



دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

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

عبدالرضا واعظی هیر^۱
بهرروز ساری صراف^۲
اکرم والائی^۳

بررسی علل کاهش جریان در رودخانه‌های شاخص جنوب شرق دریاچه ارومیه

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۴/۰۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۱/۱۲

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 جنوب شرق 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

E-mail: r.vaezi@tabrizu.ac.ir

E-mail: sarisarrafi@tabrizu.ac.ir

E-mail: valaei3@yahoo.com

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تبریز.

۲- استاد گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز.

۳- کارشناس ارشد جغرافیای طبیعی (اقلیم‌شناسی)، دانشگاه تبریز.

هواشناسی بوده است. در پایین دست 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 شمال غرب 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 جنوب شرق دریاچه قرار گرفته است و مهم‌ترین رودخانه‌های جنوب شرق 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 آمریکا، 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^۴ (۲۰۰۵)، با بررسی تاثیر تغییرات آب و هوایی در رودخانه سگینای در کانادای شمالی نشان داده‌اند که روند میانگین سالانه

جریان رودخانه افزایش یافته است. گراف^۵ (۲۰۰۶)، تاثیر سدهای بزرگ را در هیدرولوژی و ژئومورفولوژی پایین دست رودخانه ها در ایالت متحده امریکا مورد بررسی قرار داده است. مقایسه جریان رودخانه ها در زمان های قبل و بعد از احداث سدها با روش IHA^۶ نشان می دهد که بسیاری از سدهای بزرگ، حداکثر جریان سالانه را تا ۶۷ درصد و در بعضی موارد تا ۹۰ درصد کاهش می دهند. سلینجر^۷ و همکاران (۲۰۰۸)، به بررسی افت کنونی سطح آب دریاچه میثیگان و هیورون پرداخته اند. آنان معتقدند که افت ناگهانی آب این دریاچه ها با بعضی از عناصر تغییرات آب و هوایی مرتبط است. گئو^۸ و همکاران (۲۰۰۸)، تاثیر آب و هوا و کاربری های اراضی را در جریان رودخانه های پرآب دریاچه پویانگ چین مورد بررسی قرار داده اند. آن ها با استفاده از روش «ابزار ارزیابی آب و خاک»^۹ نشان دادند که تاثیر آب و هوا در جریان سالانه رودخانه ها مهم تر از تاثیر کاربری اراضی است. لاکروز^{۱۰} و همکاران (۲۰۱۰)، تاثیر تغییرات آب و هوایی 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 شاخص ها نشان می دهند که شرایط خشک سالی در سرچشمه رودخانه از ۱۹۷۰ حاکم شده است که در این میان اگرچه بارش نقش مهمی داشته است اما تاثیر دما نیز چندان ناچیز نبود. یان^{۱۳} و همکاران (۲۰۱۰)، به ارزیابی تاثیر ساخت سدها بر روی رژیم های جریان پایین دست رودخانه زرد پرداخته اند. نتایج حاکی از آن است که کاهش جریان در طول دوازده ماه سال بعد از احداث سدها اتفاق افتاده است. یو و شن^{۱۴} (۲۰۱۰)، به بررسی تاثیر تغییرات آب و هوایی بر روی تغییرات آب چهار دریاچه در چین شمالی پرداخته اند. شبیه سازی مدل مونت کارلو نشان می دهد که سطح دریاچه در محلهایی با افزایش بارش، افزایش خواهد یافت. چانگ و جانگ^{۱۵} (۲۰۱۱)، با بررسی تاثیر تغییرات آب و هوایی بر روی خشک سالی های حوضه رودخانه ویلیامت، با استفاده از روش SPI و SRI^{۱۶} به این نتیجه رسیدند که فراوانی و شدت خشک سالی های کوتاه مدت هواشناسی در دره 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

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 تأثیر 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 تأثیر نوسان اطلس شمالی^{۲۱} می‌باشد. زاهدی و قویدل (۱۳۸۶)، 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^{۲۴} و متقاطع^{۲۵} پرداخته و نتیجه گرفته‌اند که سطح آب دریاچه ارومیه دارای نوسان‌های دوره‌ای معنی‌دار و منفی ۱۱-۸ ساله است. عباسیان (۱۳۸۷)، تأثیر عناصر هیدرواقليمی 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 هیدرواقليمی وجود دارد که این نوسانات در دوره زمانی ۲۰۰۴-۱۹۷۰ 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

می باشد و بیشترین تغییرات به دلیل کاهش ارتفاع آب دریاچه به ویژه در سواحل جنوب شرق و شرقی آن اتفاق افتاده است. نتایج و مدل های نهایی نشان دهنده نقش موثر خشک سالی های اقلیمی و احداث سدها در تغییرات تراز آب این دریاچه می باشد. حسن زاده و همکاران (۱۳۹۰)، تأثیر جریان آب سطحی بر کاهش تراز آب دریاچه ارومیه را به کمک پویایی سیستم ها مدل سازی نموده اند. نتایج نشان می دهند احداث چهار سد منتخب (زیرنه رود، مهاباد، علویان و نهند) در حدود ۲۸ درصد و اضافه برداشت از منابع آب سطحی ۷۲ درصد در کاهش تراز آب دریاچه در سال های اخیر تأثیر داشته است. شمع غزن (۱۳۹۰)، به مطالعه و ارزیابی خشک سالی های هیدرولوژیکی ۱۶ رودخانه تغذیه کننده دریاچه ارومیه و تأثیر این خشک سالی ها بر کاهش تراز آب دریاچه پرداخته است. نتایج این تحقیق نشان می دهند که در آزمون های روندیابی دو روش من کندال و سنس استیمیتور در بیش تر موارد شبیه هم نبوده است ولی روندهای به دست آمده بر اساس هر دو روش کاهشی بوده اند. همچنین نتایج حاصل از بررسی خشک سالی های هیدرولوژیکی نیز نشان می دهند که در این رودخانه ها خشک سالی های هیدرولوژیکی به صورت گسترده و به گونه ای که بر تراز آب دریاچه ارومیه تأثیرگذار باشد به وقوع نبیوسته است. بنا به مطالعات صورت گرفته، به نظر می رسد تحقیق جامعی که هم عوامل طبیعی و هم عوامل انسانی را یک جا مورد بررسی قرار دهد انجام نگرفته است.

مواد و روش ها

منطقه مورد مطالعه شامل دو حوضه صوفی چای با مساحت ۱۰۰۸/۵ کیلومتر مربع، بین ۰۸' - ۳۷° تا ۴۴' - ۳۸° عرض شمالی و ۰۳' - ۴۶° تا ۳۰' - ۴۶° طول شرقی و حوضه مردق چای با مساحت ۱۲۰۹/۱ کیلومتر مربع، بین ۰۵' - ۳۷° تا ۴۴' - ۳۷° عرض شمالی و ۰۵' - ۴۶° تا ۳۰' - ۴۶° طول شرقی می باشد که هر دو حوضه از دامنه های جنوبی کوه سهند سرچشمه می گیرند که رودخانه های شاخص جنوب شرق دریاچه ارومیه در این حوضه ها قرار دارند (شکل ۱). در ابتدا جهت بازسازی نواقص آماری از روش رگرسیون و همبستگی بین ایستگاه ها و جهت بررسی همگنی داده ها از آزمون توالی^{۲۶} بهره گرفته شده است. روند عناصر آب و هوایی و دبی رودخانه ها با آزمون ناپارامتری من کندال^{۲۷} کلاسیک و اصلاح شده و پایش خشک سالی های هواشناسی و هیدرولوژیکی به ترتیب با نمایه های SPI^{۲۸} و SDI^{۲۹} در مقیاس های ۳ ماهه و ۱۲ ماهه انجام گرفته است و در نهایت رابطه بین خشک سالی ها با آزمون همبستگی پیرسون در

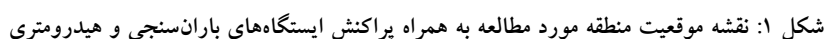
26- Run Test

27- Mann-Kendall

28-The Standardized Precipitation Index

29- Stream flow Drought Index

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 9:11 IRDT on Saturday April 19th 2025



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):

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

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

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

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

تابع علامت نیز به‌شرح زیر قابل محاسبه می‌باشد:

$$\text{sign}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & \text{if } x_i > x_j \\ 0 & \text{if } x_i = x_j \\ -1 & \text{if } x_i < x_j \end{cases} \quad \text{رابطه (۴)}$$

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:

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

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

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t(t-1)(2t+5)}{18} \quad \text{رابطه (۶)}$$

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:

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

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: ۱۶۰).

شاخص بارش استاندارد شده (SPI)

نمایه SPI به‌عنوان مناسب‌ترین نمایه برای تحلیل خشک‌سالی و همچنین ترسالی به‌ویژه تحلیل‌های مکانی شناخته می‌شود (رضیئی و همکاران، ۱۳۸۶: 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 اقلیم خشک و مرطوب را می‌توان با یک روش نشان داد (ساری، ۱۳۹۰: ۷۶). برای محاسبه‌ی شاخص SPI ابتدا باید بارش ایستگاه‌ها با توزیع‌های 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)

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

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 درست‌نمایی را پیشنهاد کرده‌اند که به‌شکل رابطه‌های ۹ و ۱۰ تعریف می‌شوند:

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

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

که در آن مقدار A از رابطه (۱۱) به دست می آید که در آن m تعداد مشاهداتی که در آن بارندگی روی داده و $\bar{x}$ میانگین بارندگی بازه زمانی مورد مطالعه (ماهانه، سه ماهه و...) می باشد.

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

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

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

تابع احتمال تجمعی که در برگیرنده مقادیر صفر هم باشد به صورت رابطه (۱۳) تعریف می شود:

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

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 می توان از طریق رابطه زیر برآورد نمود:

$$q = \frac{m}{n} \quad \text{رابطه (۱۴)}$$

$H(x)$ با استفاده از رابطه (۱۵) و (۱۶) به توزیع نرمال استاندارد با میانگین صفر و انحراف معیار یک انتقال داده می شود که این مقدار همان شاخص SPI است.

$$Z = SPI = - \left[t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right] \quad 0 < H(x) \leq 0.5 \quad \text{رابطه (۱۵)}$$

$$Z = SPI = + \left[t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right] \quad 0.5 < H(x) < 1 \quad \text{رابطه (۱۶)}$$

در اینجا

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

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

و ضرایب مربوط برابر با

$$c_0 = 2.515517 \quad c_1 = 0.802853 \quad c_2 = 0.010328 \quad \text{رابطه (۱۹)}$$

$$d_1 = 1.432788 \quad d_2 = 0.189269 \quad d_3 = 0.001308 \quad \text{رابطه (۲۰)}$$

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 هیدرولوژیکی می‌باشد. اساس این سری‌ها بر پایه رابطه ۲۱ می‌باشد:

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

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، ۴، ۵ و ۶ و به ترتیب بیانگر دوره‌های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه می‌باشد. شاخص (SDI) بر اساس حجم تجمعی جریان‌ات رودخانه‌ای (V_{ik}) برای دوره مبنای (k) مربوط به (i) سال هیدرولوژیکی به صورت رابطه زیر به دست می‌آید:

$$SDI_{ik} = \frac{V_{ik} - \bar{V}_k}{S_k} \quad i = 1, 2, \dots \quad k = 1, 2, 3, 4, 5, 6 \quad \text{رابطه (۲۲)}$$

$\bar{V}_k$ میانگین مجموع حجم دبی و S_k انحراف معیار مبنای (k) می باشد (مفیدی پور و همکاران، ۱۳۹۱: ۲۰). در جدول (۱) مقادیر SPI و SDI و شدت های مختلف خشک سالی ارائه شده است.

جدول ۱- طبقه بندی مقادیر SDI و SPI

مقدار SPI وضعیت خشک سالی (مک کی و همکاران، ۱۹۹۵)	مقدار SDI وضعیت خشک سالی (مفیدی پور و همکاران، ۱۳۹۱)
$SPI \geq +2$ ترسالی بسیار شدید	$SDI \geq 0$ فاقد خشک سالی
$1/5$ تا $1/99$ ترسالی شدید	-1 تا 0 خشک سالی ملایم
1 تا $1/49$ ترسالی ملایم	$-1/5$ تا -1 خشک سالی متوسط
$0/99$ - $0/99$ نزدیک نرمال	-2 تا $-1/5$ خشک سالی شدید
-1 تا $-1/49$ خشک سالی ملایم	$SDI < -2$ خشک سالی خیلی شدید
$-1/5$ تا $-1/99$ خشک سالی شدید	
$SPI \leq -2$ خشک سالی 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 می شوند (سلمانی و همکاران، ۱۳۹۱: ۴۴). شاخص NDVI یکی از پرکاربردترین شاخص های گیاهی جهت بررسی وضعیت پوشش گیاهی است که نخستین بار توسط تاکر به عنوان شاخص سلامت تراکم پوشش گیاهی مطرح گردید (Tucker, 1979: 130).

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}} \quad \text{رابطه (۲۳)}$$

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 سجنده TM مطابق با فرمول زیر جایگزین می شود:

$$NDVI = \frac{\rho(\text{band}4) - \rho(\text{band}3)}{\rho(\text{band}4) + \rho(\text{band}3)} \quad \text{رابطه (۲۴)}$$

در این روش، دامنه تغییرات و مقادیر NDVI از -1 تا $+1$ 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: ۱۱۵-۱۱۴).

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 مؤلفه 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:

$$y = a + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_ix_i \quad \text{رابطه (۲۵)}$$

که در آن a ، ضریب رگرسیون ثابت و b_1 تا b_i ، 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 (۱۳۷۶-۱۳۸۹) 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

می باشند. در سطح ۹۹ نیز در حوضه صوفی چای ۴۵/۸۳ درصد و حوضه مردق چای با ۶۲/۵ درصد روند کاهشی معنی دار را نشان می دهند. در مقیاس سالانه، در سطح ۹۵ درصد در هر دو حوضه مورد مطالعه ۵۰٪ داده ها روند نزولی معنی دار را نشان می دهند در حالی که در سطح ۹۹ درصد، در حوضه صوفی چای تمامی داده ها فاقد روند می باشد و در حوضه مردق چای ۵۰ درصد داده ها دارای روند معنی دار می باشند.

جدول ۲- مقادیر آماره من کندال (Z) پس از حذف اثر ضرایب خودهمبستگی معنی دار برای سری داده های دبی متوسط

ایستگاه	اسفستانج	تازه کند	چکان	خرمازرد	قشلاق امیر	کهلک دره سی	مراغه	مغانجیق
مهر	-۳/۲۹**	-۲/۱۸*	-۲/۲۹*	-۲/۱۸*	-۱/۷۸	-۳/۶۵**	-۱/۳۵	-۴/۱۹**
آبان	-۲/۰۳*	-۲/۷۷**	-۳/۷۹**	-۲/۵۸**	-۳/۷۷**	-۳/۸۴**	-۱/۶۷	-۱/۴۱
آذر	-۳/۰۴**	-۱/۵۳	-۱/۴۳	-۲/۹۲**	-۲/۸۸**	-۲/۹۰**	-۳/۱۱**	-۰/۸۹
دی	-۲/۵۷*	-۲/۳۴*	۰/۱۱	-۲/۰۱*	-۱/۳۰	-۲/۸۸**	-۳/۰۸**	-۴/۶۷**
بهمن	-۳/۱۲**	-۱/۵۴	۱/۰۶	-۳/۰۶**	-۳/۳۴**	-۲/۹۳**	-۰/۴۱	-۰/۸۶
اسفند	-۱/۸۶	۱/۵۱	۰/۲۳	-۱/۴۱	-۳/۴۰**	-۱/۹۸*	-۲/۰۴*	۰/۳۱
فروردین	-۲/۶۴**	-۱/۹۰	-۱/۰۶	-۲/۴۸*	-۲/۰۷*	-۲/۹۷**	-۲/۵۷*	-۵/۲۹**
اردیبهشت	-۲/۲۸*	-۱/۰۲	-۱/۶۲	-۰/۷۶	-۲/۰۹*	-۲/۰۵*	-۲/۱۸*	-۳/۱۸**
خرداد	-۲/۸۸**	-۲/۹۶**	-۲/۳۲*	-۲/۵۰*	-۲/۷۶**	-۲/۰۶*	-۳/۰۹**	-۷/۹۵**
تیر	-۶/۵۶**	-۲/۷۷**	-۴/۲۱**	-۲/۱۶*	-۲/۶۸**	-۴/۰۹**	-۴/۰۴**	-۲/۳۰*
مرداد	-۱۰/۱۱**	-۳/۱۰**	-۴/۷۹**	-۲/۶۶**	-۷/۰۰**	-۰/۵۸	-۵/۶۹**	-۴/۷۹**
شهریور	-۰/۲۶	-۳/۷۴**	-۴/۲۵**	-۳/۶۵**	-۲/۵۹**	-۱/۶۰	-۲/۲۱*	-۳/۱۹**
سال	-۲/۲۲*	-۱/۸۸	-۱/۵۲	-۲/۱۱*	-۱/۶۳	-۲/۵۷*	-۰/۶۱	-۴/۴۳**

*: معنی دار در سطح ۹۵ درصد

** : معنی دار در سطح ۹۹ درصد

بر اساس نتایج حاصل از آزمون من کندال برای سری زمانی دبی حداکثر ماهانه (جدول ۳) مشخص می شود که در هر دو حوضه مورد مطالعه، ۶۶/۶۶ درصد داده ها در سطح ۹۵ درصد دارای روند معنی دار کاهشی می باشند. همچنین تمامی سری های زمانی دارای روند معنی دار، دارای روند نزولی بوده و در هیچ ایستگاهی روند صعودی دیده نمی شود. بیش ترین شیب روند نزولی در ماه های گرم سال، به ویژه در فصل بهار مشاهده می شود. در مقیاس سالانه نیز تمامی ایستگاه ها روند نزولی معنی داری را نشان می دهند که این میزان معنی داری، در سطح ۹۹ درصد کاهش داشته است.

جدول ۳- مقادیر آماره من کندانال (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*	-۳/۱۴**	۴/۵۰**	-۳/۴۱**	-۳/۱۱**	-۲/۳۸*	-۲/۶۰**	-۲/۲۰*
آبان	-۴/۰۱**	-۰/۲۹	-۱/۷۸	-۱/۸۴	-۲/۶۶**	-۲/۶۱**	-۳/۸۴**	-۲/۳۰*
آذر	-۲/۴۸*	-۴/۲۴*	-۱/۳۴	-۲/۱۹*	-۲/۸۶**	۱/۲۵	-۲/۲۶*	-۱/۰۳
دی	-۲/۲۲*	-۲/۵۴*	۰/۰۰	-۲/۱۷*	-۲/۶۳**	-۰/۱۸	-۳/۱۱**	-۱/۸۶
بهمن	-۳/۲۲**	۰/۴۶	۱/۷۶	-۳/۳۶**	-۱/۷۵	-۲/۱۵*	-۲/۵۱*	-۱/۲۷
اسفند	-۰/۱۹	۱/۳۴	۱/۰۶	-۱/۷۷	-۲/۰۶*	-۲/۱۷*	-۱/۳۶	-۰/۸۹
فروردین	-۲/۴۶*	-۲/۲۶*	۱/۰۶	-۲/۰۷*	-۱/۹۲	-۲/۱۷*	-۱/۳۶-	-۱/۵۷
اردیبهشت	-۱/۲۹	-۱/۵۷	-۲/۳۸*	-۱/۳۳	-۱/۹۲	-۱/۷۸	-۱/۲۱	-۳/۴۵**
خرداد	-۲/۴۱*	-۲/۸۰**	-۲/۸۲**	-۲/۵۰*	-۲/۶۸**	-۲/۴۵*	-۰/۹۶-	-۳/۹۳**
تیر	-۴/۴۶**	-۲/۹۵**	-۴/۴۰**	-۳/۱۲**	-۳/۳۱**	-۲/۷۳**	-۱/۹۶*	-۴/۱۵**
مرداد	-۲/۵۹**	-۳/۰۵**	-۴/۷۶**	-۲/۹۹**	-۳/۵۳**	-۳/۰۳**	-۱/۷۵	-۶/۰۸**
شهریور	-۷/۲۹**	-۲/۲۴*	-۳/۶۳**	-۴/۳۴**	-۳/۷۹**	-۱/۵۱	-۴/۴۴**	-۴/۰۷**
سال	-۳/۴۶**	-۲/۷۸**	-۲/۲۳*	-۲/۶۴**	-۲/۷۴**	-۲/۳۹*	-۲/۳۹*	-۲/۱۶*

*: معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد
 **: معنی‌دار در سطح ۹۹ درصد

مقادیر آماره برای سری‌های بارش (جدول ۴) 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 می‌باشد. در سری سالانه نیز تمام ایستگاه‌ها روند افزایشی را نشان می‌دهند که غیر معنی‌دار تشخیص داده شدند.

جدول ۴- مقادیر آماره من کندال (Z) پس از حذف اثر ضرایب خودهمبستگی معنی دار برای سری داده های بارش

ایستگاه	بناب	خرمازرد	خوشه مهر	زینجناب	شیرین کندي	قشلاق امير	مراغه	مغانجیق	ملکان	نخودآباد
مهر	-۰/۵۶	-۰/۲۲	-۰/۴۸	-۰/۶۲	۰/۸۶	-۱/۵۵	-۰/۰۹	-۰/۷۸	-۰/۴۲	-۰/۵۹
آبان	۱/۳۹	۰/۷۵	۲/۰۱*	۲/۰۵*	۲/۶۸**	۱/۴۸	۱/۷۵	۰/۹۸	۱/۱۵	۱/۵۳
آذر	-۱/۱۰	-۱/۰۲	-۰/۴۹	-۲/۲۸*	-۰/۲۸	-۱/۲۰	-۰/۹۵	-۱/۵۱	-۲/۰۴*	-۱/۱۸
دی	۰/۵۸	-۰/۱۱	-۰/۰۱	۰/۲۰	۰/۷۷	۰/۳۴	۰/۵۶	۰/۰۴	-۱/۳۴	۰/۵۱
بهمن	۰/۸۵	۰/۳۸	۰/۰۱	۲/۳۲*	-۱/۱۷	۰/۴۹	۰/۳۰	-۰/۱۶	-۱/۴۵	۰/۰۸
اسفند	-۰/۱۵	-۰/۵۱	۰/۲۳	-۱/۰۶	-۰/۶۹	-۰/۸۴	-۰/۴۸	۰/۱۵	-۱/۵۸	-۰/۴۵
فروردین	۰/۰۸	-۱/۱۸	۰/۳۸	۱/۷۳	۰/۰۶	-۱/۳۷	-۰/۷۱	-۱/۳۸	-۱/۱۶	-۰/۹۱
اردیبهشت	-۱/۳۲	-۱/۰۴	-۰/۶۷	-۱/۳۸	-۰/۸۴	-۱/۴۶	-۱/۳۵	-۱/۸۴	-۱/۹۱	-۱/۳۱
خرداد	۰/۲۵	-۰/۷۳	۰/۴۶	-۰/۳۹	-۱/۵۹	-۰/۶۳	۰/۰۵	-۱/۱۰	-۰/۰۵	-۰/۳۳
تیر	-۲/۱۲*	۰/۰۸	۳/۴۴**	۲/۲۳*	۲/۸۹**	-۰/۲۵	-۰/۲۳	-۱/۶۸	۱/۰۳	-۲/۸۴*
مرداد	-۲/۴۳*	۰/۰۵	۱/۲۰	۰/۹۶	۵/۱۲**	-۰/۸۱	۰/۶۱	۰/۹۵	۱/۰۵	-۰/۷۲
شهریور	-۳/۶۱**	۰/۲۸	۰/۴۷	۱/۲۲	۳/۳۷**	۰/۹۳	۱/۳۶	-۱/۲۸	۱/۹۹*	۰/۸۲
سال	۰/۳۹	-۰/۷۹	۱/۲۶	۱/۱۷	-۰/۳۶	-۱/۵۱	-۰/۳۰	۰/۱۷	-۱/۹۴	-۱/۴۱

*: معنی دار در سطح ۹۵ درصد
 **: معنی دار در سطح ۹۹ درصد

جدول ۵- مقادیر آماره من کندال (Z) پس از حذف اثر ضرایب خودهمبستگی معنی دار برای سری داده های دما

ایستگاه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سال
بناب	۰/۹۴	۱/۱۱	۰/۰۶	۰/۲۷	۲/۰۲*	۳/۱۹**	-۰/۸۱	-۱/۲۱	-۰/۲۷	۱/۸۰	۰/۲۶	۰/۱۰	۱/۳۳
سد علویان	۰/۹۸	۰/۸۵	۰/۰۲	۰/۲۳	۱/۹۲	۲/۹۲**	-۰/۵۰	-۱/۸۱	-۰/۶۵	۱/۶۷	۰/۱۹	-۰/۱۷	۰/۶۲
مراغه	۰/۹۰	۰/۸۸	-۰/۱۳	۰/۳۸	۲/۰۸*	۳/۲۵**	۱/۰۴	۲/۴۲*	۱/۴۲	۰/۲۹	۲/۳۴*	۳/۲۹**	۱/۰۴
مغانجیق	۰/۵۳	-۰/۶۸	-۰/۴۱	۰/۱۲	۱/۱۱	۱/۰۶	-۰/۹۱	-۱/۷۲	-۰/۷۰	۱/۴۸	-۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۰۷

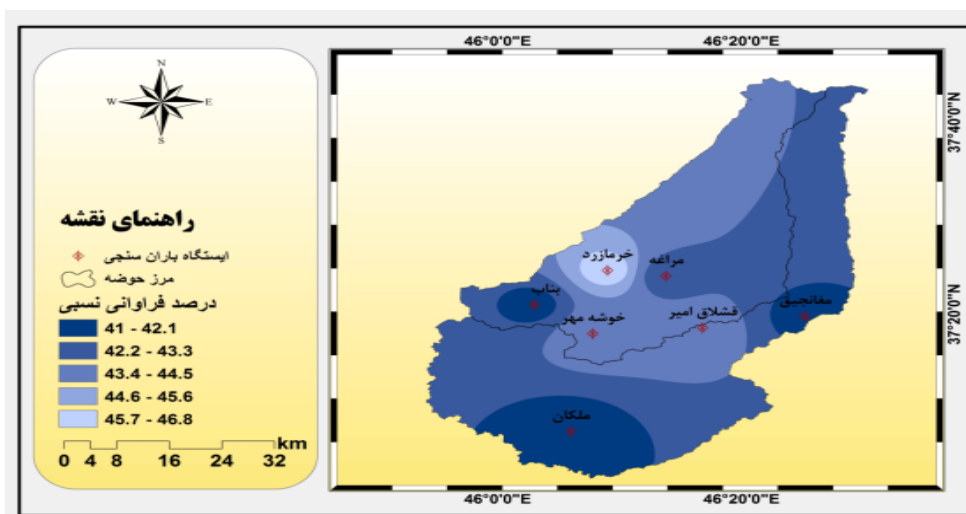
*: معنی دار در سطح ۹۵ درصد
 **: معنی دار در سطح ۹۹ درصد

وضعیت خشک‌سالی‌های هواشناسی حوزه صوفی چای و مردق چای

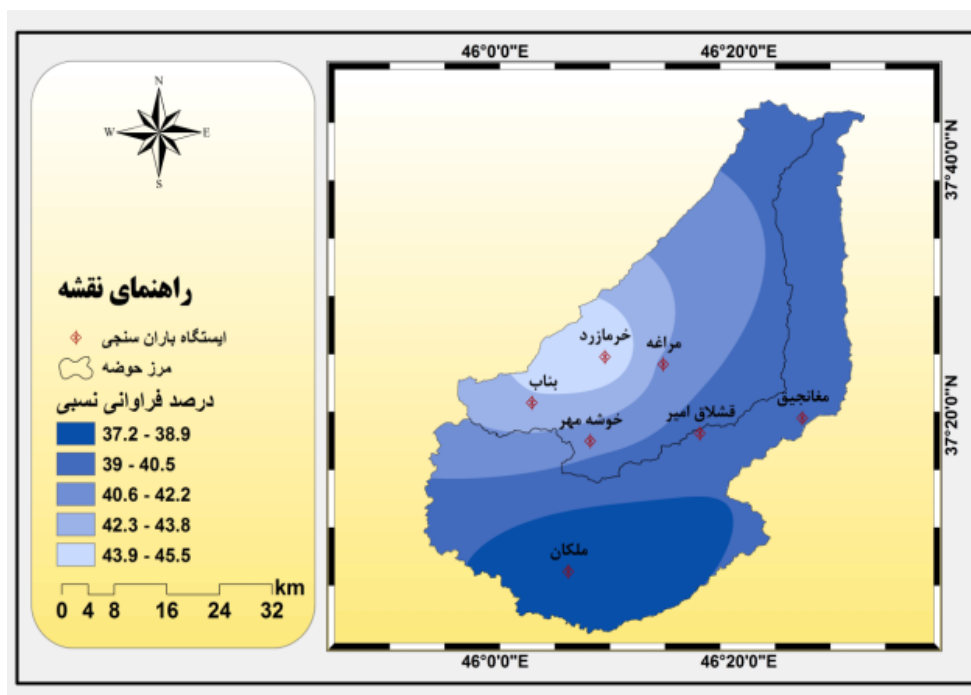
مشخصات خشک‌سالی‌های هواشناسی با استفاده از نمایه SPI و خشک‌سالی هیدرولوژیکی با استفاده از SDI در بازه‌های زمانی ۳ ماهه (خشک‌سالی کوتاه مدت) و ۱۲ ماهه (خشک‌سالی بلند مدت) محاسبه شد. برطبق جدول (۶) که فروانی وقوع خشک‌سالی‌ها را در بازه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد؛ در هر دو مقیاس مورد مطالعه ایستگاه خرم‌زرد در حوزه 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 ۶- 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
خرم‌زرد	۲۱۸	۲۰۸	تازه کند	۲۱۶	۲۲۰
خوشه مهر	۲۰۷	۱۸۸	چکان	۲۲۵	۲۱۵
قشلاق‌امیر	۲۰۶	۱۸۱	قشلاق‌امیر	۱۹۳	۱۸۱
مراغه	۱۹۷	۱۹۱	کهلیک دره سی	۲۶۴	۲۳۸
مغانجیق	۱۹۳	۱۷۹	مراغه	۲۱۸	۲۰۵
ملکان	۱۹۱	۱۷۰	مغانجیق	۲۴۴	۲۱۹



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



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

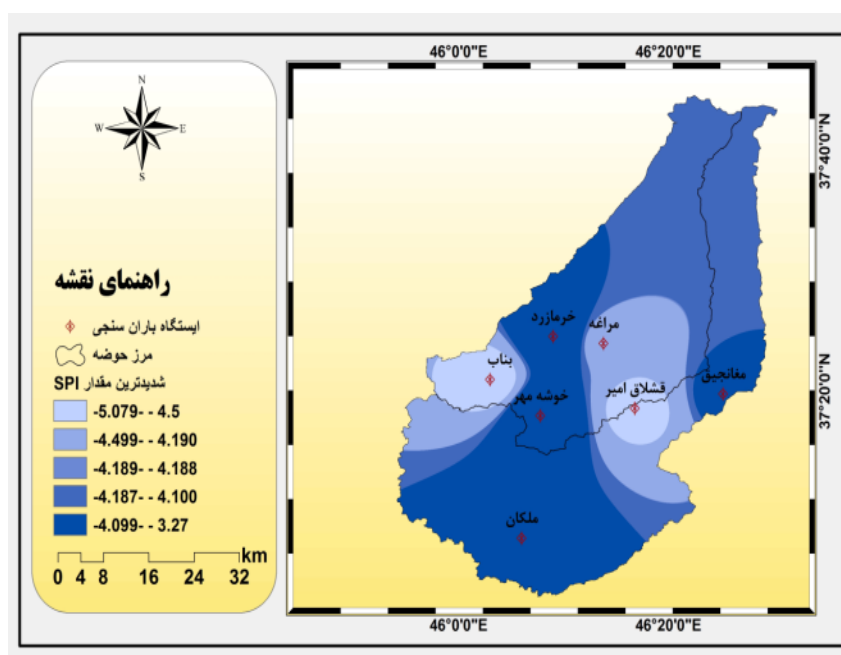
جدول ۷- شدیدترین مقدار مشاهده شده SPI در مقیاس ۳ و ۱۲ ماهه

ایستگاه	مقادیر SPI		شدیدترین زمان		زمان شروع		تداوم (ماه)	
	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه
بناب	-۵/۰۸	-۳/۵۹	فروردین ۱۳۶۴	تیر ۱۳۶۴	دی ۱۳۶۳	آذر ۱۳۶۳	۷	۸
خرمازرد	-۳/۴۳	-۲/۵۷	خرداد ۱۳۸۷	خرداد ۱۳۸۷	دی ۱۳۸۶	آبان ۱۳۸۶	۷	۹
خوشه مهر	-۳/۲۷	-۲/۳۸	خرداد ۱۳۸۷	مهر ۱۳۸۸	دی ۱۳۸۶	مهر ۱۳۸۸	۸	۱۰
قشلاق امیر	-۴/۸۷	-۲/۹۲	دی ۱۳۵۱	اردیبهشت ۱۳۸۷	دی ۱۳۵۱	آبان ۱۳۸۶	۱۰	۹
مراغه	-۴/۴۲	-۲/۹۳	دی ۱۳۵۶	اسفند ۱۳۷۸	دی ۱۳۵۶	مهر ۱۳۷۸	۴	۱۰
مغانجیق	-۳/۹۳	-۳/۳	تیر ۱۳۷۸	خرداد ۱۳۸۷	فروردین ۱۳۷۸	آبان ۱۳۸۶	۷	۹
ملکان	-۳/۸۵	-۳/۴۴	اسفند ۱۳۷۹	اسفند ۱۳۷۹	دی ۱۳۷۹	مهر ۱۳۷۹	۱۰	۱۰

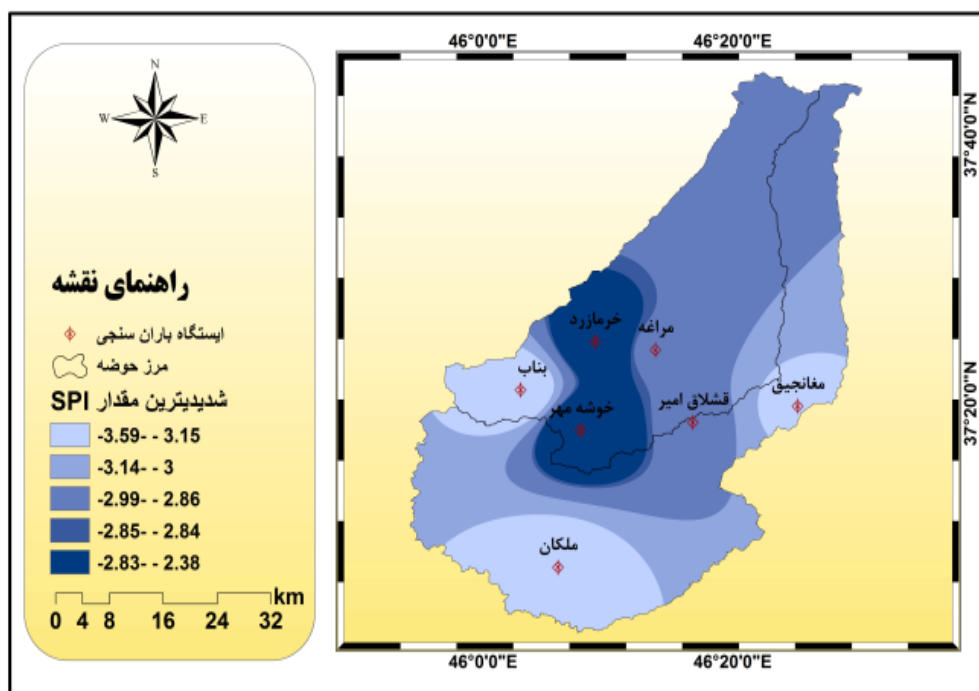
گستره درصد فروانی نسبی خشک‌سالی‌های هواشناسی (اشکال ۲ و ۳) نیز نشان می‌دهند که به‌طور کلی در هر دو مقیاس زمانی بیش‌ترین فراوانی وقوع خشک‌سالی در شمال‌غرب و سپس مرکز منطقه مورد مطالعه می‌باشد. جنوب منطقه نیز دارای کم‌ترین فراوانی وقوع خشک‌سالی می‌باشد. در واقع شمال‌غرب منطقه دارای پتانسیل بیش‌تری در وقوع 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)	
	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه	۱۲ ماهه	۳ ماهه
اسفستانج	-۲/۵۸	-۱/۹۲	اسفند ۱۳۸۹	اسفند ۱۳۸۹	دی ۱۳۸۹	مهر ۱۳۸۹	۸	۱۲
تازه کند	-۲/۴۱	-۲/۵	اسفند ۱۳۷۱	فروردین ۱۳۸۸	بهمن ۱۳۷۱	مهر ۱۳۸۷	۲	۱۲
چکان	-۳/۶۹	-۲/۶۳	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	-۲/۵۴	دی ۱۳۸۹	فروردین ۱۳۸۸	دی ۱۳۸۹	مهر ۱۳۸۸	۳	۱۲
کهلپیک دره‌سی	-۲/۴۶	-۱/۳۷	اسفند ۱۳۶۹	دی ۱۳۸۰	دی ۱۳۶۹	مهر ۱۳۸۰	۱۰	۱۲
مراغه	-۳/۰۳	-۲/۴۷	مرداد ۱۳۷۰	اردیبهشت ۱۳۸۰	اردیبهشت ۱۳۷۰	مهر ۱۳۷۹	۶	۱۲
مغانجیق	-۲/۸۶	-۲/۴۳	اسفند ۱۳۶۹	بهمن ۱۳۸۷	دی ۱۳۶۹	مهر ۱۳۸۷	۸	۱۲



شکل ۴: گستره شدیدترین خشک‌سالی‌های هواشناسی در مقیاس زمانی ۳ ماهه



شکل ۵: گستره شدیدترین خشک سالی های هواشناسی در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه

همچنین نقشه های حاصل از پهنه بندی شدیدترین مقادیر خشک سالی هواشناسی نیز در مقیاس های مورد مطالعه (اشکال ۴ و ۵) نشان می دهند که در هر دو مقیاس زمانی، شمال غرب منطقه به صورت مشترک شدیدترین خشک سالی ها را نشان می دهند؛ بنابراین شمال غرب منطقه مورد مطالعه که قسمت پایین دست حوضه صوفی چای می باشد، هم از نظر فراوانی وقوع و هم از نظر شدت آن قابل توجه می باشد که برنامه ریزی مناسب منابع آب را می طلبد.

مقادیر به دست آمده از شاخص SPI نشان می دهد که به طور مشترک دوره طولانی مدت خشک سالی هواشناسی در منطقه مورد بحث در سال های ۱۳۷۶-۷۹ و ۱۳۸۶-۸۹ بوده است. در رابطه با طولانی ترین تداوم خشک سالی هیدرولوژیکی نیز، دو دوره خشک سالی در طی سال های ۱۳۷۷-۸۰ و ۱۳۸۶-۹۰ روی داده است که تقریباً همزمان با وقوع خشک سالی هواشناسی بوده است و شدیدترین خشک سالی ها نیز در همین دو بازه زمانی اتفاق افتاده است. به منظور بررسی تأثیر خشک سالی های هواشناسی بر روی خشک سالی های هیدرولوژیکی، با استفاده از آزمون پیرسون ماتریس همبستگی بین ایستگاه ها، به صورت همزمان و با تأخیرهای مختلف (تأخیر ۱ تا ۶ ماه) در هر دو

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	کهلک‌دره‌سی	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**
قشلاق‌امیر	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**

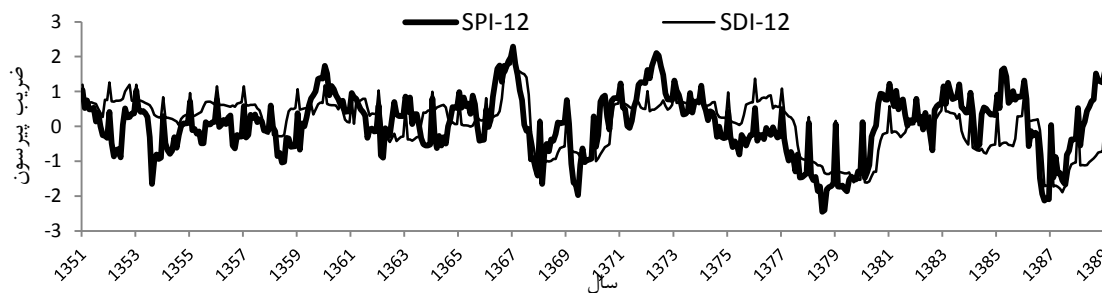
** معنی‌داری در سطح ۹۹ درصد

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

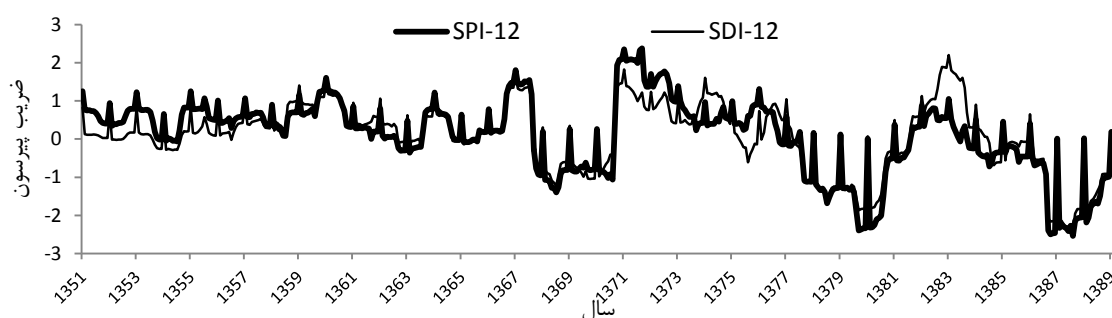
ایستگاه	چکان	اسفستانج	قشلاق‌امیر	کهلک‌دره‌سی	خرمازرد	مراغه	مغانجیق	تازه کند
بناب	۰/۳۱**	۰/۲۲**	۰/۴۰**	۰/۲۲**	۰/۴۰**	۰/۴۶**	۰/۳۲**	۰/۲۰**
خرمازرد	۰/۱۵**	۰/۲۶**	۰/۵۰**	۰/۲۱**	۰/۴۵**	۰/۴۸**	۰/۳۹**	۰/۴۳**
خوشه مهر	۰/۳۲**	۰/۲۳**	۰/۴۳**	۰/۲۳**	۰/۴۵**	۰/۴۷**	۰/۵۳**	۰/۲۸**
قشلاق‌امیر	۰/۴۲**	۰/۲۴**	۰/۵۴**	۰/۲۳**	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 تاخیرهای 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 (۶) و (۷) این قضیه کاملاً مشهود می‌باشد.



شکل ۶: نمودار SPI و SDI ۱۲ ماهه برای حوضه صوفی چای



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

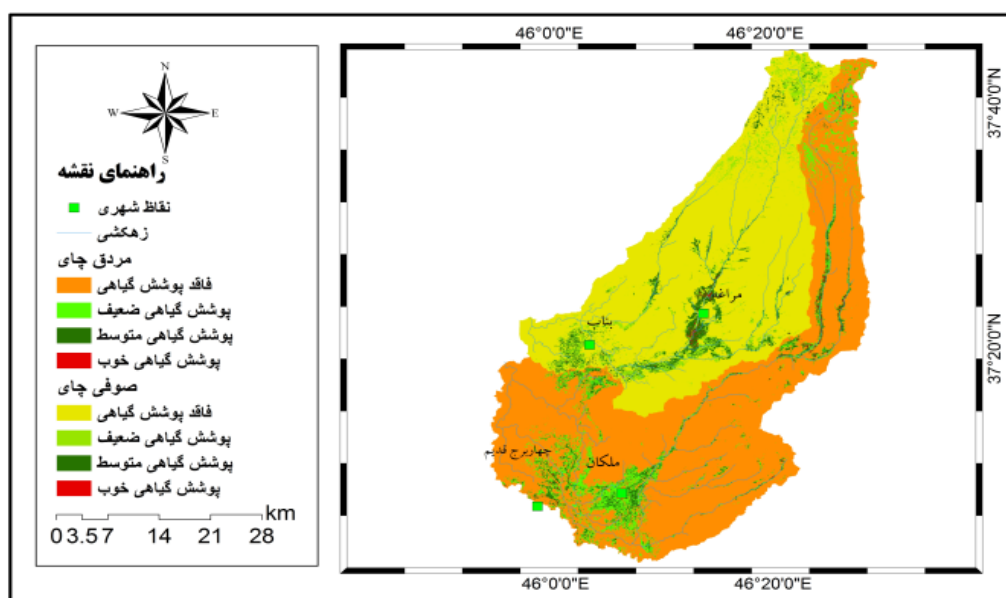
شاخص گیاهی تفریقی نرمال شده (NDVI)

با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست و انجام تصحیحات هندسی و رادیومتری، نقشه‌های NDVI برای سال‌های ۱۹۸۵ و ۲۰۰۶ 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).

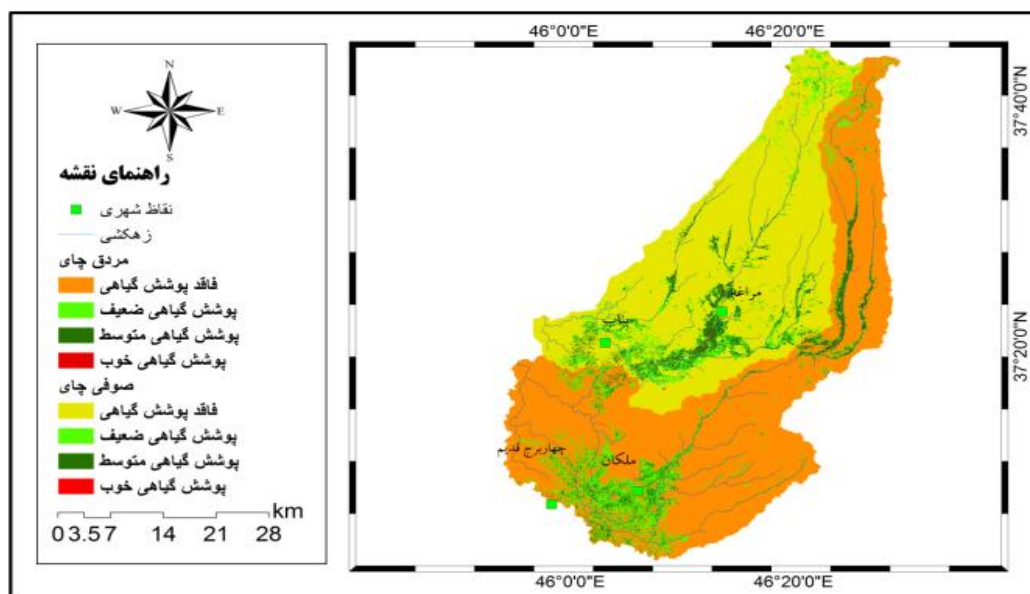
محاسبه نقشه‌های NDVI در دو سال ۱۹۸۵ و ۲۰۰۶ نشان می‌دهد که در حوضه صوفی چای، وسعت اراضی فاقد پوشش گیاهی به طور محسوسی (حدود ۱۷/۷۸ کیلومتر مربع) کاهش یافته است و بر اراضی دارای پوشش گیاهی افزوده شده است. در سال ۲۰۰۶ اراضی دارای پوشش گیاهی با تراکم ضعیف ۶/۳۸ و با درجات متوسط ۱۲/۵۸ کیلومتر مربع افزایش یافته 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 ۲۰۰۶ کاهش قابل توجهی (حدود ۳۰/۹۸ کیلومتر مربع) داشته است که در سال ۲۰۰۶ حدود ۳۰/۹۸ کیلومتر مربع بر وسعت اراضی دارای پوشش گیاهی افزوده شده است.

مساحت پوشش گیاهی با درجات ضعیف ۱۷/۵۱ و با درجات متوسط ۱۴/۰۲ 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 به دلیل 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 صوفی چای و مردق چای

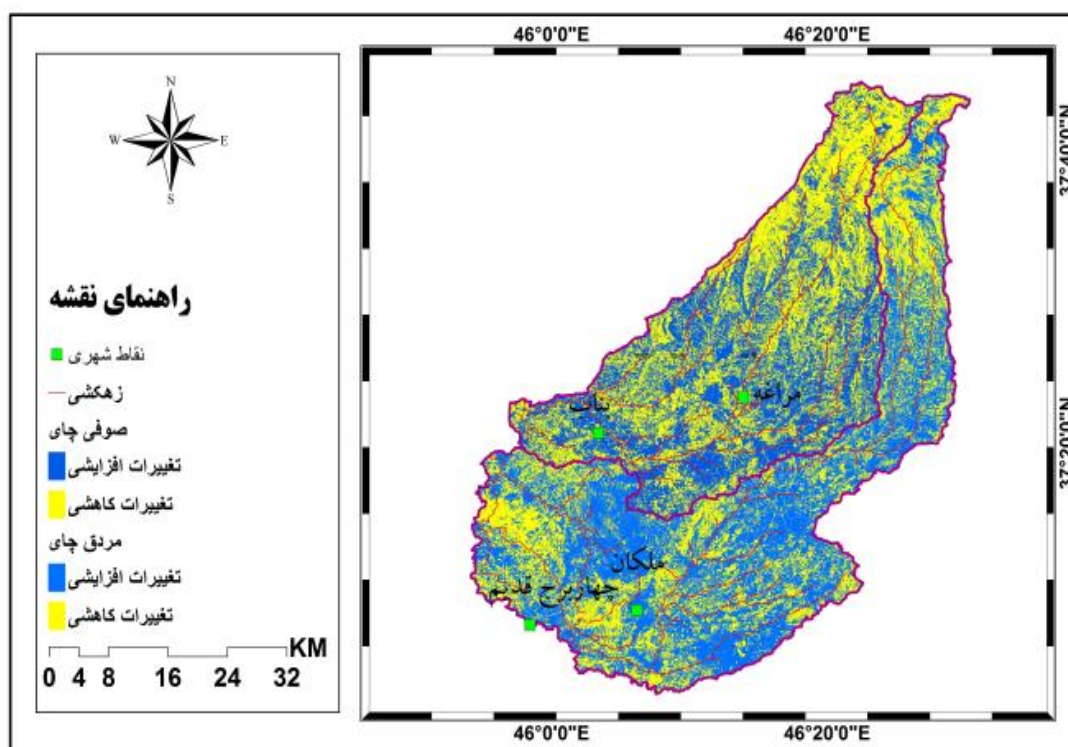


شکل ۹: تصویر NDVI طبقه‌بندی شده سال ۲۰۰۶ در حوضه صوفی چای و مردق چای

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 صوفی چای، حدود ۵۲/۳ درصد از مساحت حوضه، افزایش رطوبت خاک و ۴۷/۶ درصد از مساحت نیز کاهش رطوبت را در سال ۲۰۰۶ نشان می دهد. در حوضه مردق چای، تغییرات کاهشی ۴۰ درصد و تغییرات افزایشی رطوبت خاک ۶۰ درصد از مساحت حوضه را شامل می شود.

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



شکل ۱۰: نقشه پایش تغییر-تفاضل نقشه های تسلدکپ سال های ۱۹۸۵ و ۲۰۰۶ در حوضه صوفی چای و مردق چای

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 جزئی 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 ۱/۶۸۴ 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	۰/۹۳۱**
معنی‌داری	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)	-۰/۲۶۶	۰/۱۲۲		-۲/۱۷۶	۰/۰۳۱
بارش	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۵۳	۱/۶۸۱	۰/۰۹۵
دبی سد	۰/۶۹۸	۰/۰۲۴	۰/۹۱۰	۲۸/۵۸۶	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

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 متأثر از خشک‌سالی و ترسالی هواشناسی در منطقه بوده است که این ارتباط به صورت همزمان و با یک ماه تأخیر، 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 حوضه‌ها 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 می‌نمایم.

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 ۴۶-۳۳.
- 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 ۱۸۲-۱۶۵.
- جهانبخش، س؛ عدالت دوست، م؛ تدینی، م (۱۳۸۷)، «دریاچه ارومیه شاخصی کلاسیک از ارتباط بین لکه‌های خورشیدی و اقلیم در شمال غرب ایران»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۸۰۱، صص ۷۶-۴۹.
- 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 ۶۴، صص ۱۶۸-۱۵۷.
- 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 (۱۳۸۶)، «بررسی خشک‌سالی‌های هواشناسی در استان سیستان و بلوچستان با استفاده از نمایه SPI و مدل زنجیره مارکف»، *تحقیقات منابع آب ایران*، شماره ۱، صص ۳۵-۲۵.
- زاهدی قره‌آغاچ، م؛ قویدل‌رحیمی، ی (۱۳۸۶)، «تعیین آستانه خشک‌سالی و محاسبه میزان بارش قابل اعتماد ایستگاه‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۵۹، صص ۳۴-۲۱.
- 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 محیط‌شناسی*، 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 ۶، صص ۶۰-۴۳.

- شمع غزن، م (۱۳۹۰)، «بررسی میزان تأثیر خشک سالی های هیدرولوژیک رودخانه ها در کاهش آب دریاچه ارومیه»، پایان نامه 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»، پایان نامه 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.
- فاتحی مرج، ا؛ برهانی داریان، ع؛ مهدیان، م (۱۳۸۵)، «پیش بینی 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)، «تکنیک های اقلیم شناسی»، تهران، سازمان سمت.
- کنعانی، ر (۱۳۷۸)، «مطالعه و بررسی بارش و جریان در حوضه های آبریز صوفی چای و اهرچای»، تبریز، سازمان آب منطقه ای آذربایجان شرقی و اردبیل، گزارش شماره ۵۲۰.
- مفیدی پور، ن؛ بردی شیخ، و؛ اونق، م؛ سعدالدین، ا (۱۳۹۱)، «بررسی رابطه خشک سالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در حوضه آبخیز اترک»، *پژوهشنامه مدیریت حوضه آبخیز*، شماره ۵، صص ۲۶-۱۶.
- میرعباسی نجف آبادی، ر؛ دین پژوه، ی (۱۳۸۹)، «تحلیل روند تغییرات آب دهی رودخانه های شمال غرب ایران در سه دهه اخیر»، *نشریه آب و خاک*، شماره ۴، 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.

- 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 Talaei, 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.