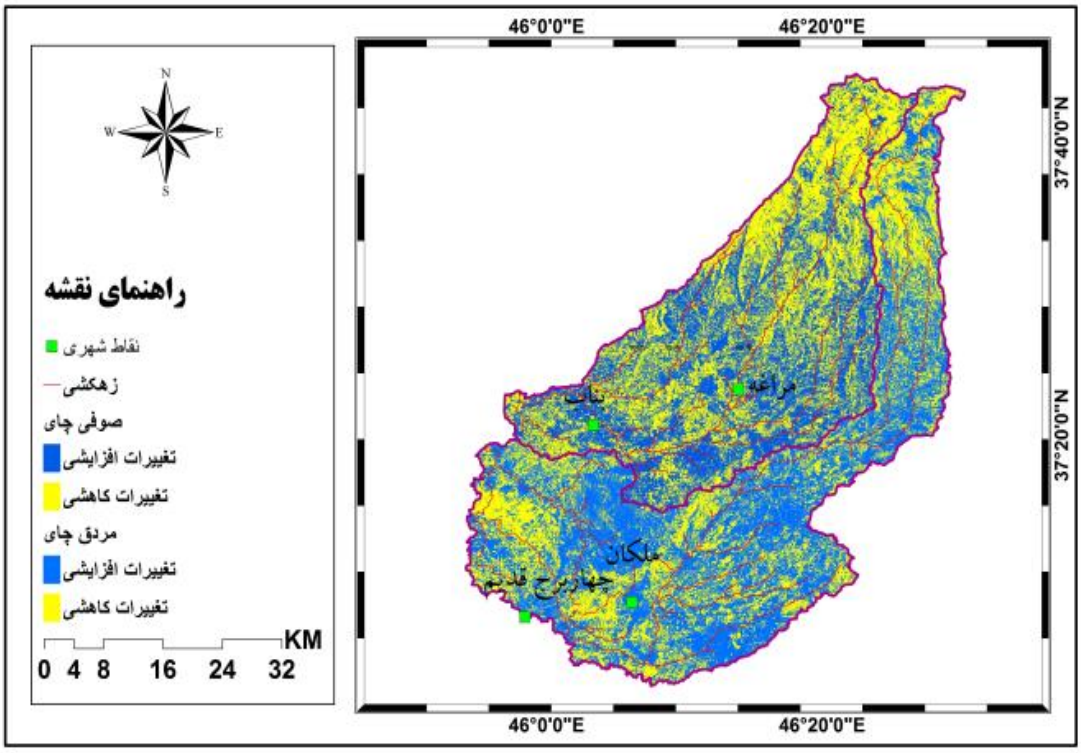
شکل ۹: تصویر NDVI طبقه‌بندی شده سال ۲۰۰٦ در حوضه صوفی‌چای و مردق‌چای

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

تبدیل تسلدکپ

جهت استخراج رطوبت خاک (نمناکی) برای سال های ۱۹۸۵ و ۲۰۰۶ از باند سوم تبدیل تسلدکپ استفاده گردیده است و سپس از تفاضل تصاویر حاصل، جهت مقایسه و بررسی تغییرات رطوبت خاک در دو سال مورد مطالعه استفاده گردیده است. در حوضه صوفی‌چای، حدود ۵۲/۳ درصد از مساحت حوضه، افزایش رطوبت خاک و ٤٧/٦ درصد از مساحت نیز کاهش رطوبت را در سال ۲۰۰٦ نشان می‌دهد. در حوضه مردق‌چای، تغییرات کاهشی ٤٠ درصد و تغییرات افزایشی رطوبت خاک ٦٠ درصد از مساحت حوضه را شامل می‌شود.

نقشه حاصل از تفاضل تصاویر نیز که در شکل ۱۰ ارائه شده است، نشان می‌دهد که تغییرات به‌وجود آمده یا به صورت افزایشی و یا کاهشی در منطقه می‌باشد و فاقد تغییرات صفر می‌باشد. در این میان بیش‌ترین تغییرات رطوبتی در هر دو حوضه متعلق به تغییرات افزایشی می‌باشد. همچنین تغییرات منفی رطوبت در نواحی بالادست و تغییرات مثبت در نواحی پایین‌دست هر دو حوضه بیش‌تر قابل مشاهده است؛ بنابراین در نواحی بالادست با کاهش تراکم پوشش گیاهی، رطوبت خاک متناسب با آن کاهش و در نواحی پایین‌دست با افزایش پوشش گیاهی رطوبت خاک نیز افزایش یافته است.



شکل ۱۰: نقشه پایش تغییر-تفاضل نقشه‌های تسلدکپ سال‌های ۱۹۸۵ و ۲۰۰٦ در حوضه صوفی‌چای و مردق‌چای

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

بررسی رابطه دبی رودخانه صوفی‌چای با بارش و دبی سد علویان

جهت بررسی تاثیر بارش‌ها و دبی ورودی به سد علویان در کاهش جریان دبی پایین‌دست صوفی‌چای از رگرسیون چندگانه استفاده شده است. ابتدا داده‌های ماهانه هر سال به ترتیب صعودی زیر هم چیده شده و سپس جهت استانداردسازی داده‌ها از آزمون z استفاده شد. بر طبق نتایج حاصل از آزمون همبستگی جزیی بین متغیرها (جدول ۱۱)، متغیر دبی سد با همبستگی ۰/۹۳ دارای همبستگی قوی و شدید است. نتایج حاصل از آزمون رگرسیون چندگانه نیز در جدول ۱۲ درج شده است؛ با توجه به این‌که در متغیر دبی سد، میزان sig، در سطح ۹۵ درصد کم‌تر از ۰/۰۵ و مقدار t، بیش‌تر از ۱/٦٨٤ و ضریب رگرسیون نزدیک به عدد یک می‌باشد؛ عامل سد بیش‌ترین تاثیر را بر روی دبی ایستگاه مراغه (ایستگاه پایین دست) داشته است. درحالی‌که رابطه بین بارش و دبی بر اساس مقادیر سطح معنی‌داری و t معنی‌دار نیست.

جدول ۱۱- ضریب همبستگی جزئی بین متغیر دبی با بارش و دبی ورودی سد علویان

	بارش	دبی ورودی به سد
همبستگی پیرسون	۰/٤۱۰**	۰/۹۳۱**
معنی‌داری	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰

**: همبستگی در سطح معنی‌داری ۹۹ درصد

جدول ۱۲- تحلیل واریانس متغیرهای بارش، دبی ایستگاه و دبی ورودی سد علویان

مدل	ضریب رگرسیون غیر استاندارد		ضریب رگرسیون استاندارد	آزمون T	معنی‌داری
	بتا	خطای انحراف معیار	بتا		
(متغیر مستقل)	-۰/۲٦٦	۰/۱۲۲		-۲/۱۷٦	۰/۰۳۱
بارش	۰/۰۰٥	۰/۰۰۳	۰/۰٥۳	۱/٦۸۱	۰/۰۹٥
دبی سد	۰/٦۹۸	۰/۰۲٤	۰/۹۱۰	۲۸/٥۸٦	۰/۰۰۰

نتیجه‌گیری

بر اساس آزمون‌های روندیابی، دبی متوسط و حداکثر رودخانه‌های حوضه صوفی‌چای و مردق‌چای روند نزولی را در طول دوره آماری مورد مطالعه داشته‌اند و همواره یک شیب کاهشی در دبی متوسط رودخانه‌ها وجود داشته در حالی که بارش و دمای متوسط منطقه دارای نوسانات کاهشی و افزایشی در طول دوره آماری مورد مطالعه بوده

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

است و اکثر داده‌ها فاقد روند معنی‌دار بوده است. نتایج حاصل از نمایه‌های خشک‌سالی نشان داد که هر دو حوضه، خشک‌سالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی را تجربه کرده‌اند. در این میان شمال‌غرب منطقه مورد مطالعه از نظر فراوانی و شدت وقوع خشک‌سالی، پتانسیل بیش‌تری را نشان داد که آگاهی از این امر می‌تواند به مدیران و برنامه‌ریزان برای مدیریت منابع آب کمک زیادی بکند. در طی سال‌های ۷۹-۱۳۷۶ و ۸۹-۱۳۸۶ به‌طور تقریباً مشترک خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیک اتفاق افتاده که طولانی‌ترین خشک‌سالی‌ها نیز در این دو بازه زمانی بوده است. نتایج نشان داد که ارتباط معنی‌داری بین خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در منطقه مورد مطالعه در سطح ۹۹ درصد وجود داشته است و دبی رودخانه‌ها متاثر از خشک‌سالی و ترسالی هواشناسی در منطقه بوده است که این ارتباط به صورت همزمان و با یک ماه تاخیر، قوی‌تر بوده است که با نتایج مفیدی پور و همکاران (۱۳۹۱) مطابقت دارد. بررسی شاخص NDVI نشان داد که در هر دو حوضه مساحت پوشش گیاهی در حوضه‌ها افزایش یافته است. با توجه به این‌که پوشش گیاهی متراکم، تابعی از بارش مداوم در منطقه می‌باشد، با کاهش بارش‌ها در طی دوره‌های بعد از احداث سد، در بالادست حوضه‌ها پوشش گیاهی متراکم جای خود را به پوشش گیاهی با تراکم ضعیف و متوسط داده است در حالی که در پایین‌دست حوضه‌ها با احداث بندها و سدها، افزایش مساحت پوشش گیاهی را نشان می‌دهد. بررسی رطوبت خاک نیز با نتایج NDVI همخوانی دارد به گونه‌ای که تغییرات کاهشی در نواحی بالادست و تغییرات افزایشی در نواحی پایین‌دست حوضه‌ها اتفاق افتاده است که در واقع با افزایش مساحت پوشش گیاهی در پایین‌دست منطقه، میزان رطوبت خاک نیز به دلیل جذب بیش‌تر آب باران توسط گیاهان، افزایش یافته است و برعکس. نتایج حاصل از روش‌های مختلف در بررسی علل کاهش جریان نشان دادند که در بالادست هر دو حوضه، عامل موثر در کاهش جریان رودخانه‌ها، خشک‌سالی‌های هواشناسی است. در حالی که در پایین‌دست حوضه ها عوامل متعددی همچون خشک‌سالی‌ها، افزایش پوشش گیاهی، افزایش رطوبت خاک و اضافه برداشت‌ها بوده است. در حوضه صوفی‌چای علاوه بر عوامل مذکور، مهم‌ترین و موثرترین عامل کاهش جریان، احداث سد علویان شناخته شد.

قدردانی

از سازمان آب منطقه‌ای تبریز که در انجام این پژوهش، حمایت نمودند تشکر و قدردانی می نماییم.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

منابع

- امیدوار، ک؛ خسروی، ی (۱۳۸۹)، «بررسی تغییر برخی عناصر اقلیمی در سواحل شمالی خلیج فارس با استفاده از آزمون کندال»، ***مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی***، شماره ۳۸، صص ٤٦-۳۳.

- آرخی، ص؛ نیازی، ی؛ شعبانی، ا (۱۳۹۱)، «ارزیابی الگوی مکانی روند تغییرات کاربری/پوشش اراضی با استفاده از روش‌های دسته تبدیل»، مطالعه موردی: حوضه دره شهر-استان ایلام»، ***فصلنامه فضای جغرافیایی***، شماره ۳۸، صص ۱۸۲-۱٦٥.

- جهانبخش، س؛ عدالت دوست، م؛ تدینی، م (۱۳۸۷)، «دریاچه ارومیه شاخصی کلاسیک از ارتباط بین لکه‌های خورشیدی و اقلیم در شمال‌غرب ایران»، ***فصلنامه تحقیقات جغرافیایی***، شماره ۸۰۱، صص ۷٦-٤۹.

- حجام، س؛ خوشخو، ی؛ شمس‌الدین‌وندی، ر (۱۳۸۷)، «تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوزه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری»، ***پژوهش‌های جغرافیایی***، شماره ٦٤، صص ۱٥۷-۱٦۸.

- حسن‌زاده، ا؛ حسن‌زاده، ی؛ ضرغامی، م (۱۳۹۰)، «مدل‌سازی تأثیر جریان آب سطحی بر کاهش تراز دریاچه ارومیه به کمک پویایی سیستم‌ها»، ***نشریه مهندسی عمران و محیط‌زیست***، شماره ۲، صص ۸-۱.

- رضیئی، ط؛ دانش کارآراسته، پ؛ اختری، ر؛ ثقفیان، ب، (۱۳۸٦)، «بررسی خشک‌سالی‌های هواشناسی در استان سیستان و بلوچستان با استفاده از نمایه SPI و مدل زنجیره مارکف، ***تحقیقات منابع آب ایران***، شماره ۱، صص ۲٥-۳٥.

- زاهدی قره‌آغاج، م؛ قویدل‌رحیمی، ی (۱۳۸٦)، «تعیین آستانه خشک‌سالی و محاسبه میزان بارش قابل اعتماد ایستگاه‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه»، ***پژوهش‌های جغرافیایی***، شماره ٥۹، صص ۳٤-۲۱.

- ساری، ا (۱۳۹۰)، «پایش خشک‌سالی هواشناسی به روش SPI و تأثیر آن بر کشت گندم دیم در استان آذربایجان شرقی»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.

- سرودی، م؛ جوزی، ع (۱۳۹۲)، «سنجش از دور و اجرای مدل مارکوف برای بررسی تغییرات فضای سبز شهری (مطالعه موردی: منطقه ۱ شهرداری تهران)»، ***مجله محیط شناسی***، شماره ۳۹، صص ۱۲۲-۱۱۳.

- سلمانی، ح؛ محسنی ساروی، م؛ روحانی، ح؛ سلاجقه، ع (۱۳۹۱)، «ارزیابی تغییر کاربردی و تأثیر آن روی رژیم هیدرولوژیکی در حوضه آبخیز قزاقلی استان گلستان»، ***پژوهشنامه مدیریت حوضه آبخیز***، شماره ٦، صص ٦۰-٤۳.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

- شمع غزن، م (۱۳۹۰)، «بررسی میزان تأثیر خشک‌سالی‌های هیدرولوژیک رودخانه‌ها در کاهش آب دریاچه ارومیه»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم محیطی و معماری، دانشگاه تبریز.

- عباسیان، ش (۱۳۸۷)، «بررسی تأثیر عناصر هیدرو اقلیمی بر نوسانات سطح آب دریاچه ارومیه با استفاده از سنجش از دور»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم محیطی و معماری، دانشگاه تبریز.

- علوی پناه، ک؛ متین فر، ح. ر؛ رفیعی امام، ع (۱۳۸۷)، «***کاربرد فناوری اطلاعات در علوم زمین (خاک شناسی رقومی)***»، تهران، انتشارات دانشگاه تهران.

- فاتحی‌مرج، ا؛ برهانی‌داریان، ع؛ مهدیان، م (۱۳۸۵)، «پیش‌بینی بارش فصلی با استفاده از پیوند از دور: مطالعه موردی حوضه آبریز دریاچه ارومیه»، ***علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی***، شماره ۳، صص ۵۷-۴۵.

- فرج زاده، م (۱۳۸۹)، «***تکنیک‌های اقلیم شناسی***»، تهران، سازمان سمت.

- کنعانی، ر (۱۳۷۸)، «مطالعه و بررسی بارش و جریان در حوضه‌های آبریز صوفی‌چای و اهرچای»، تبریز، سازمان آب منطقه‌ای آذربایجان‌شرقی و اردبیل، گزارش شماره ۵۲۰.

- مفیدی‌پور، ن؛ بردی‌شیخ، و؛ اونق، م؛ سعدالدین، ا (۱۳۹۱)، «بررسی رابطه خشک‌سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در حوضه آبخیز اترک»، ***پژوهشنامه مدیریت حوضه آبخیز***، شماره ۵، صص ۲۶-۱۶.

- میرعباسی‌نجف‌آبادی، ر؛ دین‌پژوه، ی (۱۳۸۹)، «تحلیل روند تغییرات آب‌دهی رودخانه‌های شمال‌غرب ایران در سه دهه اخیر»، ***نشریه آب و خاک***، شماره ٤، صص ۷۶۸-۷۵۷.

- Chang, H., Jung, I. W., (2011), "Climate Change Impact on Drought Risk and Uncertainty in the Willamette River Basin", Presented at The Oregon Water Conference, May 24-25, 2011.

- Dibike, Y.B., Coulibaly, P., (2005), "Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed:comparison of downscaling methods and hydrologic models", ***Journal of Hydrology***, 307: 145-163.

- Edwards, D.C., Mckee, T.B., (1997), "Charactristics of 20th century drought in the united states at multiple time scales", Climatology Report 97-2, Atmospheric Science, Colorado state University, pp 1-155.

- Graf, W.L., (2006), "Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers", ***Journal of Geomorphology***, 79: 336–360.

- Guo, H., Hu, Q., Jiang, T., (2008), "Annual and seasonal streamflow responses to climate and land-cover changes in the Poyang Lake basin,China", ***Journal of Hydrology***, 355: 106-122.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

- Guo, H., Hub, Q., Zhang, Q. b., (2012), " Effects of the Three Gorges Dam on Yangtze River flow and river interaction with Poyang Lake China", ***Journal of Hydrology***, 416-417, 19-27.
- Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S. M., Lopez-Moreno, J. I., Begueria, S., Garcia-Ruiz, J. M. c., (2010), "The impact of droughts and water management on various hydrological systems in the headwaters of the Tagus River (central Spain)", ***Journal of Hydrology***, 386: 13-26.
- McFarlanea, D., Martens, S., Thomas, J., Silberstein, R., Ali, R., (2012), "Climate change impacts on water yields and demands in south-western Australia", ***Journal of Hydrology***, 416-417: 1-11.
- McKee, T.B., Doesken N.J., Kleist, J., (1995), "Drought monitoring with multiple time scale", ***Proceeding of the 9th Conference on Applied Climatology***, pp 179-184.
- Mckee, T.B., N. J., Doesken, N.J., Kleist, J., (1993), "Drought monitoring with multiple timescales", Proceeding of 8th conference on Applied Climatology preprints, pp 179-184.
- Sellinger, E. C., Stow, C. A., Lamon, E. C., Qian, S. S., (2008), "Recent Water Level declines in the Lake Michigan-Huron System", ***Enviromental Science & Technology***, 42: 367–373.
- Tabari, H., Nikbakht, J., Hosseinzadeh Talaee, P., (2013), "Hydrological Drought assessment in northwestern Iran based on stramflow drought index (SDI)", ***Water Resource Manage***, 27: 137-151.
- Tucker, C.J., (1979), "Red and photographic infrared linear combination for monitoring vegetation", ***Remote Sensing of Environment***, 8: 53-67.
- Yan, Y., Yang, Z., Liu, Q., Sun, T., (2010), "Assessing effects of dam operation on flow regimes in the lower Yellow River", ***Procedia Environmental Sciences***, 2: 507–516.
- Yu, G., Shen, H., (2010), "Lake water changes in response to climate change in northern China:Simulations and uncertainty", ***Quaternary International***, 212: 44–56.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]