

تحلیل زمانی و مکانی خشک‌سالی با استفاده از شاخص‌های خشک‌سالی و گشتاورهای خطی در حوضه بویین اصفهان

محمدحسین نساجیان زواره^{۱*}، حسین ملکی‌نژاد^۲، محمدرضا اختصاصی^۳ و محمد زارع ارنانی^۴

^۱ دانشجوی دکتری علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد، ^۲ دانشیار، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد ^۳ استاد، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد و ^۴ استادیار، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۲۹

چکیده

بهربرداری فزاینده از ذخایر آب زیرزمینی و در نتیجه افت سطح ایستابی و کاهش این ذخایر، مدیریت جامع منابع آب زیرزمینی و سطحی را به‌طور جدی مورد توجه مسئولان و برنامه‌ریزان قرار داده است. به‌نحوی که ارزیابی و مدیریت منابع آب به‌عنوان یکی از عوامل کلیدی توسعه جامع محسوب می‌شود. در این پژوهش، آبخوان بویین استان اصفهان در حوزه آبخیز باتلاق گاوخونی مورد بررسی قرار می‌گیرد. شاخص استاندارد بارش (SPI)، شاخص خشک‌سالی هواشناسی (RDI) و شاخص استاندارد آب زیرزمینی (GRI) در پایه‌های زمانی سه، شش، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه و شاخص سطح زیرکشت (CLI) در مقیاس سالانه محاسبه شدند. نتایج نشان داد، بیشترین همبستگی شاخص بارش استاندارد با شاخص آب زیرزمینی استاندارد در پایه‌های زمانی ۱۸ و ۲۴ ماهه واقع شده، بین این دو خشک‌سالی تاخیر فاز زمانی ۱/۵ تا دو ساله وجود دارد. برخلاف نتایج برخی منابع، همیشه با افزایش پایه زمانی، همبستگی بین شاخص خشک‌سالی هواشناسی و خشک‌سالی آب زیرزمینی افزایش پیدا نمی‌کند. بررسی هم‌زمان شاخص‌های خشک‌سالی هواشناسی و آب زیرزمینی و شاخص سطح زیرکشت بیانگر فاصله زیاد شاخص آب زیرزمینی استاندارد با دو شاخص دیگر در سال‌های ۱۳۸۳ تا ۱۳۸۷ است که می‌تواند به‌دلیل مدیریت نامناسب حاکم بر منطقه باشد. در سال‌های اخیر این سه شاخص به هم نزدیک شده‌اند که دلیل اصلی آن اعمال مدیریت بیشتر بر مصرف آب به‌وسیله سازمان‌های ذی‌ربط بوده است. برای تعیین مناطق همگن خشک‌سالی، حالت‌های مختلف ترکیب مقیاس‌های زمانی و مکانی با ایجاد ۳۹ سناریو مختلف و انجام ۳۹۰ هزار بار شبیه‌سازی بررسی شد. در ۹۰ درصد موارد هیچیک از معیارهای همگنی افناع نشدند که نشان می‌دهد، تکنیک گشتاورهای خطی روش مناسبی برای تعیین مناطق همگن خشک‌سالی آب زیرزمینی نیست که دلیل آن می‌تواند غیرتصادفی بودن داده‌ها باشد. در نتیجه، زمانی می‌توان از نتایج تکنیک گشتاور خطی به خوبی بهره برد که ماهیت داده‌ها تصادفی باشند.

واژه‌های کلیدی: بارش، تغذیه آبخوان، گشتاور خطی، مناطق همگن خشک‌سالی، SPI، RDI، GRI، CLI

مقدمه

زیرزمینی روبرو شده‌اند (Abbasi و همکاران، ۲۰۱۷). در مناطقی که خشکی اقلیمی و کمینه بارندگی از خصوصیات آن است، آب زیرزمینی اولین منبع عرضه

در سال‌های اخیر، با توسعه کشاورزی و افزایش جمعیت، بیشتر دشت‌های ایران با افت سطح آب

دریافتند که تغذیه برخی آبخوانها، خصوصاً در مناطق کوهستانی، به تغییرات بارش در یک عرصه جغرافیایی محصور وابسته است، در حالی که برای آبخوانهای قرار گرفته در دشتها، تغییرات بارش بر مناطق خیلی بزرگتر تاثیر می‌گذارد، توپوگرافی و ساختار ژئولوژیکی جزیره این اختلاف را توضیح می‌دهد. Kashay و همکاران (۲۰۱۸) نیز در بررسی اثر تغییر اقلیم بر تغذیه آب‌های زیرزمینی و جریان آب پایه در اتیوپی با در نظر گرفتن سناریوهای مختلف دریافتند که در همه سناریوها روند کاهش در بارندگی سالانه و روند افزایشی در میانگین دما و تبخیر و تعرق و نهایتاً کاهش تغذیه آب زیرزمینی و کاهش آب پایه رخ داده است.

برخی از مطالعات خشکسالی در ایران

در کشور ایران، محققینی همچون Tabari و همکاران (۲۰۱۳)، Zamani و همکاران (۲۰۱۵)، Rezaei (۲۰۱۰)، Barati و همکاران (۲۰۱۲)، Imani و Talebi (۲۰۱۲)، Ekrami و همکاران (۲۰۱۴)، Sadati nejad و همکاران (۲۰۱۶) و Barzegari و Maleki nejad (۲۰۱۶) پژوهش‌هایی در زمینه شاخص‌های خشکسالی داشته‌اند. علاوه بر آن‌ها، Pourmohammadi و Maleki nejad (۲۰۱۴) در طبقه‌بندی مناطق همگن اقلیمی کشور ایران تحت تاثیر تغییر اقلیم و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای با استفاده از تکنیک گشتاور خطی از آمار ۴۰ ایستگاه سینوپتیک کشور بهره جستند. آن‌ها برای جداسازی مناطق همگن اقلیمی از تکنیک گشتاور خطی استفاده کردند. نتایج تحقیق نشان‌دهنده اثرات تغییر اقلیم بر جداسازی مناطق همگن در کشور بود. Zare و همکاران (۲۰۱۷) در پژوهشی با هدف دسته‌بندی مناطق همگن خشکی به کمک روش گشتاورهای خطی و تحلیل خوشه‌ای در نیمه شرقی کشور دریافتند که بهتر است، در ابتدا، مناطق همگن با روش تحلیل خوشه‌ای تعیین و سپس، به کمک روش گشتاورهای خطی بررسی و تأیید شود. Rezaei و همکاران (۲۰۱۹) در ارزیابی انتخاب تابع توزیع احتمالاتی مناسب در استفاده از شاخص‌های خشکسالی SPI و RDI در ایران دریافتند که سری‌های زمانی سالانه دو شاخص خشکسالی RDI و

آب برای فعالیت‌های مختلف اجتماعی است (Abie و همکاران ۲۰۱۸). در مناطق خشک و کم باران مانند ایران، که منابع سطحی آب شیرین محدود بوده، از طرف دیگر، این آب‌ها با خطر آلودگی مواجه هستند، یافتن و نگهداری منابع آب زیرزمینی بهترین راه تأمین نیازهای آبی است (Edris nia و همکاران، ۲۰۱۸). یکی از مهمترین مباحث در موضوع آب زیرزمینی و مدیریت بیلان آن، دانستن میزان واقعی تغذیه است. برای اعمال مدیریت بهینه و اقتصادی آب‌های زیرزمینی در یک محل نیاز به بررسی کامل منابع آب زیرزمینی و سطحی به‌طور هم‌زمان است (Shamsaei، ۲۰۰۵). بدیهی است، در کشوری چون ایران بایستی مدیریت صحیح منابع آبی در دستور کار باشد؛ و این میسر نمی‌شود، مگر این‌که مدیران در خصوص مدیریت منابع آب برنامه‌ریزی‌های بلندمدتی داشته باشند. در بسیاری از برنامه‌های بلندمدت لازم است که چشم‌اندازی از وضعیت بارندگی و سطح سفره و تغییرات آن‌ها و ارتباط این دو با یکدیگر مد نظر باشد. سوء مدیریت منابع آب کشور که شاخص‌ترین آن برداشت‌های بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی است، همیشه از مسائل مورد بحث متخصصان آب کشور بوده است. یکی از اصلی‌ترین مباحث نیز بررسی نقش این سوء مدیریت در افزایش شدت اثرات خشکسالی بوده است. همچنین، تشخیص مناطق همگن خشکسالی می‌تواند ابزار مدیریتی قدرتمندی در دست تصمیم‌گیران باشد. در طی سالیان گذشته در زمینه خشکسالی و شاخص‌های آن و تعیین مناطق همگن خشکسالی در دنیا، ایران، استان اصفهان و حوضه گاوخونی (زاینده‌رود) تحقیقات زیادی انجام شده که در ادامه به آن پرداخته می‌شود.

برخی از مطالعات خشکسالی در جهان

در سایر کشورها علاوه بر محققینی همچون Digkas و همکاران (۲۰۱۲)، Sakakibara و همکاران (۲۰۱۷) و Abie و همکاران (۲۰۱۸) به‌وسیله دیگر محققین پژوهش‌هایی در زمینه شاخص‌های خشکسالی انجام شده است. Lakruz و همکاران (۲۰۱۷) در بررسی واکنش تراز آب زیرزمینی به تغییرات بارش در آبخوان‌های جزیره‌ای مدیترانه با استفاده از گشتاورهای خطی در تعیین مناطق همگن

گشتاورهای خطی یک روش گسترده در تحلیل منطقه‌ای است؛ اما مطالعات خیلی کمی درباره کاربرد آن برای بررسی خشکسالی آب‌شناسی صورت گرفته و در واقع طبق بررسی‌های انجام شده، در کشور ایران، تحقیق مشابهی برای آن یافت نشد.

مواد و روش‌ها

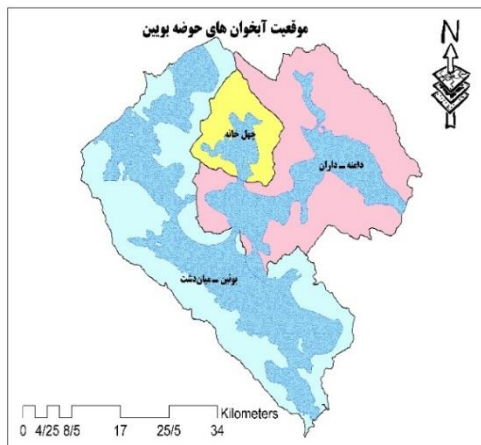
موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه: حوضه بویین جزء حوضه‌های مهم استان اصفهان محسوب می‌شود که یکی از سرشاخه‌های اصلی رودخانه زاینده‌رود است و موقعیت آن در شکل ۱، نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل ۱ دیده می‌شود، این حوضه شامل سه آبخوان بویین-میاندشت، دامنه-داران و چهل‌خانه و در حوزه آبخیز باتلاق گاوخونی و همچنین، در سرشاخه‌های زاینده‌رود (موسوم به رودخانه‌های پلاسجان و سمنندگان) واقع است. سطح آب در این سه آبخوان به‌صورت ماهانه اندازه‌گیری می‌شود.

طبق گزارش آماربرداری سراسری از منابع سطحی و زیرزمینی محدوده‌های مطالعاتی نجف‌آباد، چادگان، بوئین-میاندشت، چهل‌خانه و دامنه شرکت آب منطقه‌ای اصفهان در سال ۱۳۹۴ حوضه بویین در سال‌های ۱۳۶۴، ۱۳۶۶ و ۱۳۶۸ سه بار به‌عنوان دشت ممنوعه اعلام شده است. لذا، این حوضه در مدیریت منابع آب استان اصفهان از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است.

SPI تقریباً مشابه می‌باشد و اختلاف آن‌ها در هیچ ایستگاهی معنی‌دار نیست. همچنین، نتایج نشان‌دهنده حساسیت بیشتر شاخص RDI نسبت به شاخص SPI به انتخاب تابع توزیع است و انتخاب تابع توزیع برتر برای تعیین این شاخص از اهمیت بیشتری برخوردار است.

در استان اصفهان، Naseri (۲۰۱۵) و Eslamian و همکاران (۲۰۱۲) و در حوضه زاینده‌رود (تالاب گاوخونی) نیز Araghi nejad و همکاران (۲۰۱۲) و Zarezade و همکاران (۲۰۱۲) در این زمینه تحقیقاتی داشته‌اند. در حوضه مورد مطالعه (حوضه بویین) نیز Arvin و همکاران (۲۰۱۷) در بررسی اثر نوسانات اقلیمی و برداشت آب بر تغییرات تراز آب زیرزمینی دشت دامنه در منطقه فریدن اصفهان از داده‌های اقلیمی هفت ایستگاه هواشناسی و داده‌های مربوط به تراز آب زیرزمینی در دوره آماری مشترک ۲۰ساله استفاده کردند. نتایج نشان داد که در حال حاضر میزان تخلیه ۱/۶ برابر تغذیه است. همچنین، همبستگی بین سطح ایستابی با بارش مثبت و در سطح ۹۹ درصد تأیید شد. همچنین، ارتباط تراز آب با درجه حرارت، تبخیر و مقدار برداشت، منفی و در سطح ۰/۰۱ درصد معنی‌دار بود.

همان‌طور که پیداست، در رابطه با گشتاورهای خطی و به‌خصوص بررسی جریان‌های کم‌آبی و خشکسالی به روش گشتاورهای خطی نسبت به مطالعات مربوط به سیلاب به این روش، مطالعات اندکی صورت پذیرفته است و اگرچه رویکرد

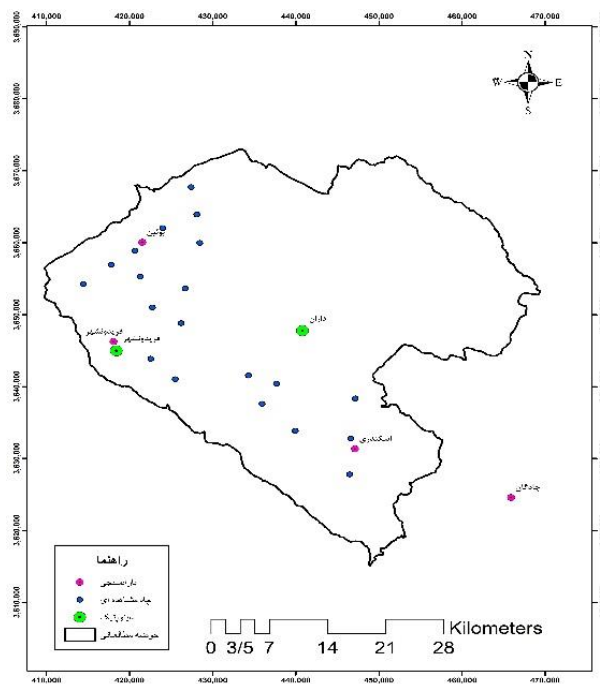


شکل ۱- موقعیت حوضه بویین در استان اصفهان

شامل ایستگاه‌های تحت تولید سازمان هواشناسی اعم از سینوپتیک و کلیماتولوژی و نیز تحت نظر شرکت آب منطقه‌ای اعم از تبخیرسنجی و باران‌سنجی استخراج و نهایتاً ایستگاه سینوپتیک داران، سینوپتیک فریدونشهر، باران‌سنجی چادگان، باران‌سنجی اسکندری، باران‌سنجی فریدونشهر و باران‌سنجی بوبین انتخاب شد. همچنین، در خصوص چاه‌های مشاهده‌ای (پیزومترها) از بین ۵۹ پیزومتر موجود در سطح حوضه تنها ۲۰ پیزومتر قابلیت استفاده در تحلیل‌ها را داشتند که این ۲۰ پیزومتر همگی در آبخوان بوبین واقع شده‌اند. اطلاعات سطح زیرکشت محصولات مختلف زراعی و باغی نیز داده‌های مدیریت جهاد کشاورزی شهرستان فریدن و سازمان جهاد کشاورزی استان اصفهان جمع‌آوری شد. موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در این پژوهش، در شکل ۲ نشان داده شده است.

مساحت حوضه بوبین حدود ۱۸۵۰۰۰ هکتار، ارتفاع متوسط آن ۲۴۹۰ متر، شیب متوسط وزنی حوضه حدود پنج درصد و متوسط بارش حوضه ۴۷۵ میلی‌متر است. منابع زیرزمینی حوضه را می‌توان به سه بخش چاه، چشمه و قنات شامل ۱۳۹۸ حلقه چاه عمیق، ۲۹۲ حلقه چاه نیمه عمیق، ۱۳۹۱ دهنه چشمه و ۴۰۵ رشته قنات تقسیم کرد. تیم مطالعاتی شرکت آب منطقه‌ای اصفهان منابع و مصارف سالیانه حوضه را برابر با هم و معادل حدود ۲۰۰ میلیون متر مکعب برآورد کرده است. ضخامت آبخوان، حدود ۱۰۰ متر و متوسط افت سالانه ۲۲ سانتی‌متر است.

داده‌های مورد استفاده: داده‌های اصلی مورد نیاز پژوهش شامل بارش، تبخیر و تعرق، سطح آب زیرزمینی و سطح زیرکشت است. برای این منظور، دوره آماری از سال آبی ۸۴-۱۳۸۳ تا ۹۶-۱۳۹۵ انتخاب شد. در این دوره آمار بالغ بر ۲۸ ایستگاه،



شکل ۲- موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده

در تعیین کمبود بارش در مقیاس‌های زمانی مختلف طراحی شده است. به دلیل عمومیت این شاخص از توضیح آن خودداری شده است. نمایه خشکسالی احيائي^۲ به‌وسیله Weghrost (۱۹۹۶) ارائه شد. در این

روش پژوهش

محاسبه شاخص‌های خشکسالی: نمایه بارش استاندارد شده^۱ به‌وسیله Mckee و همکاران (۱۹۹۳) به‌منظور پایش خشکسالی اقلیمی ابداع شد. این نمایه

^۲ RDI (Reclamation Drought Index)

^۱ SPI (Standardized Precipitation Index)

$$\tau_r = \lambda_r / \lambda_2 \quad r \geq 3 \quad (۸)$$

که در آن، λ_1 اندازه یا موقعیت، τ اندازه یا معیار مقیاس و پراکنش (LCV)، τ_3 اندازه یا معیار چولگی (LCS) و τ_4 اندازه یا معیار کشیدگی (LCK) است. Hosking (۱۹۹۰) نشان داد که برای r بزرگ‌تر یا مساوی سه، قدر مطلق τ_r کمتر از یک خواهد بود. علاوه بر این، اگر $x \geq 0$ باشد، به‌طور حتم τ یا ضریب تغییرات خطی x رابطه $0 < \tau < 1$ را اقلان می‌کند. نمودار ضریب چولگی (τ_3 یا LCS) در مقابل ضریب کشیدگی خطی (τ_4 یا LCK) می‌تواند مانند نمودارهای نسبت گشتاورهای متداول برای مشخص کردن توزیع‌های خاص مورد استفاده قرار گیرد.

توزیع اصلی مناسب توزیعی است که متوسط و پراکنش داده‌ها در اطراف آن به‌صورت خوشه‌ای و حالت شایسته و مناسب در نمودار گسترش یافته باشند. علاوه بر این، دقیقاً همانند نمودار نسبت گشتاورهای متداول، یک درجه معین از همگنی ناحیه‌ای بایستی برای به‌دست آوردن یک توزیع اصلی ناحیه‌ای مناسب اقلان شود (Eslamian و همکاران، ۲۰۰۳). در ادامه، برای اطمینان از همگن بودن مناطق در خوشه‌بندی اولیه، آزمون‌های ناجوری و غیرهمگنی انجام می‌شود.

آزمون ناجوری^۳: برای اطمینان از عدم وجود پیرومتر ناجور باید مقدار D به‌دست آمده در تمام پیرومترها از مقدار بحرانی معرفی شده به‌وسیله Hosking (عدد ۳) کمتر باشد. معیار ناجوری یا ناهمگنی D به‌وسیله Hosking و Wallis (۱۹۹۰) به‌صورت رابطه (۹) تعریف می‌شود.

$$Di = \frac{1}{3}(u_i - \bar{u})^T S^{-1}(u_i - \bar{u}) \quad (۹)$$

حد بحرانی این معیار عدد ۳ است. به‌عبارتی معیار ناجوری بیشتر از سه نشان‌دهنده ناجور بودن ایستگاه است.

آزمون ناهمگنی: معیار غیرهمگنی آماره‌ای است که قصد برآورد درجه غیرهمگن در یک گروه از مکان‌ها و ارزیابی این که آیا آن‌ها می‌توانند به‌طور معقول به‌عنوان یک گروه همگن قرار بگیرند یا نه را دارد. این آماره برای تست همگنی سه معیار ناجوری (H) شامل

شاخص، به پارامتر تبخیر نیز توجه می‌شود. مهمترین مزیت این شاخص آن است که هم به میزان آب و هم به عوامل اقلیمی توجه می‌کند.

نمایه آب زیرزمینی استاندارد^۱ در سال ۲۰۰۸ در کالابریای ایتالیا ایجاد و مورد آزمایش قرار گرفت. این نمایه می‌تواند برای ارزیابی وضعیت مخزن سفره آب زیرزمینی و همچنین، ارزیابی واقعی از میزان ذخیره آبخوان به‌کار رود. در محاسبه این شاخص، از آمار بلندمدت سطح ایستابی سفره آب زیرزمینی در نقاط مختلف سفره استفاده می‌شود. نمایه سطح زیرکشت^۲ (به شکلی که در تحقیق حاضر محاسبه و تحلیل می‌شود) در بررسی منابع مشاهده نشد.

تحلیل مناطق همگن خشک‌سالی با استفاده از

گشتاور خطی: روش گشتاور خطی و گشتاورهای وزنی احتمال شبیه به گشتاورهای عادی هستند که به‌صورت خلاصه توزیع‌های تئوریک احتمال برای نمونه‌های مشاهداتی تعریف می‌شود. مشابه با ایجاد گشتاورهای عادی، گشتاورهای خطی نیز می‌توانند برای اندازه‌گیری نمایه‌ها، فواصل برآوردها و تست مجانبی قابل استفاده باشند. گشتاورهای خطی که به‌وسیله Hosking (۱۹۹۰) برحسب گشتاورهای وزنی احتمال α و β مشخص شده‌اند، در روابط (۱) تا (۶) ارائه شده است.

$$\lambda_{r+1} = (-1)^r \sum_{k=0}^r P_{r,k} \alpha_k = \sum_{k=0}^r P_{r,k} \beta_k \quad (۱)$$

که در آن،

$$P_{r,k} = (-1)^{r-k} \binom{r}{k} \binom{r+k}{k} \quad (۲)$$

در این حالت:

$$\lambda_1 = \alpha_0 \quad (۳)$$

$$\lambda_2 = \alpha_0 - 2\alpha_1 \quad (۴)$$

$$\lambda_3 = \alpha_0 - 6\alpha_1 + 6\alpha_2 \quad (۵)$$

$$\lambda_4 = \alpha_0 - 12\alpha_1 + 30\alpha_2 - 20\alpha_3 \quad (۶)$$

نسبت گشتاورهای خطی که قابل مقایسه با نسبت گشتاورهای متداول می‌باشند، به‌صورت رابطه‌های (۷) و (۸) ارائه شده است.

$$\tau = \lambda_2 / \lambda_1 \quad (۷)$$

^۱ GRI (Groundwater Resource Index)

^۲ CLI (Cultivated Land Index)

^۳ Discordancy Measure

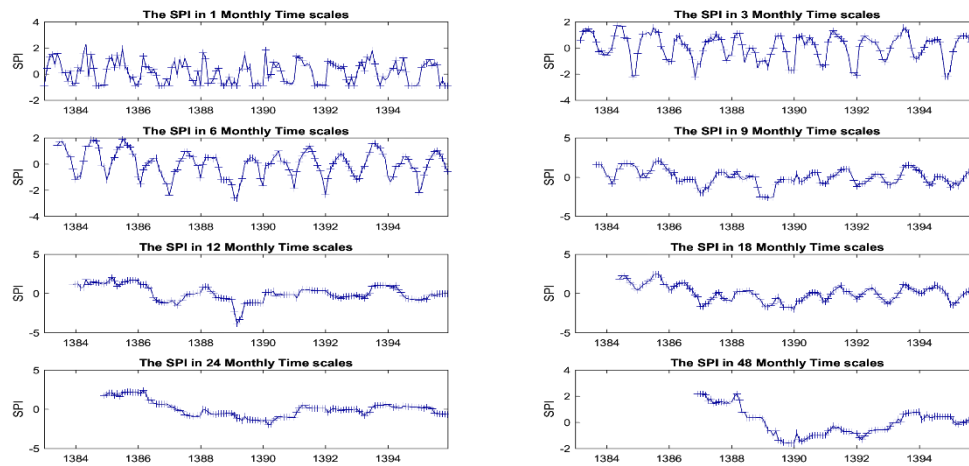
محاسبه آماره ZDist تعیین می‌شود.

نتایج و بحث

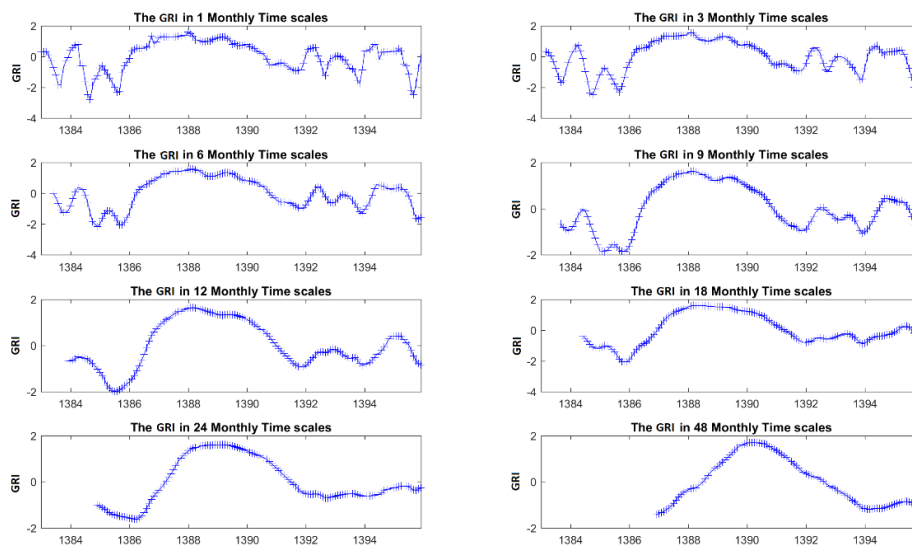
برای محاسبه نمایه‌های SPI و RDI از آمار بارش و تبخیر میانگین منطقه استفاده شد. محاسبه نمایه خشکسالی احيائی با استفاده از همان رابطه نمایه استاندارد بارش و در نرم‌افزار Zima SPI انجام شد. وضعیت خشکسالی ماهانه بر اساس تغییرات شاخص SPI در مقیاس‌های یک، سه، شش، نه، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه در نمودار شکل ۳ ارائه شده است. همچنین، وضعیت خشکسالی ماهانه بر اساس تغییرات شاخص RDI نیز در مقیاس‌های یک، سه، شش، نه، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه در نمودار شکل ۴ نشان داده شده است.

H_1 ، H_2 و H_3 که به ترتیب به پراکنش LCV، LCV- و LCS و LCV-LCV وابسته هستند، استفاده می‌شود. Hosking و Wallis (۱۹۹۰) پیشنهاد کردند که یک ناحیه وقتی می‌تواند "ناحیه همگن قابل قبول" باشد که H_i کمتر از یک باشد و می‌تواند ناحیه "نسبتاً غیرهمگن" باشد، اگر H_i بین یک و دو باشد و به عنوان ناحیه "مشخصاً غیرهمگن" خواهد بود، اگر H_i بزرگ‌تر از دو باشد.

آزمون نکویی برازش تابع توزیع برای منطقه: این آزمون شامل محاسبه آماره ZDist است و نشان می‌دهد که توابع احتمالاتی مورد نظر تا چه اندازه به داده‌ها برازش داده می‌شوند. در نتیجه، بهترین تابع توزیع منطقه‌ای با استفاده از آزمون نکویی برازش و



شکل ۳- نمودار SPIهای ماهانه حوضه بوبین



شکل ۵- نمودار GRIهای ماهانه حوضه بوبین

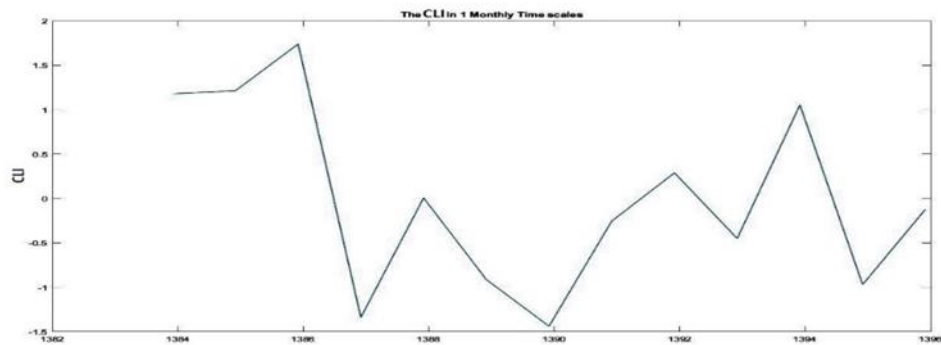
پس از محاسبه نمایه‌های بارش استاندارد (SPI) و RDI که وضعیت خشک‌سالی هواشناسی را نمایان می‌کنند، نمایه شدت خشک‌سالی آب‌های زیرزمینی (GRI) محاسبه می‌شود. برای این منظور، از همان رابطه محاسبه شاخص‌های SPI و RDI استفاده شد. نهایتاً این نمایه برای تک‌تک چاه‌های مشاهده‌ای (پیژومترها) در مقیاس‌های سالانه، ماهانه و فصلی و در کل حوضه محاسبه شد. نمودارهای ماهانه به‌دست آمده پیژومتر شماره ۲ به‌عنوان نمونه در شکل ۵ نشان

داده شده است.

در ادامه شاخص سالانه سطح زیرکشت (CLI) نیز با توجه به نوع داده‌های در دسترس به‌صورت سالانه محاسبه شد. این کار با همان رابطه محاسبه SPI، RDI و GRI و با استفاده از نرم‌افزار Zima SPI در محیط نرم‌افزار MATLAB و با استفاده از داده‌های سالانه سطح زیرکشت حوضه و بدون در نظر گرفتن اراضی آیش و دیم انجام شد که نتایج در جدول ۱ و شکل ۶ ارائه شده است.

جدول ۱- تغییرات همزمان بارش، سطح آب زیرزمینی و سطح زیرکشت

تغییرات سطح آب نسبت به دوره قبل	میانگین دوره چهار ساله	سطح آب (متر)	تغییرات بارش نسبت به دوره قبل	میانگین دوره چهار ساله	بارش سالانه (میلی‌متر)	تغییرات کشت نسبت به دوره قبل	میانگین دوره چهار ساله	جمع کشت آبی و باغی (هکتار)	سال آبی
		۱۳/۹۹۱			۶۵۲/۰۶			۳۲۵۸۵	۱۳۸۴-۸۵
		۱۴/۳۱۷۵			۷۵۰/۲۷			۲۸۵۴۷	۱۳۸۵-۸۶
-	۱۶/۳۵	۱۸/۰۳۹۵	-	۵۳۹/۰۸	۲۹۴/۵	-	۲۸۱۴۶	۲۵۷۹۳	۱۳۸۶-۸۷
		۱۹/۰۶۵			۴۵۹/۴۹			۲۵۶۵۹	۱۳۸۷-۸۸
		۲۰/۷۱۰۵			۳۴۱/۳۲			۲۱۵۹۲	۱۳۸۸-۸۹
افزایش ۲۱ درصد نسبت به دوره ۴ ساله قبلی	۱۹/۹	۲۰/۰۶۴	کاهش ۲۸٪ نسبت به دوره چهار ساله قبلی	۳۸۷/۴۱	۲۸۴/۲	کاهش ۲۳ درصد نسبت به دوره چهار ساله قبلی	۲۱۶۱۹	۱۹۶۵۸	۱۳۸۹-۹۰
		۱۹/۳۴۳			۴۲۳/۴۹			۲۲۲۰۴	۱۳۹۰-۹۱
		۱۹/۴۸۲			۵۰۰/۶۳			۲۳۰۲۳	۱۳۹۱-۹۲
		۱۸/۹۵۳۵			۳۹۷/۶۹			۲۱۴۹۰	۱۳۹۲-۹۳
بدون تغییر	۱۹/۰۷	۱۸/۲۹۸۵	افزایش ۱۶ درصد نسبت به دوره چهار ساله قبلی	۴۴۹/۴۶۵	۶۲۳/۹۵	افزایش ۱۰ درصد نسبت به دوره چهار ساله قبلی	۲۳۸۵۶	۲۰۵۶۶	۱۳۹۳-۹۴
		۱۹/۴۶۰۵			۳۳۴/۸۶			۲۴۸۳۹	۱۳۹۴-۹۵
		۱۹/۵۶۴			۴۴۱/۳۶			۲۸۵۲۷	۱۳۹۵-۹۶



شکل ۶- نمودار CLI سالانه محاسباتی حوضه بوبین

معنی دار هستند و مقیاس‌های زمانی یک، سه، شش و ۴۸ ماهه همبستگی مناسبی با شاخص GRI ندارند. همان‌طور که ذکر شد، شاخص استاندارد آب زیرزمینی هر ماه، بیشترین همبستگی را با وضعیت خشکسالی هواشناسی ۱۸ تا ۲۴ ماه قبل از خود دارد. با توجه با موارد ذکر شده می‌توان با استفاده از نمایه خشکسالی هواشناسی ۱۸ تا ۲۴ ماه قبل؛ شاخص استاندارد آب زیرزمینی همان ماه را پیش‌بینی کرد. پس از بررسی‌های فراوانی که در رابطه با حوضه صورت گرفت، مدل زیر با ضریب تبیین ۰/۶۲ برای پیش‌بینی شاخص استاندارد آب زیرزمینی حوضه مورد مطالعه پیشنهاد شد.

$$GRI = -0.5375(SPI) + 0.0956 \quad (۱۳) \quad \text{(رابطه ریاضی)} \\ \text{GRI و SPI ۱۸ ماهه}$$

$$GRI = -0.5108(SPI) + 0.1638 \quad (۱۴) \quad \text{(رابطه ریاضی)} \\ \text{GRI و SPI ۲۴ ماهه}$$

همچنین، نتایج بررسی میزان همبستگی بین این دو شاخص در پایه‌های زمانی مختلف نشان داد که شاخص RDI در مقیاس‌های زمانی مختلف همبستگی خوبی با شاخص GRI یک‌ماهه ندارد.

همان‌طور که در جدول ۱ دیده می‌شود، در دوره آماری ۸۸-۸۹ تا ۹۲-۹۱ با وجود کاهش ۲۸ درصدی بارش، به‌دلیل کاهش ۲۳ درصدی سطح زیرکشت، متوسط سطح آب در پیژومترها افزایش ۲۱ درصدی داشته است. در دوره آماری ۹۲-۹۳ تا ۹۵-۹۶ با وجود افزایش ۱۶ درصدی بارش، به‌دلیل افزایش ۱۰ درصدی سطح زیرکشت، متوسط سطح آب در پیژومترها تغییری نداشته است.

بررسی ارتباط بین نمایه‌های SPI، RDI، GRI و CLI

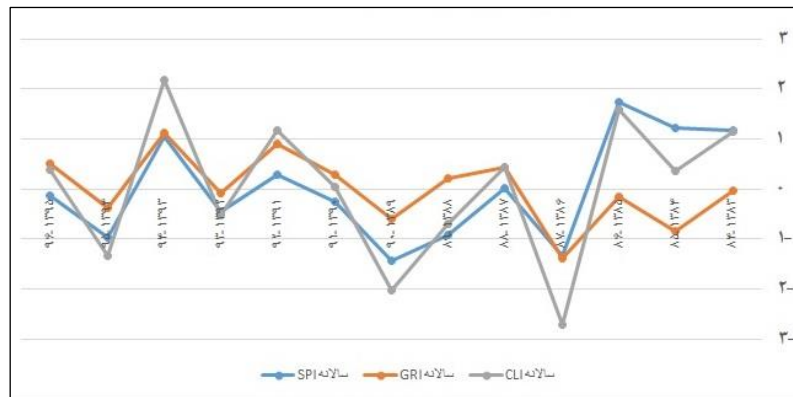
همبستگی شاخص SPI در پایه‌های زمانی مختلف با شاخص GRI یک‌ماهه: نتایج بررسی در کل ۲۰ پیژومتر منتخب در شکل ۷ نشان داده شده است. نتایج این شکل گویای آن است که شاخص SPI در پایه‌های زمانی نه، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ دارای بیشترین سطح معنی‌داری با شاخص GRI است؛ به‌طوری‌که SPI ۲۴ و ۱۸ ماهه در ۱۹ پیژومتر از ۲۰ پیژومتر (۹۵ درصد) و پایه‌های زمانی نه و ۱۲ ماهه در ۱۸ پیژومتر از ۲۰ پیژومتر (۹۰ درصد) در سطح پنج درصد



شکل ۷- تغییرات همزمان شاخص GRI و شاخص SPI ۲۴ ماهه در پیژومتر شماره ۲

شاخص را نماد مدیریت منطقه دانست. هر چه این شاخص‌های قابل کنترل به شاخص SPI که قابل کنترل نیست نزدیک‌تر باشند، نشانه مدیریت بهتر مصارف است؛ لذا، می‌توان این‌طور نتیجه گرفت که در این سال‌ها مدیریت بسیار نامناسبی بر منطقه حاکم بوده است. ولی در سال‌های اخیر این سه شاخص به هم نزدیک شده که امیدوار کننده است و باید هر سه نرمال یا متعادل شود.

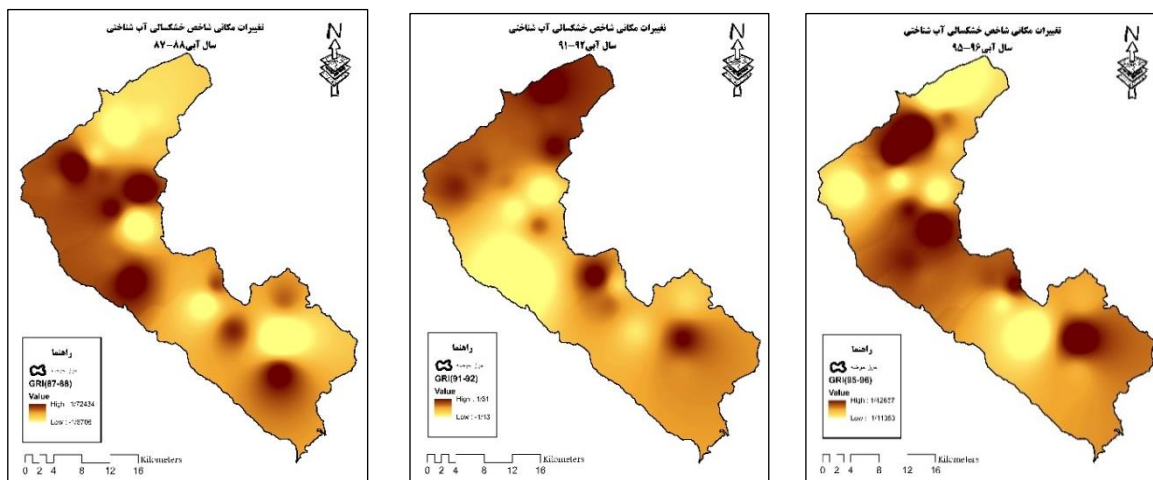
همبستگی شاخص CLI سالانه با شاخص‌های SPI و GRI سالانه: تغییرات همزمان شاخص‌های SPI، GRI و CLI در شکل ۸ نشان داده شده است. گراف شاخص‌ها نشان می‌دهد که در سال‌های ۸۳ تا ۸۷ فاصله GRI با دو شاخص دیگر خیلی زیاد بوده است. از آنجایی‌که شاخص CLI به‌طور مستقیم و شاخص GRI به‌طور غیرمستقیم تحت تاثیر فعالیت‌های کشاورزی قرار دارد، می‌توان این دو



شکل ۸- تغییرات همزمان شاخص‌های SPI، GRI و CLI

حوضه، نقشه‌های پهنه‌بندی خشک‌سالی آب زیرزمینی برای کل حوضه و از سال آبی ۸۴-۸۳ تا سال آبی ۹۶-۹۵ تهیه شد و نتایج در شکل ۹ ارائه شده است. نتایج بررسی‌ها نشان داد، روند خاصی در تغییر مناطق خشک‌سالی مشاهده نمی‌شود و عملاً نمی‌توان تحلیلی برای پیش‌بینی واقعه خشک‌سالی در آینده ارائه داد.

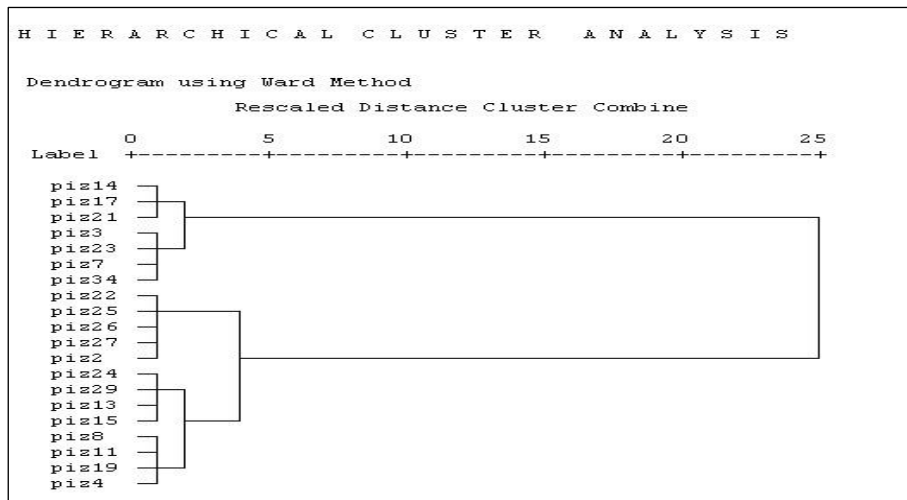
در ادامه پژوهش سعی شد، مناطق همگن خشک‌سالی به کمک تکنیک گشتاورهای خطی تعیین و با روش دیگر تعیین مناطق همگن (روش زمین آمار و روش تحلیل خوشه‌ای) صحت‌سنجی شود. تهیه نقشه‌های پهنه‌بندی خشک‌سالی آب زیرزمینی سالانه با استفاده از روش زمین آمار و تکنیک IDW: پس از محاسبه GRI‌های سالانه



شکل ۹- پهنه‌بندی خشک‌سالی در سال‌های آبی ۸۷-۸۸، ۹۱-۹۲ و ۹۵-۹۶

آب زیرزمینی ناتوان است. لذا، تصمیم بر آن شد تا تعیین مناطق همگن خشک‌سالی با استفاده از تحلیل خوشه‌ای و این بار بر اساس خصوصیات موثر بر سطح آب پیژومترها (شامل طول و عرض جغرافیایی، تراز سنگ کف، شماره منحنی محل قرارگیری پیژومتر، ضخامت سفره) انجام شود که نتایج تحلیل خوشه‌ای با استفاده از خصوصیات موثر بر سطح آب پیژومترها در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

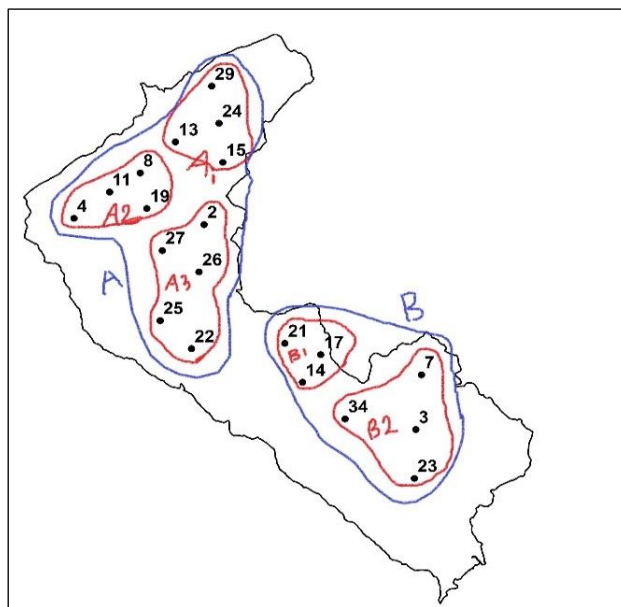
تعیین مناطق همگن خشک‌سالی با استفاده از تحلیل خوشه‌ای بر اساس شاخص GRI: تحلیل خوشه‌ای شاخص GRI در کل محدوده مطالعاتی و به تفکیک سال‌های دوره آماری مورد مطالعه و با استفاده از روش ward انجام پذیرفت. نتایج نشان داد، عملاً تحلیل خوشه‌ای نیز مانند روش زمین آمار در تعیین مناطق همگن خشک‌سالی بر اساس شاخص خشک‌سالی



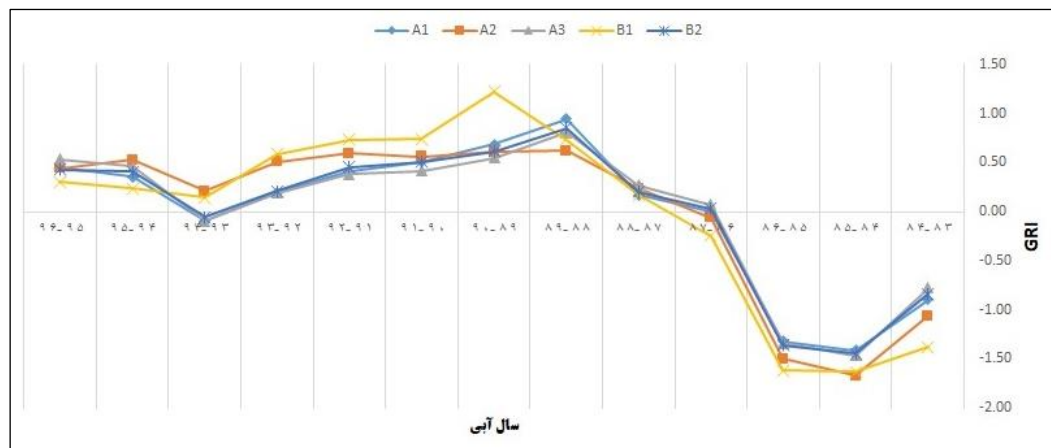
شکل ۱۰- تحلیل خوشه‌ای با استفاده از خصوصیات موثر بر سطح آب پیژومترها

است که تغییرات در سطح آبخوان یکنواخت بوده، از منطقه‌ای به منطقه دیگر تغییری نداشته است. **تحلیل مناطق همگن خشکسالی با استفاده از گشتاور خطی:** اولین گام در تحلیل فراوانی منطقه‌ای، به‌دست آوردن گشتاورهای خطی مربوط به هر پیژومتر است. در ادامه گشتاورهای خطی در مقیاس‌های زمانی یک، سه، شش، نه، ۱۲، ۱۸، ۲۴ و ۴۸ ماهه محاسبه شد. این محاسبات پس از ترجمه راهنما، ارتباط با نویسندگان و آزمون نرم‌افزارهایی چون Hydro gnomon و L RAP نهایتاً از طریق بسته LmomRFA در نرم‌افزار R انجام شده است.

نتایج نشان می‌دهد، با کمک این روش می‌توان مناطق همگن را از نظر خصوصیات موثر بر سطح آب پیژومترها (و نه از نظر شاخص GRI) به‌خوبی از هم متمایز کرد. شکل ۱۱ مناطق همگن را از نظر خصوصیات موثر بر سطح آب پیژومترها نشان می‌دهد. در شکل ۱۲ نیز نحوه تغییرات شاخص خشکسالی آب زیرزمینی در هر یک از خوشه‌ها نشان داده شده است. شکل ۱۲، نشان می‌دهد که تغییرات در دسته پیژومترها مشابه بوده، تفاوت معنی‌داری در آن‌ها دیده نمی‌شود. به‌عبارتی، در طول دوره آماری تغییر محسوسی در شاخص خشکسالی در هر یک از مناطق همگن پیژومترها ایجاد نشده است و این بدان معنی



شکل ۱۱- مناطق همگن را از نظر خصوصیات موثر بر سطح آب پیژومترها



شکل ۱۲- تغییرات شاخص خشکسالی آب زیرزمینی در دسته پیرومترها

مورد بررسی قرار گرفت. در هر سناریو نیز مدل ۱۰ بار اجرا شد و در هر بار اجرا نیز ۱۰۰۰ بار شبیه‌سازی انجام شد. به عبارتی، در مجموع بالغ بر ۳۹۰ هزار بار شبیه‌سازی انجام شد.

در هر بار اجرا، پس از حذف پیرومترهای ناجور، آزمون غیرهمگنی انجام شد. اما معیارهای H_1 ، H_2 و H_3 در ۹۰ درصد موارد اقناع نشدند. در ادامه، به ترتیب و مرحله به مرحله نسبت به حذف پیرومترهای ناجور و انجام مجدد آزمون غیرهمگنی اقدام شد، ولی باز هم معیارهای H_1 ، H_2 و H_3 در هیچیک از مراحل کار اقناع نشدند.

نتیجه‌گیری

- در بازه زمانی مورد مطالعه (سال آبی ۸۴-۱۳۸۳ تا ۹۶-۱۳۹۵) هر دو پدیده خشکسالی هواشناسی و آب‌شناسی با شدت و تداوم متفاوت در دشت بوبین وجود داشته است.
- شاخص بارش استاندارد (SPI) با شاخص آب زیرزمینی استاندارد (GRI) در حد پنج درصد دارای همبستگی معنی‌دار است. بیشترین میزان این همبستگی در پایه‌های زمانی ۱۸ و ۲۴ ماهه واقع شده است؛ به عبارتی بین خشکسالی هواشناسی و خشکسالی آب‌شناسی تأخیر فاز زمانی ۱/۵ تا دو ساله وجود دارد.
- با وجود آنچه در برخی منابع به آن اشاره شده، همیشه با افزایش پایه زمانی، همبستگی شاخص‌های خشکسالی هواشناسی و خشکسالی آب

برای انجام آزمون ناجوری، ابتدا با فرض این که تمامی پیرومترها در یک منطقه‌ی همگن قرار دارند، معیار ناجوری (Discordancy Measure) محاسبه شد. پس از تشخیص و حذف پیرومترهای ناجور باید بررسی شود که آیا پیرومترهای باقی‌مانده، همگن هم هستند یا نه. آماره مورد استفاده برای این منظور Heterogeneity Measure است که تحت عنوان H_1 ، H_2 و H_3 بررسی می‌شود. اگر هر سه معیار H_1 ، H_2 و H_3 مقادیر بالای عدد دو را نشان دادند، بایستی با حذف ایستگاه یا ایستگاه‌هایی که Discordancy بالاتری دارند، منطقه همگن را تشخیص داد. اگر نخستین معیار (H_1) هم به حد قابل قبول برسد، کفایت می‌کند. برای انجام این کار با در نظر گرفتن سناریوهای مختلف، دسته‌بندی‌های مکانی، زمانی و ترکیب آن‌ها انجام و سپس، نسبت به بررسی وضعیت همگنی اقدام شد.

دسته‌بندی مکانی: در یک مرحله کل حوضه به‌عنوان یک منطقه همگن در نظر گرفته شد. در مرحله بعد، حوضه مورد مطالعه با در نظر گرفتن چند ویژگی از محل قرارگیری پیرومترها به سه دسته دشتی، میانکوهی، پایکوهی تقسیم شد.

دسته‌بندی زمانی: دسته‌بندی بر اساس مقیاس سالانه، فصلی (بهار، تابستان، پاییز و زمستان)، ماهانه (یک، سه، شش، نه، ۱۲، ۱۸، ۲۴ و ۴۸ ماهه).

ترکیب حالت‌های مختلف دسته‌بندی زمانی و مکانی و اجرای برنامه: کلیه حالات مختلف ترکیب دسته‌بندی‌های مکانی و زمانی انجام و ۳۹ سناریو

مقیاس‌های زمانی و مکانی، نتایج نشان داد، تکنیک گشتاورهای خطی روش مناسبی برای تعیین مناطق همگن خشکسالی آب زیرزمینی نیست. دلیل این امر می‌تواند غیر تصادفی بودن داده‌ها باشد. به عبارتی، زمانی می‌توان از نتایج تکنیک‌های آماری به‌خوبی بهره برد که ماهیت داده‌ها تصادفی باشند. در این تحقیق، با وجود این‌که حوضه در بالادست سد زاینده‌رود انتخاب شد تا از اثر اقدامات انسانی مصون باشد، باز هم تشخیص مناطق همگن و برازش توزیع‌های آماری امکان‌پذیر نشد. به‌طور واضح‌تر تغییرات (اعم از افزایش یا کاهش) برداشت سالیانه از سفره موجب خارج شدن داده‌ها از ماهیت تصادفی بودن آن‌ها شده است. به‌عبارتی، تقریباً می‌توان گفت داده‌ها صرفاً نزولی هستند و این تفاوت اصلی داده‌های آب زیرزمینی با داده‌های هواشناسی و آب سطحی است.

زیرزمینی افزایش پیدا نمی‌کند.
 • برای بررسی هم‌زمان اثر مدیریت و خشکسالی هواشناسی بر خشکسالی آب زیرزمینی شاخص سطح زیرکشت ابزاری مفید و کاربردی است.
 • بررسی هم‌زمان شاخص‌های خشکسالی هواشناسی و آب زیرزمینی و شاخص سطح زیرکشت در حوضه مورد مطالعه نشان می‌دهد که در سال‌های ۸۳ تا ۸۷ فاصله شاخص خشکسالی آب زیرزمینی با دو شاخص دیگر خیلی زیاد بوده که مدیریت بسیار بدی بر منطقه حاکم بوده است. ولی در سال‌های اخیر این سه شاخص به هم نزدیک شده‌اند که امیدوار کننده است.
 • در طول دوره آماری تغییر محسوس در شاخص خشکسالی در هر یک از مناطق همگن پیژومترها ایجاد نشده است.
 • با وجود آزمون حالت‌های مختلف ترکیب

منابع مورد استفاده

1. Abasi, Sh., F. Ghafouri and H. Malekinezhad. 2016. Assessment of temporal and spatial variation of groundwater level relative to distance from Zayandehrud River, case study: Koochpaye-Segzi Plain of Isfahan. *Iranian Water Research Journal*, 10(20): 27-37 (in Persian).
2. Abiye, T., K. Masindi, H. Mengistu and M. Demlie. 2018. Understanding the groundwater-level fluctuations for better management of groundwater resource: a case in the Johannesburg region. *Groundwater for Sustainable Development*, 7: 1-7.
3. Arvin, A.A., A. Halabian and M. Baharloo. 2016. The effects of climatic oscillation and water consumption on groundwater level variations in Damene Plain. *Journal of Natural Environmental Hazards*, 7: 48-67 (in Persian).
4. Babaei, H., S. Araghinejad and A. Horfar. 2011. Time interval identification of the occurrences of meteorological and hydrological droughts in Zayandeh-Rud Basin. *Arid Biom Scientific and Research Journal*, 1: 1-13 (in Persian).
5. Barati, R., M. Azhdari Moghadam and M. Arami Fadafan. 2012. Regional flood frequency analysis of Kashafrood River Basin using l-moments method. *Iranian Water Research Journal*, 5(9): 223-228 (in Persian).
6. Barzegari, F. and H. Malekinezhad. 2014. Linear moments application in drought prediction, case study: central catchment of Iran. *Water and Soil Science*, 25(2): 13-23 (in Persian).
7. Edrisnia, S., A. Pahlavanravi, A. Moghadamneia, A. Nazari Samani and A. Amiri. 2017. Investigation of the role of structural elements on water resource abundance in Maharloo karst region using RS and GIS. *Journal of Range and Watershed Management (Iranian Journal of Natural Resources)*, 70(2): 263-275 (in Persian).
8. Ekrami, M., H. Malekinezhad and M. Ekhtesasi. 2014. Investigating the effect of climatic and hydrological droughts on groundwater resources. *Iran-Watershed Management Science and Engineering*, 7: 47-54.
9. Eslamian, S., H. Hassanzadeh, J. Abedi-Koupaei and M. Gheysari. 2012. Application of L-moment for regional frequency analysis of monthly drought indexes. *International Journal Hydraulic Engineering ASCE*, 17: 32-42 (in Persian).
10. Hosking, J.R.M. and J.R. Wallis. 1990. Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *Journal of Statistical Society Series B*, 52(2): 105-124.
11. Imani, M. and A. Talebi. 2011. Investigating the effects of drought on changes in the groundwater table surface of Bahabad Plain in Yazd using GRI and SPI indicators. 4th Iranian Water Resources Management Conference, Amirkabir University of Technology, Tehran (in Persian).

12. Kahsay, K., S. Murlidhar and S. Hatiye. 2018. Impact of climate change on groundwater recharge and base flow in the sub-catchment of Tekeze Basin, Ethiopia. *Groundwater for Sustainable Development*, 6: 121-133.
13. Lacruz, J., C. Garcia and E. Tejada. 2017. Ground water level responses to precipitation variability in Mediterranean insular aquifers. *Journal of Hydrology*, 552: 516-531.
14. Mckee, T.B., N.J. Doesken and J. Kleist. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. Preprints 8th Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, 17-22 January, California, USA, pp. 179-184.
15. Naseri, M. 2014. Development of some drought index. MSc Thesis, Esfahan University of Technology, 125 pages (in Persian).
16. Poormohammadi, S. and H. Malekinezhad. 2012. Classification of homogeneous climatic regions under the impact of climate change and greenhouse gas emissions scenarios using L-moments technique in Iran. *Journal of Watershed Management Research*, 4(8): 58-76 (in Persian).
17. Rezaei, A. 2011. Hydrological homogeneity of basins. *Watershed Management Researches*, 85: 11-21 (in Persian).
18. Rezaie, H., N. Khanmohammadi, M. Montazeri and G. Behmanesh. 2018. Evaluating the selection of the most suitable probability distribution function for using the RDI and SPI drought indices. *Water and Soil Science*, 28(1): 29-40 (in Persian).
19. Sadatinezhad, S.J., S.H. Alavinia, R. Abedi, A. Honarbakhsh and K. Abdollahi. 2016. Frequency analysis of regional meteorological drought in Karun-1 Basin of Iran. *Journal of Watershed Management Research*, 6(12): 108-117 (in Persian).
20. Sakakibara, K., M. Tsujimura, X. Song and J. Zhang. 2017. Spatiotemporal variation of the surface water effect on the groundwater recharge in a low-precipitation region: application of the multi-tracer approach to the Taihang Mountains, North China. *Journal of Hydrology*, 545: 132-144.
21. Shamsaei, A. 2014. Hydraulic water flow in porous environments, volume 3: application of mathematical-computer models. Amirkabir University of Technology Publications, 98 pages (in Persian).
22. Tabari, H., J. Nikbakht and P.H. Talace. 2013. Hydrological drought assessment in northwestern Iran based on Streamflow Drought Index (SDI). *Water Resources Management*, 27: 137-151 (in Persian).
23. Tigkas, D., H. Vangelis and G. Tsakiris. 2012. Drought and climate change impact on streamflow in small watersheds. *Science of the Total Environment*, 440: 33-41.
24. Zarezadeh Mehrizi, M. and S. Morid. 2011. Application of reservoir level and meteorological indices for drought monitoring, case study: Zayandehrud water system. *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 42(2): 13-17 (in Persian).
25. Zare, M., S. Poormohammadi and H. Sodaizade. 2016. Climatic parameters aridity indices reference evapotranspiration statistical distribution Iran. *Geography and Environmental Planning*, 27(2): 103-118 (in Persian).
26. Zamani, R., H. Tabari and P. Willems. 2015. Extreme streamflow regional and probabilistic (Iran): drought analyses in Karkheh River Basin. *Natural Hazards*, 76: 327-346 (in Persian).

Temporal and spatial analysis of drought in Boein Aquifer using drought indices and linear moment technique

Mohammad hossein Nassajian Zavareh^{*1}, Hossein Malekinezhad², Mohammadreza Ekhtesasi³ and Mohammad Zare Ernani⁴

¹ PhD student, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Iran ² Associate Professor, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Iran, ³ Professor, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Iran and ⁴ Assistant Professor, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Iran

Received: 19 July 2020

Accepted: 09 February 2021

Abstract

The increasing exploitation of groundwater reserves and consequently the drop in the water level and reduction of the reserves have seriously caught the attention of officials and planners to the integrated management of groundwater and surface water resources. The evaluation and management of water resources are considered as one of the key factors in comprehensive development. Boein Aquifer in Isfahan Province located in the Gavkhooni Basin is studied in this study. The Standard Precipitation Index (SPI), Reclamation Drought Index (RDI) and Groundwater Standard Index (GRI) in the time scales of three, six, 12, 24 and 48 months and Cultivated Land Index (CLI) in annual time scale are calculated. Results showed that the highest correlation between the SPI and GRI is in 18 and 24 months' time scale, and there is a delay of 1.5 to 2 years between these two droughts. Contrary to the results of some references, the correlation between meteorological drought index and GRI does not always increase with increasing the time scale. A synchronic study of the SPI, GRI and CLI shows a large difference between the SRI and the other two indicators in 2004-2008 periods that may be related to the poor management of the region. However, more close values obtained for these three indices in the recent years mainly due to the better management of water consumption by relevant organizations. To determine homogeneous drought regions, different combinations of temporal and spatial scales were used by creating 39 different scenarios and running 390,000 simulations. None of the heterogeneity measures were met in 90% of cases. This indicated that the linear moment technique is not a suitable method for determining homogeneous arid regions of groundwater probably due to the non-random data. Therefore, the linear moment technique will be more useful if the data is random.

Keywords: Aquifer recharge, CLI, GRI, Homogeny drought region, Linear moment, Precipitation, RDI, SPI

* Corresponding author: nassajian150@gmail.com