

Precipitation Deficit Threshold Zoning Based on Shannon Entropy in Karkheh Basin

E. Saki Malehi^{1*}, H.R. Ghafouri², and S.M. Ashrafi³

Abstract

The entropy of an event is a characteristic of the probability distribution that shows the average uniformity of the occurrence of that event. This theory is used in meteorological studies. In this study, the uniformity of precipitation deficiency is investigated by referring to the concept of Shannon entropy and as a dynamic 12-month in Karkheh basin in southwestern Iran. Precipitation entropy number is introduced as a drought index and the existence of drought is determined according to the average precipitation entropy in the years 1950-2018. This method is evaluated in comparison with standard precipitation-evapotranspiration index (SPEI) for Karkheh basin in spatio-temporal patterns. The results of spatiotemporal evaluation indicated the similarity of the Entropy indicator at the basin on a long-term time scale SPEI. In areas with higher average precipitation, the entropy was sensitive to precipitation uniformity, and with decreasing precipitation uniformity, which is one of the causes of drought, the entropy decreased. In areas with lower average precipitation, the entropy sensitivity was to the volume of precipitation and with decreasing precipitation, the entropy decreased. The long-term mean entropy of the lack of precipitation perfectly indicated the threshold of the drought.

Keywords: Shannon Entropy, Drought Zonation, Standard Precipitation Evapotranspiration Index, Lack of Precipitation.

Received: March 12, 2022

Accepted: June 14, 2022

پهنه‌بندی آستانه کمبود بارش بر اساس آنتروپی شانون در حوضه آبریز کرخه

الهام ساکی مالچی^{۱*}، حمیدرضا غفوری^۲ و سیدمحمد اشرفی^۳

چکیده

آنتروپی یک پیشامد، مشخصه‌ای از توزیع احتمال آن است که میانگین یکنواختی رخداد آن پیشامد را نشان می‌دهد. در مطالعات آب و هواشناسی از این تئوری استفاده می‌شود. در این تحقیق یکنواختی کمبود بارش با استناد به مفهوم آنتروپی شانون و بصورت ۱۲ ماهه متحرک در حوضه آبریز کرخه در ایران بررسی می‌شود. عدد آنتروپی کمبود بارش بعنوان شاخص آنتروپی کمبود بارش معرفی شده و وجود خشکسالی با توجه به متوسط آنتروپی کمبود بارش در سال‌های ۱۹۵۰-۲۰۱۸ تعیین می‌شود. ارزیابی این روش در مقایسه با شاخص استاندارد بارش-تبخیر و تعرق پتانسیل (SPEI)، برای حوضه آبریز کرخه در جنوب غربی ایران و در الگوهای مکانی-زمانی انجام می‌شود. نتایج ارزیابی مکانی و زمانی بیانگر شباهت شاخص آنتروپی با شاخص SPEI در مقیاس زمانی بلند مدت در سطح حوضه است. در مناطق با متوسط بارش بیشتر، حساسیت آنتروپی به یکنواختی بارش است و با کاهش یکنواختی بارش که یکی از عوامل خشکسالی است، آنتروپی کاهش می‌یابد. در مناطق با متوسط بارش کمتر، حساسیت آنتروپی به حجم بارش هاست و با کاهش حجم بارش‌ها آنتروپی کاهش می‌یابد. متوسط دراز مدت آنتروپی کمبود بارش آستانه شروع خشکسالی را به خوبی نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: آنتروپی شانون، پهنه‌بندی خشکسالی، شاخص استاندارد تبخیر و تعرق پتانسیل، کمبود بارش.

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۱۲/۲۱

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۳/۲۴

1- Ph.D. Student in Engineering and Water Resources Management, Department of Civil Engineering, Faculty of Civil Engineering and Architecture, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran. Email: sakielham92@gmail.com

2- Professor of Civil Engineering, Department of Civil Engineering, Faculty of Civil Engineering and Architecture, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran. Email: ghafouri_h@scu.ac.ir

3- Associate Professor of Civil Engineering Department, Department of Civil Engineering, Faculty of Civil Engineering and Architecture, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran. Email: ashrafi@scu.ac.ir

*- Corresponding Author

Dor: [20.1001.1.17352347.1401.18.2.2.2](https://doi.org/10.17352/347.1401.18.2.2.2)

۱- دانشجوی دکتری مهندسی و مدیریت منابع آب، گروه مهندسی عمران، دانشکده عمران و معماری، دانشگاه شهید چمران اهواز.

۲- استاد گروه مهندسی عمران، دانشکده مهندسی عمران و معماری، دانشگاه شهید چمران اهواز.

۳- دانشیار گروه مهندسی عمران، دانشکده مهندسی عمران و معماری، دانشگاه شهید چمران اهواز.

*- نویسنده مسئول

بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان پائیز ۱۴۰۱ امکانپذیر است.



هواشناسی استفاده شده است، میزان بارش است (Chang, 1991; 1983; Santos, 1966; Pinkayan, 1992; Eltahir). علاوه بر آن، بر اساس مطالعات شاخص‌های خشکسالی، عملاً همه شاخص‌های خشکسالی بسته به نوع نیاز، از بارش به صورت منفرد یا در ترکیب با سایر عناصر هواشناسی که توسط WMO (1975) نیز پیشنهاد شده است، استفاده می‌کنند (Mishra and Singh, 2010). در میان شاخص‌های خشکسالی، رایج‌ترین شاخصی که در سال‌های اخیر جهت پایش خشکسالی مورد استفاده قرار گرفته است شاخص استاندارد بارش - تبخیر و تعرق پتانسیل (SPEI)^۵ می‌باشد. شاخص SPEI در سال ۲۰۱۰ توسط ویسنته سرانو جهت پایش خشکسالی ابداع شد. پارامتر پایه این شاخص کمبود بارش (تبخیر و تعرق پتانسیل - بارش = کمبود بارش) می‌باشد. منطق محاسبه این شاخص مشابه شاخص SPI است (Vicente-Serrano et al., 2010). شاخص SPEI اثرات افزایش دما در اثر تغییر اقلیم را بهتر از SPI نشان می‌دهد (Liu et al., 2021; Mathbout et al., 2018). لیکن استفاده از آن در مناطق با اقلیم خشک ممکن است محدود باشد (Zhuang et al., 2013). با توجه به اینکه شرایط اقلیمی کره زمین در سال‌های اخیر در حال تغییر است و پیش‌بینی شده است که این تغییرات ادامه داشته باشد، استفاده از شاخص SPEI به‌عنوان شاخصی که اثرات تغییر اقلیم و شرایط خشکسالی را به خوبی نشان می‌دهد در مطالعات اخیر توصیه شده است (Luo et al., 2020; Vicente-Serrano et al., 2010).

برخی از محققان در مطالعات خشکسالی از مفهوم بی‌نظمی بارش (عدم قطعیت بارش) استفاده نموده‌اند و بدین منظور روش آنتروپی را که یکی از روش‌های مفید و مؤثر در آنالیز عدم قطعیت پیشامدهای تصادفی است، جهت بررسی خشکسالی بکار گرفته‌اند (Aghelpour et al., 2020; Bacanli, 2012; Bacanli et al., 2016; Cheng et al., 2017; Faiz et al., 2021; Li et al., 2020; Rodriguez Boltzmann (1877) et al., 2016; Uuml et al., 2012). با‌عنوان معیاری از بی‌نظمی و غیریکنواختی در یک سیستم بیان کرد. با استفاده از تئوری آنتروپی می‌توان هرج و مرج و بی‌نظمی را در یک سیستم اندازه‌گیری کرد. وجود بی‌نظمی در یک سری اطلاعاتی، مانند اطلاعات بارش، به معنای تغییرات زیاد و نامنظم بارش می‌باشد. (Sang et al., 2018) در مطالعه‌ای که در این زمینه انجام دادند، استفاده از روش آنتروپی را در مطالعات خشکسالی بسیار توصیه نموده‌اند.

Shannon and Weaver (1949) آنتروپی را تابعی تعریف کردند که مقدار آن برابر منفی امید ریاضی^۶ لگاریتم طبیعی تابع احتمال یک

دائرة‌المعارف اقلیم و هوا، یک دوره طولانی، مانند یک فصل، سال یا چندین سال، کمبود بارندگی نسبت به میانگین آماری چند ساله برای یک منطقه را خشکسالی نامیده است (Schneider, 1996). با توجه به اثر کمبود بارش، خشکسالی‌ها، به‌طور کلی در چهارده دسته طبقه‌بندی می‌شوند: هواشناسی، هیدرولوژیکی، کشاورزی و اقتصادی-اجتماعی (Council, 2004; Mishra and Singh, 2010; Wilhite and Glantz, 1985). افزایش ناگهانی تعداد و شدت انواع خشکسالی در سال‌های اخیر سبب نگرانی جوامع بشری شده است. با توجه به تغییر اقلیم و افزایش دمای هوای کره زمین و به تبع آن افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل و کاهش بارش مؤثر بیم آن می‌رود که شدت و وسعت خشکسالی در سطح کره زمین به مرور افزایش یابد (Cook et al., 2014; Mishra and Singh, 2010; Zeng et al., 2021; Zhao et al., 2020). به‌عنوان مثالی از مشکلات ناشی از خشکسالی می‌توان به کاهش قابل ملاحظه آبدی رودخانه کرخه طی سال‌های اخیر اشاره کرد که سبب افزایش نگرانی‌ها در تأمین آب شرب، کشاورزی، صنایع و محیط‌زیست در این حوضه گردیده است. عوامل مختلفی در کاهش آبدی این رودخانه مؤثر بوده‌اند، لیکن تغییرات اقلیمی^۱ یکی از مهم‌ترین عوامل کاهش آبدی^۲ در این حوضه و ایجاد خشکسالی‌های مستمر می‌باشد (Ashrafi et al., 2020; Daneshvar et al., 2019).

به دلیل ماهیت خزنده^۳ خشکسالی (Gillette, 1950)، اثرات این پدیده^۴ به آرامی در طی یک دوره زمانی افزایش می‌یابد. همچنین، تعیین شروع و پایان آن دشوار است، و اندازه‌گیری و ارزیابی آن نیز به آسانی مقدور نیست (Adib et al., 2020; Wang et al., 2020). لذا، ابداع و کاربرد روشی جدید که بر مبنای آن بتوان آستانه وقوع خشکسالی هواشناسی را به‌صورت منطقه‌ای تخمین زده و ریسک مواجهه با خشکسالی را کاهش داد همواره مورد نیاز بوده است. در این تحقیق آستانه خشکسالی هواشناسی در حوضه آبریز کرخه در جنوب غربی ایران بر اساس مفهوم آنتروپی کمبود بارش (میزان بی‌نظمی یا یکنواختی کمبود بارش) ارزیابی می‌گردد. بدین منظور از نظریه آنتروپی شانون استفاده شده است. سادگی و قابل فهم بودن روش برای همه کاربران و محدود بودن اطلاعات مورد نیاز جهت انجام محاسبات، کوتاه بودن زمان محاسبات و معنی‌دار بودن آن از نظر آماری همچنین قابلیت استفاده در نواحی مختلف اقلیمی، وجه تمایز روش انتخابی نسبت به سایر روش‌های تخمین خشکسالی می‌باشد (Pei et al., 2020; Wilhite and Glantz, 1985; Zeng et al., 2021). معمول‌ترین پارامتر پایه‌ای که تاکنون برای تجزیه و تحلیل خشکسالی

مقیاس‌های ۳ تا ۲۴ ماهه محاسبه و وضعیت خشکسالی در سطح حوضه تعیین می‌شود. سپس نتایج وضعیت خشکسالی بر اساس آن‌تروپی با نتایج شاخص SPEI مقایسه می‌گردد. در صورتی که آن‌تروپی شانون در هر مقطع زمانی قادر به تخمین وجود خشکسالی باشد با توجه به ساده‌تر بودن شیوه محاسبه و درک راحت‌تر مفهوم آن در مقایسه با SPEI و نیز با توجه به محدودیت استفاده از شاخص SPEI در اقلیم‌های خشک (بارندگی کمتر از ۲۰۰ میلی‌متر)، آن‌تروپی شاخصی مناسب در تشخیص خشکسالی برای اقلیم‌های متفاوت خواهد بود و سادگی محاسبه این شاخص موجب تسریع در شناسایی خشکسالی در مناطق با وسعت زیاد می‌گردد.

۲- روش انجام کار و مطالعه موردی

پرسش اصلی این تحقیق آنست که با استناد به تئوری آن‌تروپی شانون و با استفاده از پارامتر کمبود بارش در سطح حوضه‌های آبریز بصورت سالانه و متحرک آیا می‌توان آستانه خشکسالی را به‌صورت منطقه‌ای تعیین نمود؟ و آیا آستانه تعیین شده، در تخمین آغاز خشکسالی مؤثر خواهد بود؟ مراحل انجام تحقیق و محاسبات به‌صورت فلوجارت در شکل ۱ نشان داده شده است.

منطقه مورد مطالعه: حوضه آبریز کرخه در محدوده بین مختصات جغرافیائی ۳-۴۶ تا ۱۲-۴۹ طول شرقی و ۰-۳۱ تا ۵۶-۳۴ عرض شمالی واقع شده است (شکل ۲). مساحت تقریبی این حوضه بالغ بر ۵۱ هزار کیلومتر مربع می‌باشد. متوسط بارش و دما در بخش‌های شمالی و جنوبی حوضه متفاوت است. تغییرات ارتفاعی سطح حوضه نسبت به سطح دریا از ۳۶۴۵ متر تا ۳ متر متغیر است.

پیشامد تصادفی باشد. به‌دلیل سادگی درک و محاسبات آن‌تروپی شانون و کاربردی بودن آن، از این نظریه تاکنون در مطالعات مختلف آب و هواشناسی به‌صورت گسترده‌ای استفاده شده است (Hong et al., 2015; Li et al., 2020; Sang et al., 2018; Tahroudi et al., 2019).

با توجه به اینکه تقسیم بازه زمانی مورد نظر به مقاطع زمانی ثابت برای پایش خشکسالی تأثیر هر مقطع زمانی را بر مقطع بعدی لحاظ نمی‌نماید، لذا انتظار می‌رود که استفاده از مقاطع زمانی متحرک در آن‌تروپی شانون، منجر به نتایج قابل قبولی در پایش خشکسالی شود. در این تحقیق تلاش شده است که با استفاده از تئوری آن‌تروپی شانون و با اعمال آن به‌صورت متحرک، مقادیر آن‌تروپی در مقاطع زمانی سالانه متحرک محاسبه گردیده و با استفاده از آن آستانه خشکسالی منطقه‌ای در حوضه کرخه تعیین شود. مفهوم متحرک در این تحقیق تغییر شروع و پایان مقطع زمانی می‌باشد. آستانه منطقه‌ای بدین معناست که مقدار آن‌تروپی در هر مکانی از حوضه که بیشتر از آستانه باشد، نشان دهنده عدم رخداد خشکسالی و بالعکس خواهد بود. در نتیجه با تعیین آستانه خشکسالی در هر حوضه که از آمار دراز مدت کمبود بارش در آن حوضه بدست می‌آید می‌توان وضعیت خشکسالی کل حوضه را در هر مقطع زمانی با محاسبه آن‌تروپی تعیین نمود. به‌دلیل وجود شواهدی مبنی بر تغییر اقلیم در حوضه کرخه شامل وجود ماه‌های بدون بارش در بازه‌های طولانی و بارش‌های شدید در برخی بازه‌های زمانی دیگر، و نیز تغییر محسوس دما در کل حوضه، پارامتر پایه مورد استفاده در این مطالعات کمبود بارش می‌باشد که محاسبه آن وابسته به مقادیر بارش و دمای منطقه است. جهت ارزیابی صحت نتایج روش پیشنهادی، مقادیر شاخص SPEI در هر مقطع زمانی و در

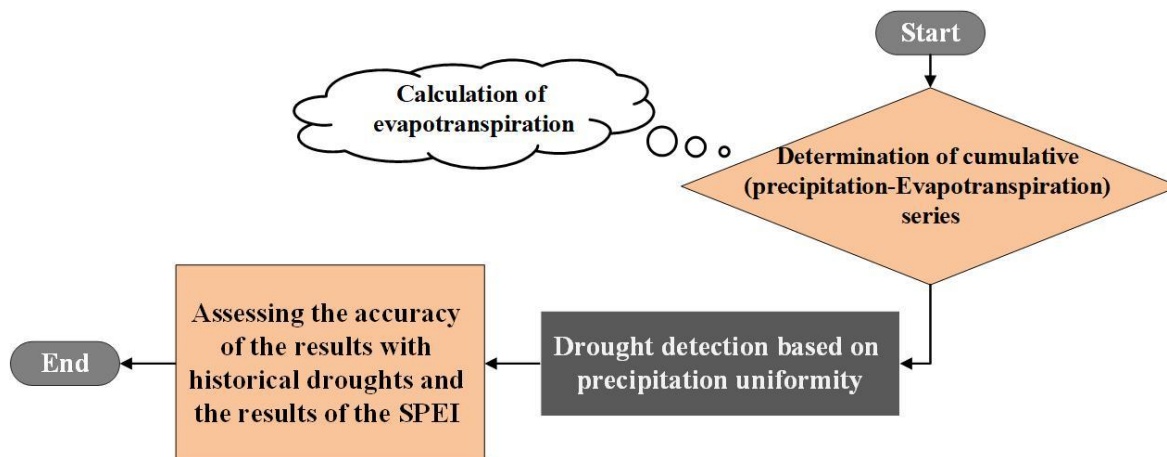


Fig. 1- Flowchart of the method

شکل ۱- فلوجارت روش انجام مطالعه

است (Vicente-Serrano et al., 2010). دقیق‌ترین روش جهت محاسبه این پارامتر را رابطه پنمن-مونتیة^۱ و ساده‌ترین رابطه را تورنت وایت^۲ معرفی نموده است. ایشان در تحقیق خود اشاره نموده‌اند، به دلیل تأثیر کمی که این پارامتر بر شاخص SPEI دارد در مناطقی که اطلاعات پایه کافی موجود نیست، توصیه می‌شود که از روش تورنت وایت استفاده شود. تنها پارامتر مورد نیاز در این روش دمای متوسط ماهانه می‌باشد. در این تحقیق تبخیر و تعرق پتانسیل برای هر یک از ماه‌های سال به روش تورنت وایت محاسبه می‌شود. برای محاسبه آن به صورت زیر عمل می‌شود:

الف- ابتدا نمایه حرارتی (t_j) برای هر یک از ماه‌های سال از رابطه (۲) محاسبه می‌شود:

$$t_j = \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1.51} \quad (2)$$

در رابطه (۲)، T_j متوسط دمای هوا به درجه سانتی‌گراد در ماه مورد نظر می‌باشند. این کار برای ۱۲ ماه سال انجام می‌گردد. در صورتی که متوسط دما در یک ماه صفر یا منفی باشد t_j برای آن صفر در نظر گرفته می‌شود.

ب- نمایه حرارتی سال (I) از جمع نمایه حرارتی ماهانه طی سال به دست می‌آید:

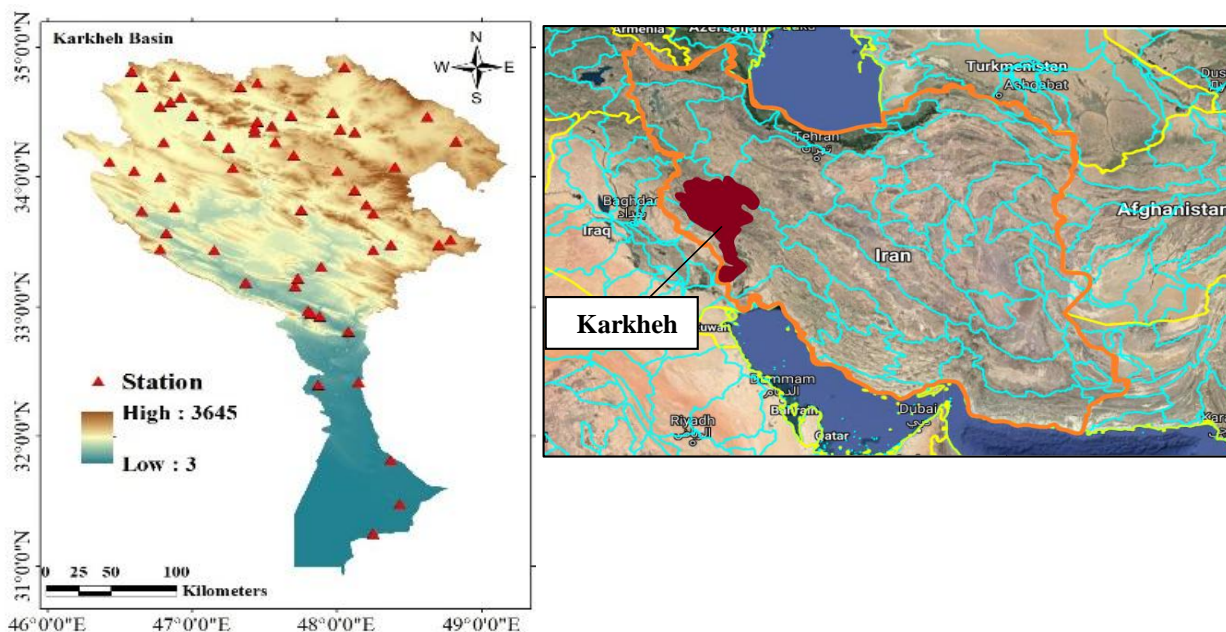
$$I = \sum_{j=1}^{12} t_j \quad (3)$$

تابش مستقیم خورشید با وجود اثر بادهای گرم و خشک و کمبود بارش در پایین دست حوضه باعث شده حجم تبخیر در این بخش بالا باشد. در شمال حوضه با ساختار جغرافیایی خاص خود میزان تبخیر کمتر از نصف تبخیر جنوب حوضه است و این خود باعث پیدایش اشکال مختلف اقلیم و در نتیجه پوشش گیاهی متفاوت در سطح حوضه شده است. به دلیل تغییر شرایط اقلیمی در سطح حوضه جهت بررسی وضعیت خشکسالی، از بخش‌های مختلف آن حداقل یک ایستگاه انتخاب شده است. تعداد کل ایستگاه‌های منتخب ۵۷ ایستگاه می‌باشد. آمار بارش و دما در محل ایستگاه‌ها از سامانه CEDA/CRU^۳ اخذ شده است. آمار اخذ شده از این سامانه، متوسط بارش و دمای ماهانه در بازه تاریخی ۲۰۱۸-۱۹۵۰ می‌باشد.

تبخیر و تعرق پتانسیل: با توجه به افزایش دمای کره زمین در اثر تغییر اقلیم و در نتیجه آن افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل منابع آب‌های سطحی، در مطالعات اخیر خشکسالی توصیه به اعمال اثر تبخیر و تعرق پتانسیل در شاخص‌های خشکسالی شده است (Cook et al., 2014). بدین منظور پارامتر پایه مورد استفاده در این تحقیق، کمبود بارش متوسط ماهانه می‌باشد. این پارامتر از رابطه (۱) محاسبه می‌شود:

$$LP_{ij} = P_{ij} - PET_{ij} \quad (1)$$

که در آن LP_{ij} کمبود بارش متوسط ماهانه، P_{ij} بارش متوسط ماهانه و PET_{ij} تبخیر و تعرق پتانسیل متوسط ماهانه در سال i و ماه j می‌باشند. تبخیر و تعرق پتانسیل به روش‌های مختلفی قابل محاسبه



شکل ۲- نقشه موقعیت محدوده حوضه آبریز کرخه و ایستگاه‌های منتخب

ج- با داشتن نمایه حرارتی سالانه (I) ضریب m از رابطه (۴) محاسبه می‌شود:

$$m = (6 \cdot 75 \cdot 10^{-7})I^3 - (7 \cdot 71 \cdot 10^5)I^2 + (1 \cdot 792 \cdot 10^2)I + 0 \cdot 492 \quad (۴)$$

د- با توجه به اینکه تعداد روزهای هر ماه و تعداد ساعات روشنایی در ماه‌های مختلف سال متفاوت است، لذا جهت به دست آوردن PET از ضریب اصلاحی Nj که برای هر ماه تابعی از عرض جغرافیایی و ماه مورد نظر در منطقه مورد مطالعه است، استفاده می‌شود (Miller, 1994).

$$PET_j = 16Nj \left(\frac{10T_j}{I} \right)^m \quad (۵)$$

محاسبه سری زمانی کمبود بارش متوسط تجمعی: سری کمبود بارش تجمعی^{۱۰} در مقیاس‌های زمانی ماهانه^{۱۱} K (۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ ماهه) با استناد به مراجع (McKee et al., 1993; Vicente-Serrano et al., 2010) محاسبه شده است.

$$\begin{aligned} & \text{if } j < K \\ & H^K = \{h_1, \dots, h_K\} \\ & = \{LP_{i-1,1}, \dots, LP_{i-1,12}\} \\ & + \{LP_{i,1}, \dots, LP_{i,j}\}, \quad l = 13 - K + j \\ & \text{if } j \geq K \\ & H^K = \{h_1, \dots, h_K\} \\ & = \{LP_{i,1}, \dots, LP_{i,j}\}, \quad l = j - K + 1 \\ & x_{ij}^K = \sum_{k=1}^K h_k \end{aligned} \quad (۶)$$

که در آن H^K سری بارش مؤثر در سال i و ماه j برای مقیاس زمانی K می‌باشد. همچنین، درایه ماتریس سری تجمعی کمبود بارش متوسط در مقیاس زمانی K ماهه در سال i و ماه j می‌باشد.

شاخص SPEI: جهت محاسبات این شاخص به مطالعات (Drumond et al., 2021; Vicente-Serrano et al., 2010) استناد گردیده است. مقادیر کمتر از صفر این شاخص بیانگر وجود خشکسالی در حوضه است. اگر $x = x_{ij}^K$ سری تجمعی LP_{ij} در مقیاس زمانی معین باشد، در مرحله بعد یک توزیع احتمال مناسب بر سری x برآزش می‌یابد. طبق بررسی‌های انجام شده (Liu et al., 2020; Vicente-Serrano et al., 2010)، توزیع لوگ-لجستیک سه پارامتری^{۱۲} کارایی مناسبی در مدل‌سازی سری زمانی x دارد. فرم تابع توزیع احتمالی یاد شده به صورت رابطه (۷) بیان شده است:

$$f(x) = \frac{b}{a} \left(\frac{x-y}{a} \right)^{b-1} \left[1 + \left(\frac{x-y}{a} \right)^b \right]^{-2} \quad (۷)$$

که در آن a ، b و y به ترتیب پارامترهای مقیاس، شکل و مبدأ و سری تجمعی مقادیر LP_{ij} در مقیاس زمانی معین است. پارامترهای این تابع با استفاده از روش گشتاور L از رابطه‌های (۸) به دست می‌آید:

$$b = \frac{2w_1 - w_0}{6w_1 - w_0 - 6w_2}$$

$$a = \frac{(2w_1 - w_0)b}{\tau(1 + \frac{1}{b})\text{Gama}(1 - \frac{1}{b})} \quad (۸)$$

$$\gamma = w_0 - a\tau(1 + \frac{1}{b})\text{Gama}(1 - \frac{1}{b})$$

که $\text{Gama}(0)$ تابع گاما و w_0 ، w_1 و w_2 گشتاورهای وزنی احتمال هستند و از رابطه (۹) محاسبه می‌شوند:

$$w_s = \frac{1}{N} \sum_{u=1}^N (1 - F_u)^s x_u \quad (۹)$$

که F تابع توزیع تجربی (رابطه ۱۰)، N تعداد کل داده‌ها، u شماره ردیف در داده‌های مرتب شده صعودی و s مرتبه گشتاور است و در اینجا برابر صفر، ۱ و ۲ در نظر گرفته می‌شود (Cook et al., 2014):

$$F_u = \frac{1 - 0.35}{N} \quad (۱۰)$$

پس از تعیین پارامترهای توزیع، نوبت به محاسبه تابع توزیع تجمعی لوگ-لجستیک^{۱۳} x می‌رسد که فرم ریاضی آن به صورت رابطه (۱۱) است:

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{a}{x-y} \right)^b \right]^{-1} \quad (۱۱)$$

حال می‌توان هر مقدار تجمعی x را در سطوح هم احتمال از توزیع تجمعی لوگ-لجستیک به توزیع نرمال استاندارد (با میانگین صفر و واریانس یک) تبدیل کرد. معادله تبدیل کننده توزیع لوگ-لجستیک به توزیع نرمال استاندارد SPEI به صورت رابطه (۱۲) است:

$$SPEI = w - \frac{c_0 + c_1w + c_2w^2}{1 + d_1w + d_2w^2 + d_3w^2} \quad (۱۲)$$

که در این رابطه $P = 1 - F(x)$ و $P \leq 0.5$ و $P = \sqrt{-2 \ln p}$ هستند. اگر $P > 0.5$ باشد $1-P$ جایگزین P در معادله می‌شود. ثابت‌های معادله SPEI عبارتند از:

$$C_0 = 2.515517, C_1 = 0.802853, C_2 = 0.010328$$

$$d_0 = 1.432788, d_1 = 0.189269, d_2 = 0.001308$$

آنتروپی کمبود بارش: Shannon and Weaver (1949) تابع آنتروپی را منفی امید لگاریتم طبیعی تابع احتمال^{۱۴} یک پدیده تعریف نمودند. در این تحقیق آنتروپی تفاضل بارش و تبخیر و تعرق پتانسیل (کمبود بارش) براساس نظریه شانون به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$E_{ij} = - \sum_{k=1}^{12} PF_k \log_2 PF_k$$

$$PF_k = \frac{h_k}{x_{ij}^{12}} = \frac{h_k}{\sum_{k=1}^{12} h_k} \quad (۱۳)$$

در رابطه (۱۳)، PF_k تابع توزیع احتمال وقوع a_k که از رابطه (۶) و برای $k=12$ محاسبه می‌شود. E_{ij} مقدار آنتروپی h_k در سال i و ماه j می‌باشد. توزیع یکنواخت بارش در طول ماه‌های مختلف، ارزش آنتروپی کمبود بارش را به حداکثر می‌رساند. هر چه وقوع بارش

یکنواخت‌تر باشد، آنتروپی بیشتر است (Sang et al., 2018). در ماه‌هایی که مقادیر احتمال وقوع بارش صفر باشد، مقدار آنتروپی صفر است و بدین معناست که عدم قطعیتی در خصوص عدم وقوع بارش وجود ندارد. با توجه به نظریه آنتروپی شانون، هرگاه توزیع تفاضل بارش و تبخیر و تعرق پتانسیل (کمبود بارش) نسبت به زمان یکنواخت باشد مقدار آنتروپی برابر یک و هرگاه غیر یکنواخت باشد آنتروپی کوچکتر از یک خواهد بود. کاهش آنتروپی می‌تواند بیانگر این باشد که تعداد ماه‌هایی که مقدار عددی تفاضل بارش و تبخیر و تعرق پتانسیل صفر و یا نزدیک به صفر است بیشتر بوده و تمرکز بارش در ماه‌های کمتری از سال می‌باشد که این مطلب شاهدهی بر وقوع خشکسالی است. با توجه به منطقه‌ای بودن خشکسالی، متوسط دراز مدت آنتروپی تفاضل بارش و تبخیر و تعرق پتانسیل (کمبود بارش) را می‌توان به‌عنوان شرایط نرمال آن منطقه در نظر گرفت. بر این اساس آنتروپی‌های کمتر از متوسط دراز مدت بیانگر وقوع خشکسالی و آنتروپی‌های بیشتر از آن بیانگر شرایط ترسالی می‌باشند. به عبارت دیگر میانگین آنتروپی (\bar{E}) در هر ایستگاه، برای دوره طولانی مدت (۶۸ سال) را می‌توان به‌عنوان آستانه خشکسالی در نظر گرفت.

برای مقایسه مقدار آنتروپی تفاضل بارش و تبخیر-تعرق پتانسیل در هر ایستگاه و برای هر ماه با آستانه خشکسالی (\bar{E}) می‌توان شروع خشکسالی در ایستگاه مورد نظر را تخمین زد. با توجه به اینکه آستانه خشکسالی در هر ایستگاه به آمار بارش در همان ایستگاه بستگی دارد، می‌توان به این نتیجه رسید که در ایستگاه‌های مختلف آستانه‌های مختلفی برای خشکسالی مشخص می‌شود. در مناطقی از حوضه که بارش متوسط سالانه کمتر و تبخیر و تعرق پتانسیل بیشتر است، تعداد ماه‌هایی از سال که بارش صفر است بیشتر بوده و انتظار می‌رود که آستانه خشکسالی کمتر باشد و در مناطق پربارش آستانه خشکسالی بیشتر شود.

$$\bar{E} = - \sum_{i=1}^{68} \sum_{j=1}^{12} E_{ij} \quad (14)$$

روش‌های تجزیه و تحلیل نتایج: با توجه به اعتبار شاخص SPEI در تحقیقات پیشین، در این تحقیق این شاخص ملاک ارزیابی روش پیشنهادی جهت تخمین وجود خشکسالی قرار گرفته است (Luo et al., 2020; Vicente-Serrano et al., 2010). بر این اساس مقادیر SPEI در مقیاس‌های زمانی (۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ ماهه) محاسبه و وجود خشکسالی بر اساس این شاخص تخمین زده می‌شود. ماتریس شاخص SPEI در هر یک از مقیاس‌های زمانی تعیین می‌شود (تعداد ردیف‌های ماتریس برابر دوره ۶۸ ساله و تعداد ستون‌ها برابر تعداد ماه‌های سال است). سپس، میزان آنتروپی تفاضل بارش و تبخیر

مشخصه‌های خشکسالی (تئوری اجرا^{۱۵}): پس از تخمین وجود

یا عدم وجود خشکسالی، که در بخش قبلی به آن پرداخته شد، در صورت اثبات وجود خشکسالی لازم است مشخصه‌های خشکسالی نیز تعیین گردند. مشخصه‌های خشکسالی عمدتاً با ویژگی‌هایی مانند مدت زمان، فرکانس و شدت توضیح داده می‌شود (Lee et al., 2017; Zhang et al., 2015). تئوری اجرا روشی برای تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی جهت شناسایی مشخصه‌های خشکسالی است و توسط Yevjevich (1967) ارائه شده است (Haile et al., 2020; Lee and Kim, 2013; Pei et al., 2020; Razmkhah, 2016; Zhang et al., 2015).

مدت خشکسالی: شاخص خشکسالی کمتر از صفر برای SPEI و

کمتر از متوسط دراز مدت برای آنتروپی، در حداقل سه ماه متوالی یک رویداد خشکسالی نامیده می‌شود و عبارت است از مدت زمان (تعداد ماه‌ها) بین شروع و پایان خشکسالی. مدت خشکسالی (D) برابر است با مجموع مدت رویدادهای خشکسالی تقسیم بر تعداد آنها و از رابطه (۱۵) محاسبه می‌شود (Spinoni et al., 2014; Xu et al., 2019).

$$D = \frac{\sum_{i=1}^{n_d} d_i}{n_d} \quad (15)$$

که در آن d_i مدت رویداد خشکسالی i ام و n_d تعداد وقایع خشکسالی است (Xu et al., 2019). در این تحقیق مقادیر D_{SPEI} و $D_{Entropy}$ به ترتیب با توجه به سری‌های زمانی شاخص SPEI و آنتروپی کمبود بارش محاسبه و با یکدیگر مقایسه می‌شوند.

فرکانس خشکسالی: فراوانی خشکسالی به تعداد وقوع خشکسالی

در یک دوره زمانی معین اشاره دارد (Spinoni et al., 2014; Wang et al., 2018; Yu et al., 2014).

$$f = \frac{n_d}{N} \times 100\% \quad (16)$$

n_d تعداد وقوع خشکسالی و N تعداد کل ماهها در سریهای زمانی است. (در این تحقیق $N=68 \times 12$)

شدت خشکسالی: شدت خشکسالی سختی خشکسالی را با توجه به مدت آن اندازه‌گیری می‌کند (Zhang et al., 2015). در پایش خشکسالی با شاخص SPEI مطابق نظریه اجرا، خشکسالی زمانی اتفاق می‌افتد که شاخص SPEI کمتر از آستانه (در اینجا صفر) باشد. هر چه مقادیر SPEI منفی‌تر شود نشان‌دهنده خشکسالی شدیدتر نسبت به شرایط متوسط درازمدت است (Spinoni et al., 2019; Spinoni et al., 2019; Xu et al., 2019). در پایش خشکسالی با آنتروپی کمبود بارش، خشکسالی زمانی اتفاق می‌افتد که مقادیر آنتروپی کمتر از متوسط آنتروپی در دوره ۶۸ ساله گردد. هر چه مقادیر آنتروپی از متوسط آنتروپی ۶۸ ساله فاصله گرفته و به صفر نزدیکتر شود، بدین معناست که یکنواختی بارش کمتر و تمرکز بارش در یک ماه از سال خواهد بود. در نتیجه می‌توان چنین تعبیر کرد که شدت^{۱۶} خشکسالی بیشتر خواهد بود (Bacanli, 2012; Bacanli et al., 2016):

$$I_{SPEI} = \frac{1}{n} \left| \sum_{i=1}^n SPEI_i \right| \quad (17)$$

$$I_{Entropy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n E_i \quad (18)$$

که در آن I_{SPEI} و $I_{Entropy}$ مقادیر شدت خشکسالی برای SPEI و آنتروپی کمبود بارش و n تعداد ماههای وقوع هر رویداد خشکسالی است.

۳- تجزیه و تحلیل نتایج

تغییرات متوسط بارش و دمای سالانه در سطح حوضه در شکل ۳ و تغییرات حداقل و حداکثر بارش متوسط سالانه و سال وقوع آنها در سطح حوضه در شکل ۴ نشان داده شده است. شدت بارشهای اتفاق افتاده در شمال حوضه از سایر مناطق بیشتر بوده، بارشهای قسمت میانی حوضه ملایم‌تر و در قسمت‌های جنوب و جنوب غربی حوضه شدت بارش‌ها کاهش بسیاری یافته است. تغییرات متوسط بارش در دوره ۶۸ ساله از ۲۸ تا حدود ۴ میلیمتر در سطح حوضه متغیر بوده است. تغییرات متوسط درجه حرارت حوضه در دوره ۶۸ ساله از ۹ درجه در شمال تا ۲۵ درجه سانتیگراد در جنوب متغیر است. با توجه به شکل ۴، در سال‌های ۱۹۷۳، ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۵ بیشتر ایستگاه‌های

منتخب کمترین بارش متوسط سالانه خود را در دوره ۶۸ ساله تجربه نموده‌اند. بیشترین بارش متوسط سالانه در ایستگاه‌های منتخب نیز پیش از سال ۱۹۷۴ اتفاق افتاده است. سال‌های ۱۹۵۴، ۱۹۵۷، ۱۹۶۹ و ۱۹۷۴ سال‌هایی هستند که ایستگاه‌های منتخب بیشترین بارش متوسط سالانه در دوره ۶۸ ساله را تجربه نموده‌اند.

مقایسه نتایج پایش خشکسالی بر اساس شاخص SPEI

و آنتروپی کمبود بارش: شاخص SPEI در همه مقیاس‌های زمانی، وقوع خشکسالی را در مناطق زیادی از حوضه در سال‌های ۱۹۸۳، ۱۹۸۸-۱۹۹۰، ۱۹۹۵-۱۹۹۹، ۲۰۰۰-۲۰۰۲، ۲۰۱۰-۲۰۱۲، ۲۰۱۵ و ۲۰۱۷ نشان می‌دهد. (Karimi et al., 2019) در مطالعات خشکسالی حوضه کرخه با استفاده از شاخص SPI نیز به این سال‌ها بعنوان سال‌های وقوع خشکسالی اشاره نموده‌اند. Kariminazar et al. (2010)، Kamali et al. (2017) و Asadi et al. (2015) نیز وقوع خشکسالی در حوضه کرخه در سال‌های مورد نظر را تأیید می‌کنند. تغییرات شاخص SPEI در مقیاس‌های زمانی مختلف در یکی از ایستگاه‌های منتخب حوضه کرخه (ایستگاه خیرآباد (۲۱-۰۳۲))، در شکل ۵ نشان داده شده است.

تغییرات آنتروپی کمبود بارش در سطح حوضه: تغییرات

آنتروپی در سطح حوضه نیز وقوع خشکسالی را در مناطق زیادی از حوضه در سال‌های ۱۹۸۳، ۱۹۷۳، ۱۹۸۸-۱۹۹۰، ۱۹۹۵-۱۹۹۹، ۲۰۰۰-۲۰۰۲، ۲۰۱۰-۲۰۱۲، ۲۰۱۵ و ۲۰۱۷ نشان می‌دهد. همچنین، مقایسه نتایج آنتروپی با شاخص SPEI بیانگر شباهت زیاد این دو شاخص در اعلام وجود خشکسالی است. تغییرات آنتروپی در یکی از ایستگاه‌های منتخب در سطح حوضه (در ایستگاه خیرآباد (۲۱-۰۳۲))، در شکل ۶ نشان داده شده است.

۳-۱- مقایسه نتایج مشخصات خشکسالی بر اساس SPEI و

آنتروپی کمبود بارش (تئوری اجرا)

مدت خشکسالی: اشکال ۷ و ۸ به ترتیب میانگین مدت زمان خشکسالی را بر اساس شاخص SPEI در مقیاس‌های زمانی (۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ ماهه) و آنتروپی کمبود بارش طی سال‌های ۲۰۱۸-۱۹۵۰ در حوضه کرخه نشان می‌دهند.

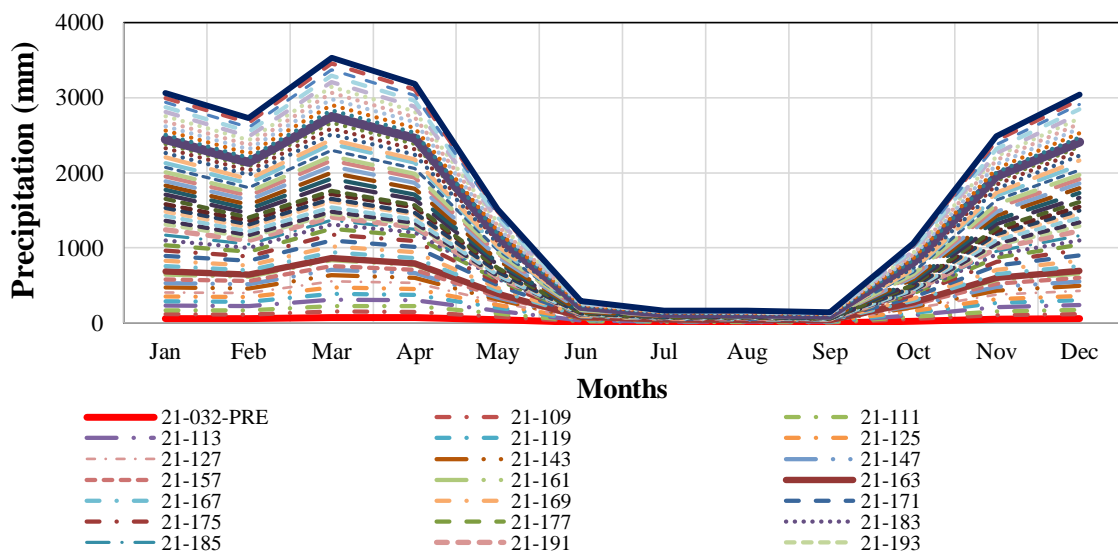
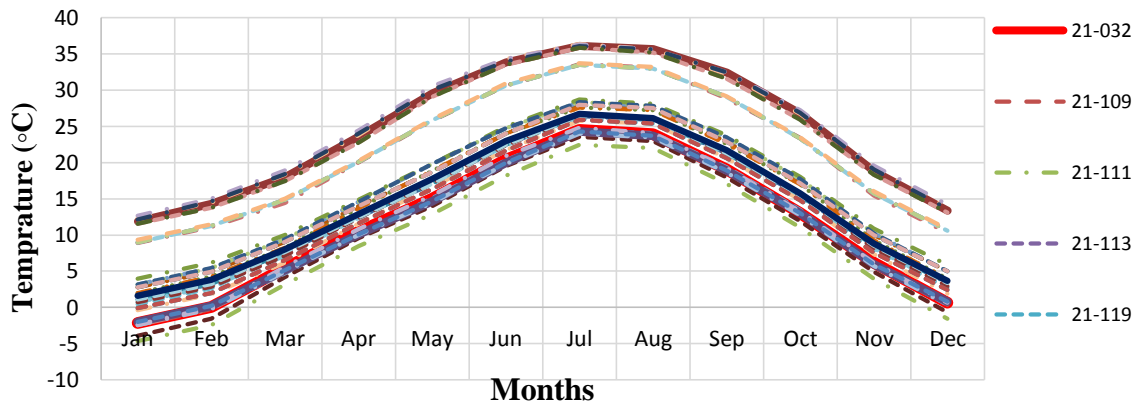


Fig. 3- Monthly mean precipitation and temperature over 1950-2018
 شکل ۳- بارش و دمای متوسط ماهانه در دوره (۱۹۵۰-۲۰۱۸)

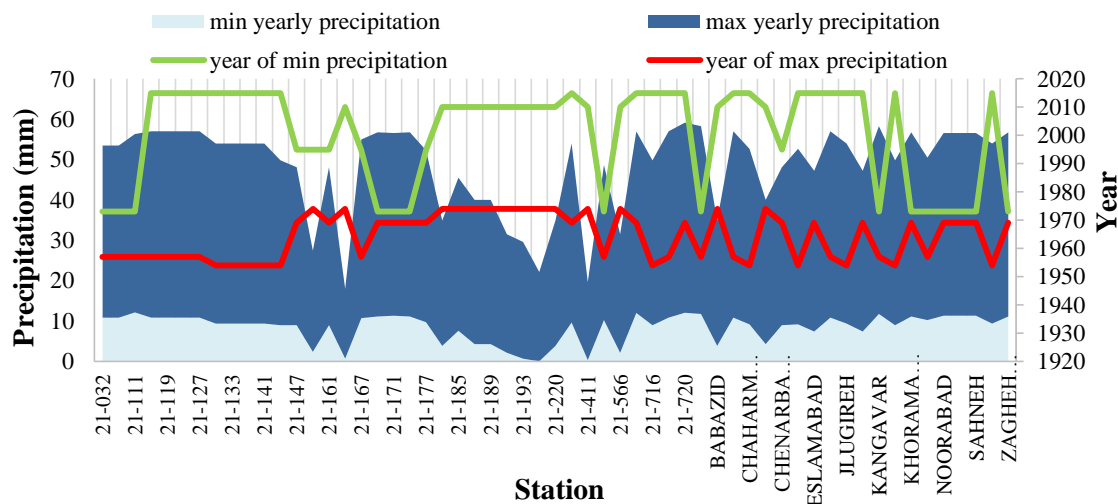
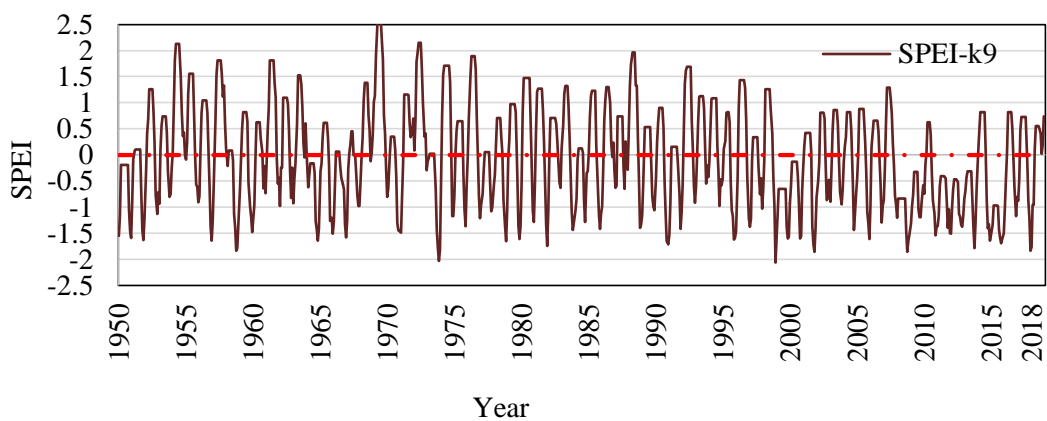
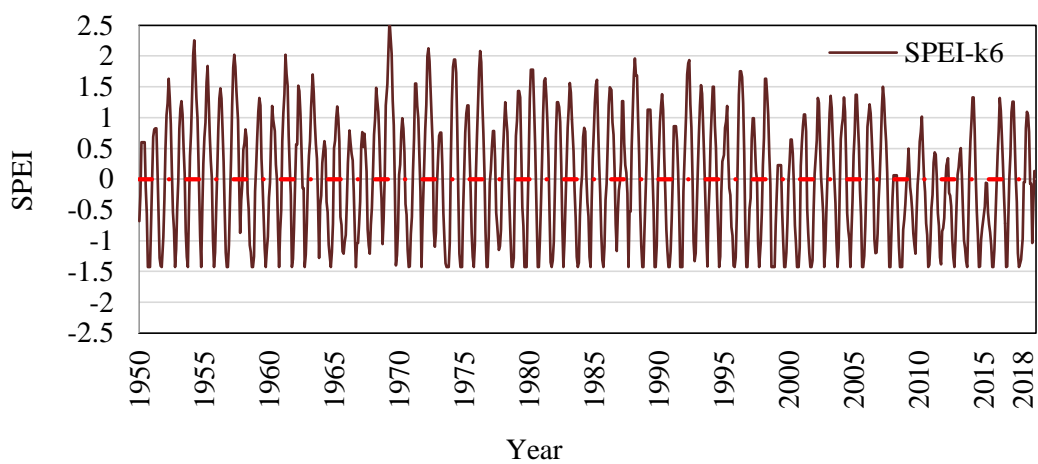
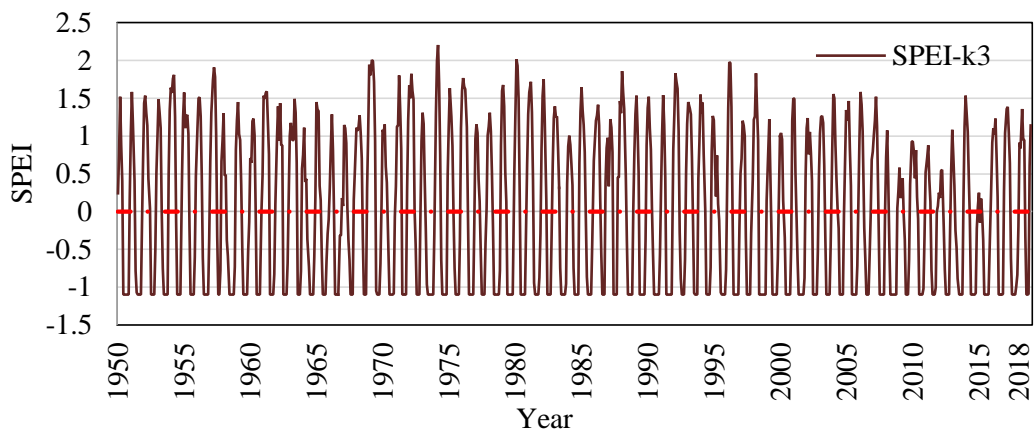


Fig. 4- Minimum and maximum annual precipitation and years of their occurrence
 شکل ۴- بارش حداقل و حداکثر سالانه و سال‌های وقوع آنها



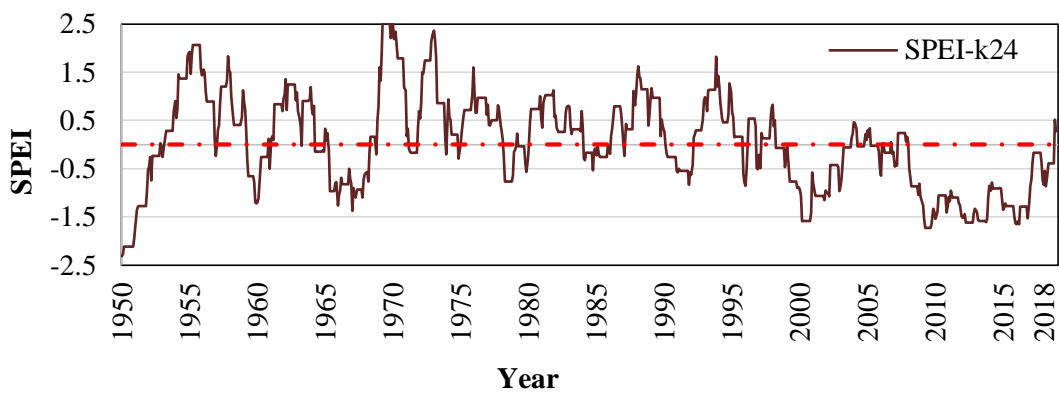
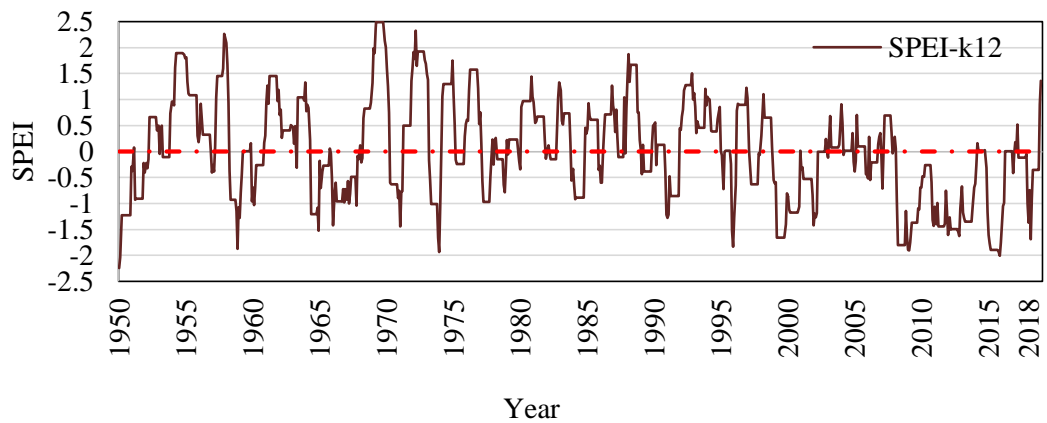


Fig. 5- SPEI Changes at the station (032-21) at different time scales
 شکل ۵- تغییرات شاخص SPEI در ایستگاه (۳۲-۰۳۱) در مقیاس‌های زمانی مختلف

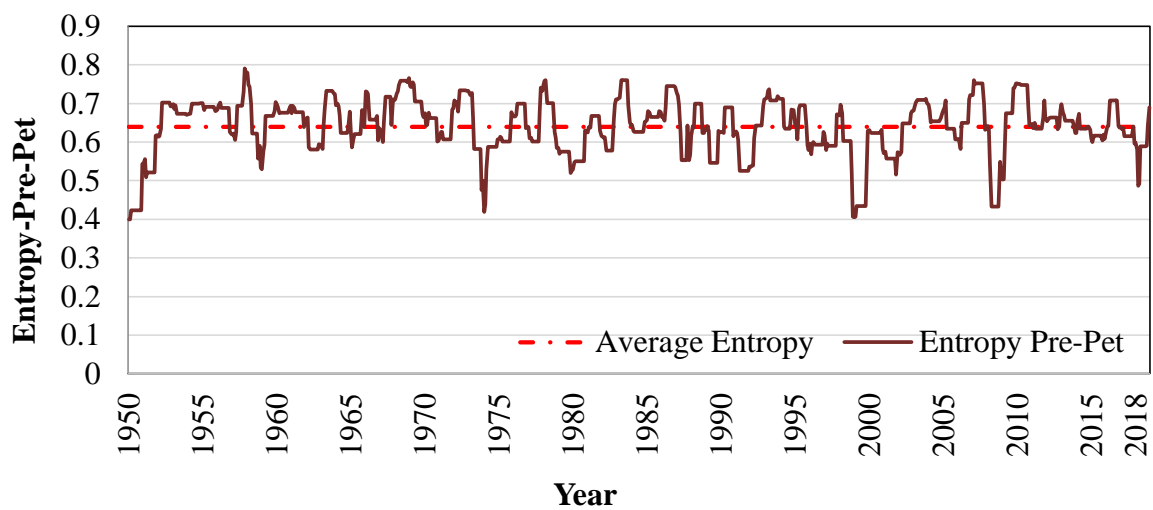
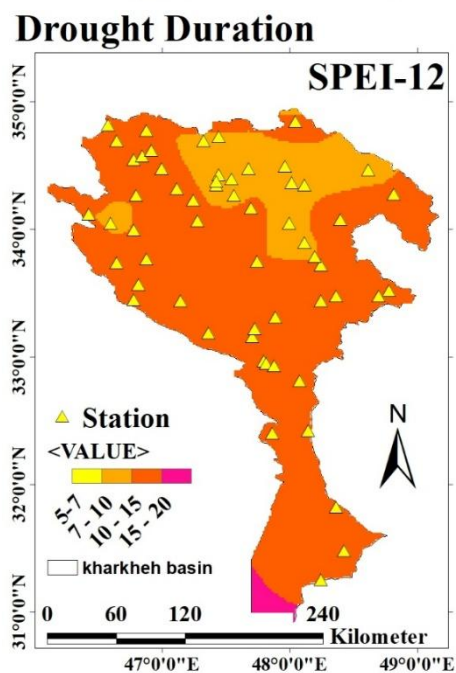
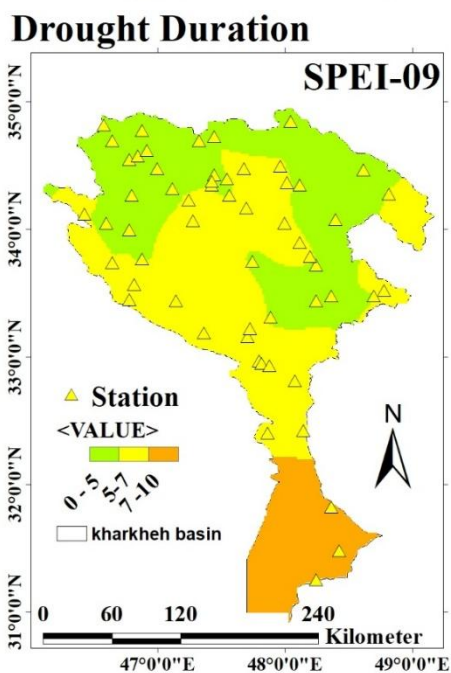
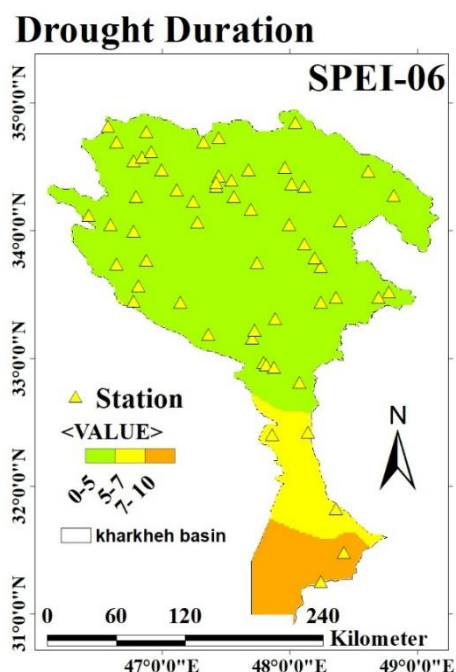
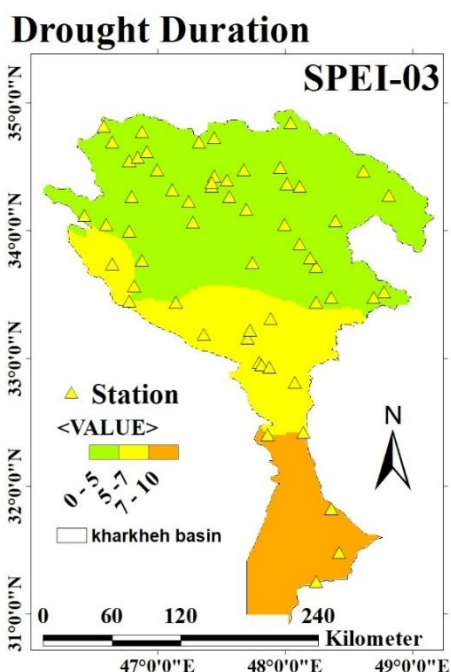


Fig. 6- Entropy changes at the station (032-21) in the period 1950-2018
 شکل ۶- تغییرات آنترپی در ایستگاه (۳۲-۰۳۱) در بازه زمانی ۱۹۵۰-۲۰۱۸

خشکسالی بر اساس آنتروپی کمبود بارش با مقادیر مدت خشکسالی بر اساس SPEI در مقیاس‌های زمانی مختلف نشان می‌دهد که نتایج مدت خشکسالی بر اساس آنتروپی به نتایج مدت خشکسالی بر اساس SEPI9 و SPEI12 شبیه‌تر می‌باشد.

مقایسه تغییرات مکانی مدت خشکسالی در سطح حوضه بر اساس SPEI در مقیاس‌های زمانی مختلف و آنتروپی کمبود بارش نشان می‌دهد که مدت خشکسالی بر اساس هر دو معیار، در قسمت‌های جنوبی حوضه با متوسط بارش کمتر و متوسط دمای بیشتر (شکل ۳) بیش از قسمت‌های میانی و شمالی حوضه است. مقایسه مقادیر مدت



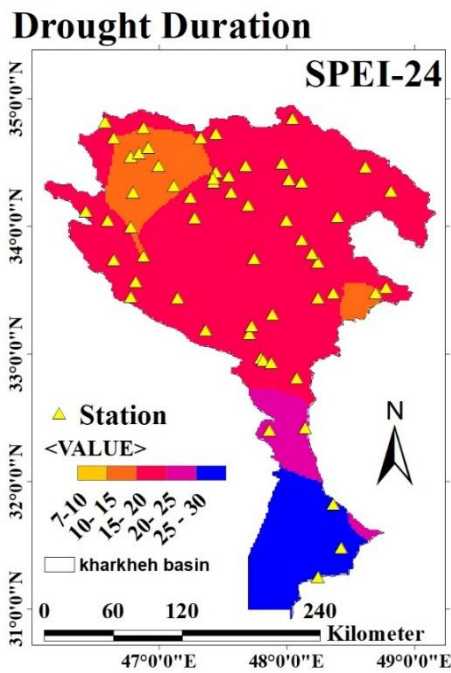


Fig. 7- Spatial distribution of drought duration based on SPEI (3, 6, 9, 12 and 24 months)
شکل ۷- پراکندگی مکانی مدت خشکسالی بر اساس SPEI (۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ ماهه)

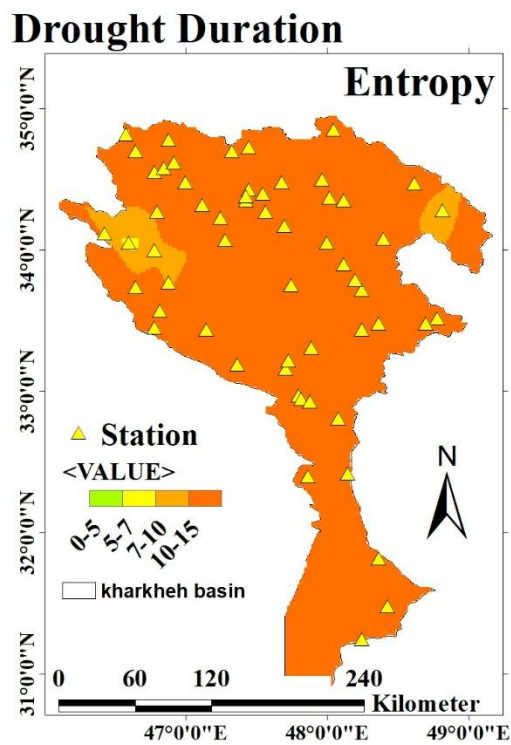


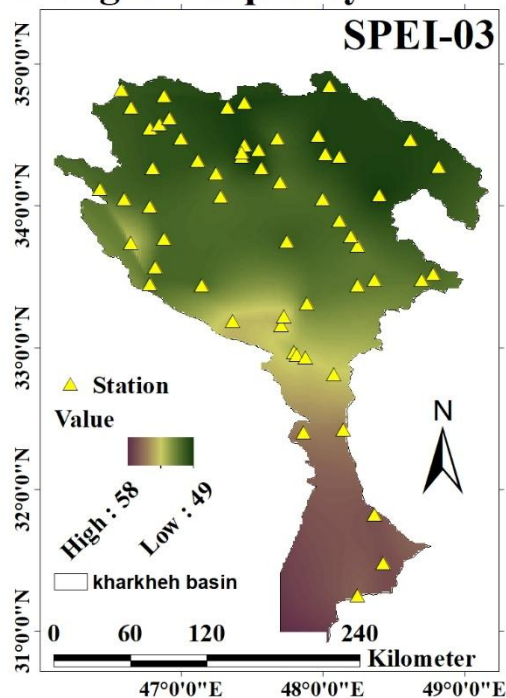
Fig. 8- Spatial dispersion of drought duration based on entropy
شکل ۸- پراکندگی مکانی مدت خشکسالی بر اساس آنترپی

گرفت که هرچه متوسط بارش کمتر و متوسط دما بیشتر است، آنتروپی کمبود بارش، فرکانس خشکسالی را بیشتر نشان می‌دهند. Sang et al. (2018) نیز در تحقیقات خود نشان دادند که در مناطقی که کمبود بارش بیشتر است، عدد آنتروپی کمتر بوده و فرکانس خشکسالی نیز بیشتر است.

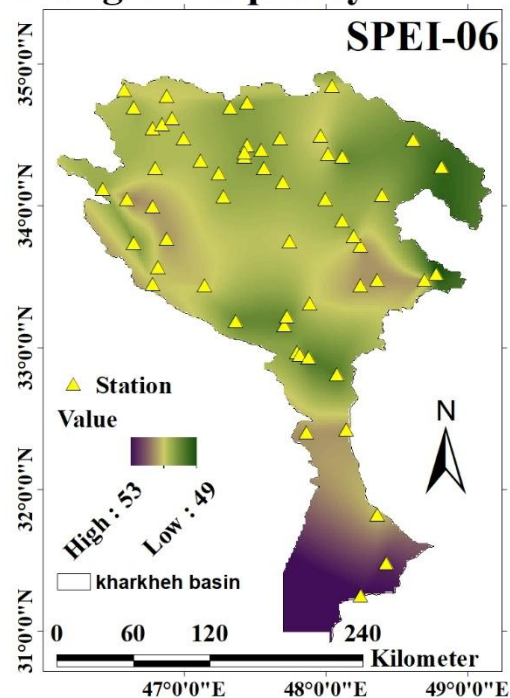
شدت خشکسالی: بر اساس شکل ۱۱ شدت خشکسالی براساس شاخص SPEI، در مقیاس‌های زمانی (۳، ۶ و ۹ ماهه) در قسمت‌های شمالی حوضه بیش از قسمت‌های جنوبی است. در مقیاس ۱۲ ماهه شرایط تغییر کرده و شدت خشکسالی در قسمت‌های جنوبی بیش از قسمت‌های شمالی حوضه است. در مقیاس ۲۴ ماهه شدت خشکسالی در بخش‌های شمال شرقی و مرکزی بیش از سایر بخش‌ها است. براساس شکل ۱۲ شدت خشکسالی بر اساس آنتروپی کمبود بارش در قسمت‌های شمالی حوضه بیش از قسمت‌های جنوبی است. مقایسه اشکال ۱۱ و ۱۲ با شکل ۳ بیانگر این مطلب است که در مکان‌هایی با بارش متوسط بیشتر و دمای متوسط کمتر، شدت خشکسالی بیشتر بوده است.

فرکانس خشکسالی: بر اساس اشکال ۹ و ۱۰ فرکانس خشکسالی براساس شاخص SPEI، در مقیاس‌های زمانی (۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ ماهه) از حداقل ۴۶ تا حداکثر ۵۸ متغیر و فرکانس خشکسالی در آنتروپی کمبود بارش از ۴۰ تا ۵۱ متغیر است. نتایج بیانگر آن است که آنتروپی کمبود بارش فرکانس خشکسالی را اندکی کمتر از فرکانس خشکسالی SPEI نشان می‌دهد. تغییرات مکانی فرکانس خشکسالی در سطح حوضه بر اساس SPEI در مقیاس‌های زمانی (۳ و ۶ ماهه) نشان می‌دهد که فرکانس خشکسالی در قسمت‌های جنوبی حوضه بیش از قسمت‌های میانی و شمالی حوضه است. در مقیاس زمانی ۹ ماهه، فرکانس خشکسالی در قسمت‌های شمال غربی و جنوب شرقی بیشتر از سایر مناطق است. در مقیاس‌های زمانی بلند مدت، فرکانس خشکسالی در سطح حوضه در قسمت‌های میانی حوضه کمتر از سایر قسمت‌هاست. تغییرات مکانی فرکانس خشکسالی بر اساس آنتروپی کمبود بارش نشان می‌دهد که فرکانس در قسمت‌های میانی کمتر از قسمت‌های شمالی و جنوبی است. مقایسه نتایج با نتایج شاخص SPEI بیانگر آنستکه نتایج فرکانس خشکسالی در مقیاس‌های بلند مدت با شاخص SPEI مشابهت بیشتری با نتایج فرکانس آنتروپی کمبود بارش دارد. علاوه بر آن از مقایسه اشکال ۹ و ۱۰ با شکل ۳ می‌توان نتیجه

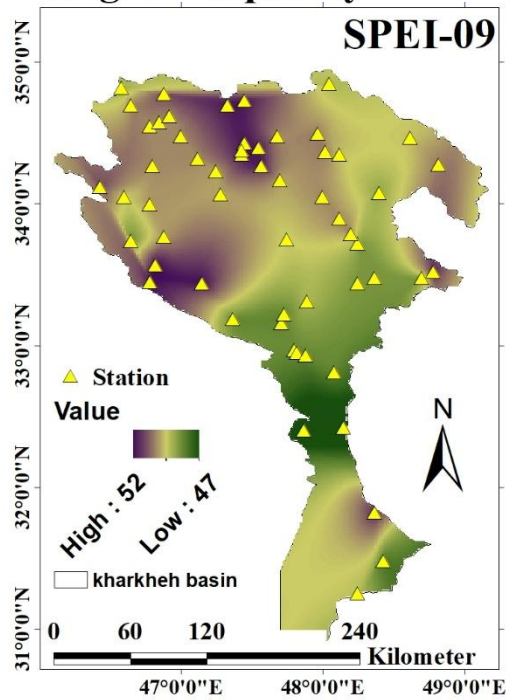
Drought Frequency



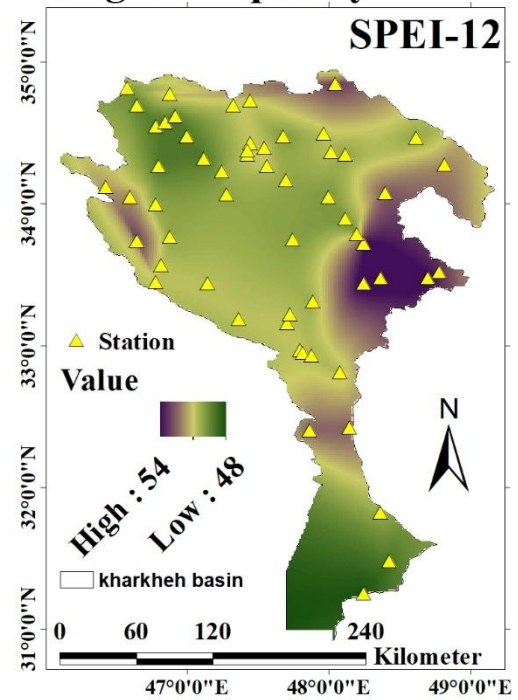
Drought Frequency



Drought Frequency



Drought Frequency



Drought Frequency

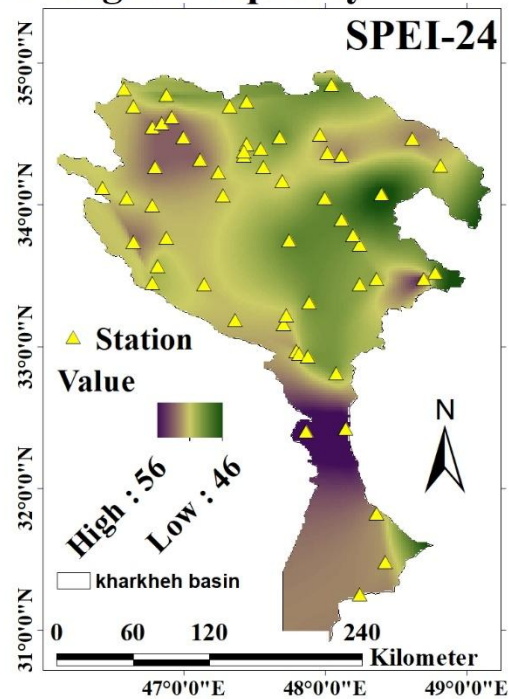


Fig. 9- Spatial frequency distribution of drought based on SPEI (3, 6, 9, 12 and 24 months)

شکل ۹- پراکنندگی مکانی فرکانس خشکسالی بر اساس SPEI (۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ ماهه)

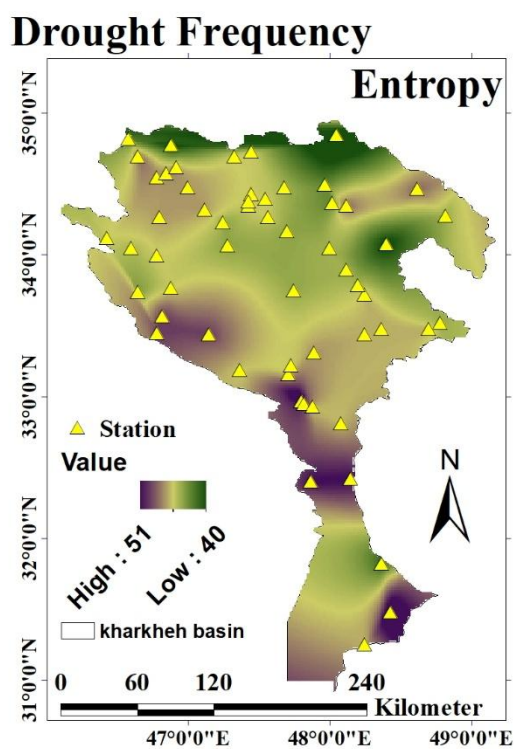
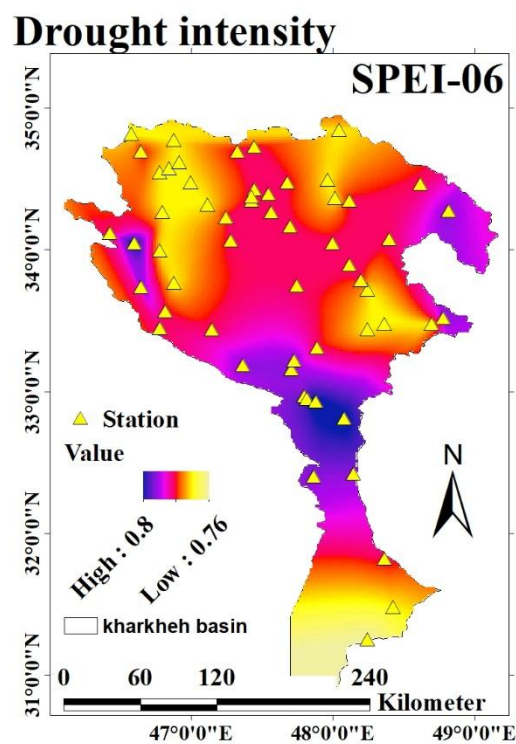
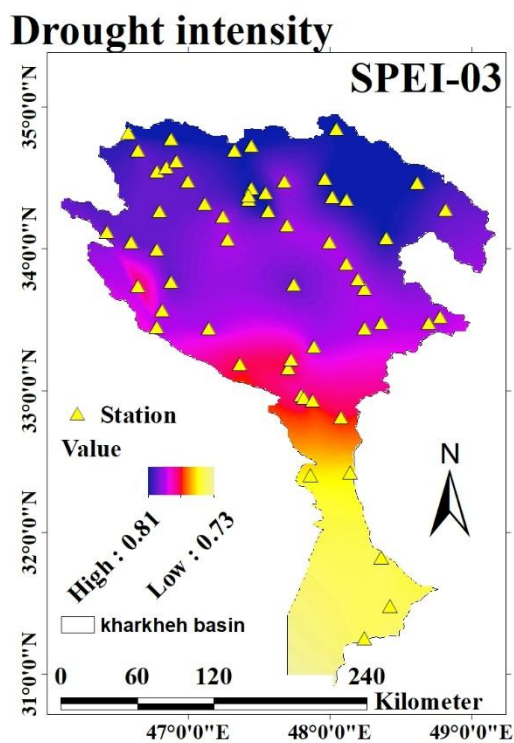


Fig. 10- Spatial frequency distribution of drought based on entropy
 شکل ۱۰- پراکندگی مکانی فرکانس خشکسالی بر اساس آنتروپی



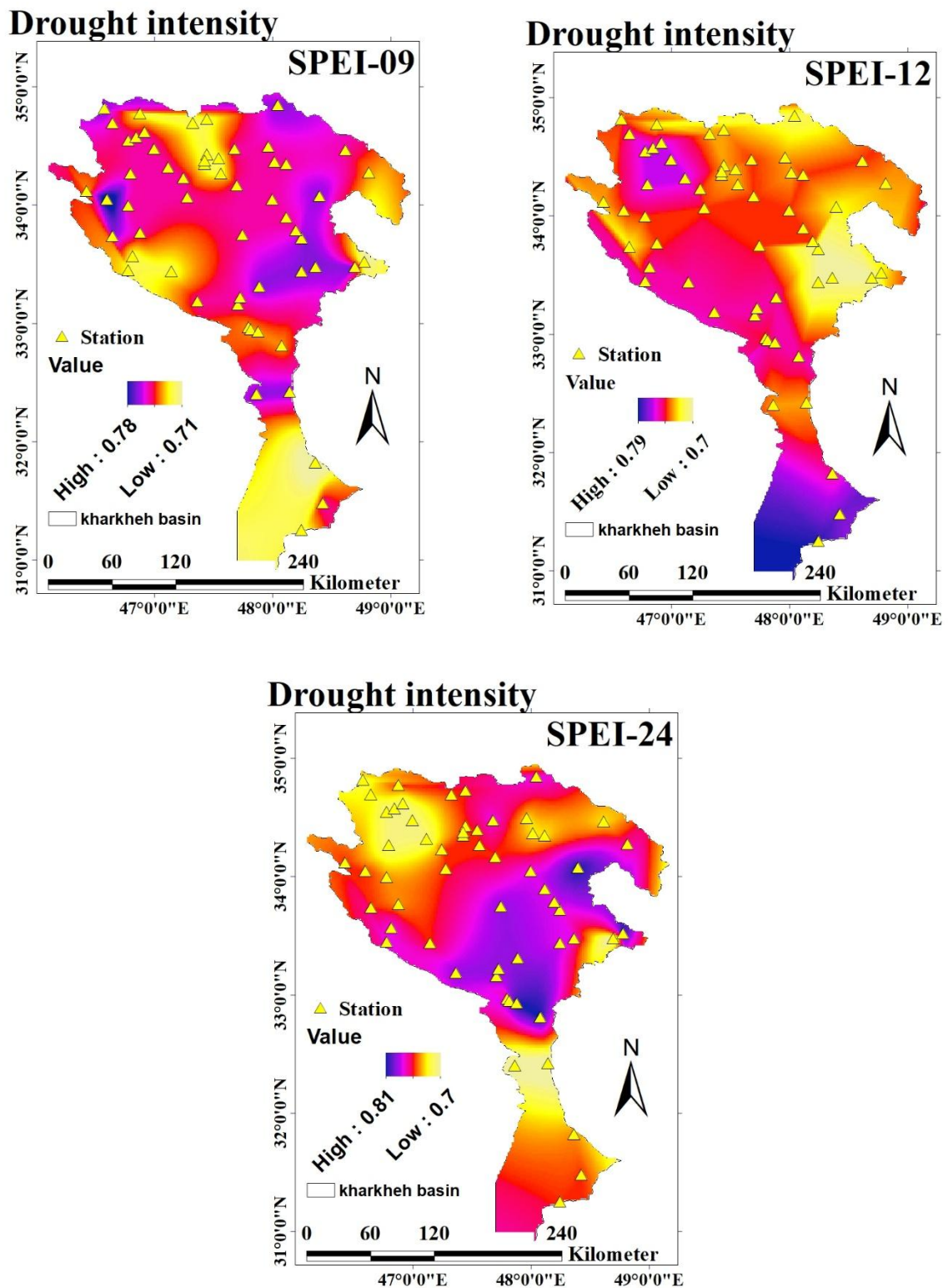


Fig. 11- Spatial distribution of drought intensity based on SPEI (3, 6, 9, 12 and 24 months)
 شکل ۱۱- پراکندگی مکانی شدت خشکسالی بر اساس SPEI (۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ ماهه)

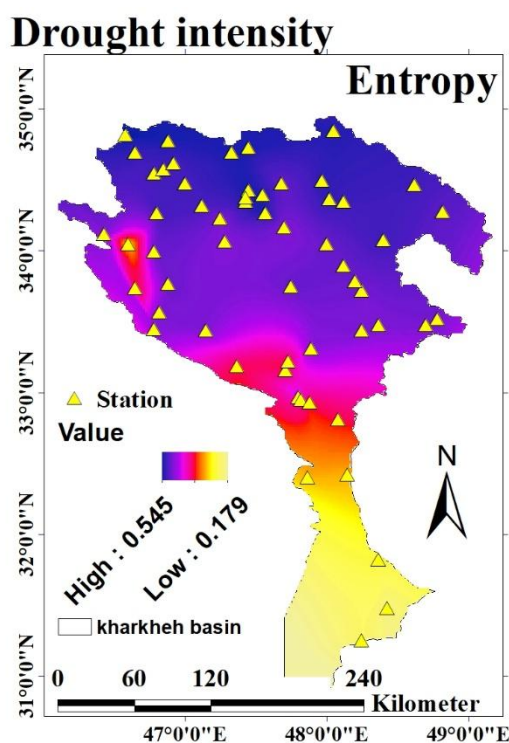


Fig. 12- Spatial distribution of drought intensity based on entropy
 شکل ۱۲- پراکندگی مکانی شدت خشکسالی بر اساس آنتروپی

تمایز و تفاوت‌هایی نسبت به یکدیگر دارند، آنتروپی کمبود بارش نیز علاوه بر شباهت‌هایی با SPEI، تفاوت‌هایی نیز با آن دارد (Labudová et al., 2017; Li et al., 2021; Li et al., 2020; Liu et al., 2021; Mehr and Vaheddoost, 2020; Tirivarombo et al., 2018). شکل تغییرات و نوسان آنتروپی شباهت بسیاری به نوسانات SPEI در مقیاس‌های زمانی مختلف دارد. در بخش‌هایی از حوضه که متوسط بارش کمتر است، آنتروپی به کمبود بارش حساس بوده و عدد آنتروپی به صفر نزدیکتر می‌شود. در شمال حوضه که متوسط بارش‌ها بیش از قسمت‌های جنوبی حوضه است، آنتروپی به یکنواختی توزیع بارش حساس است و در دوره‌هایی که توزیع بارش غیریکنواخت‌تر است، عدد آنتروپی کمتری را نشان می‌دهد. بررسی نمودار شدت خشکسالی مکانی در سطح حوضه بر اساس شاخص آنتروپی نشان می‌دهد که در بخش‌های شمالی حوضه شدت خشکسالی بیشتر و در بخش‌های جنوبی شدت کمتر است و این بدان معناست که آنتروپی کمبود بارش به توزیع بارش در یک دوره حساسیت بیشتری دارد. به عبارت دیگر اگر دو پارامتر حجم بارش و توزیع بارش را در نظر بگیریم، هر گاه حجم بارش کم بوده اما توزیع بارش به صورت نسبی یکنواخت‌تر باشد، عدد آنتروپی بیشتر از زمانی است که حجم بارش زیاد اما بارندگی از لحاظ زمانی به صورت غیر یکنواخت و متمرکز در مقاطعی از یک دوره اتفاق افتاده باشد. این

۲-۳- تحلیل نتایج

یکی از چالش‌های تشخیص شروع خشکسالی در مقیاس بزرگ برای مناطق مستعد خشکسالی مانند ایران (Damberg and AghaKouchak, 2014; Golian et al., 2015; Rezaeian-Zadeh and Tabari, 2012; Tabari et al., 2012) یافتن مدلی سازگار است که برای کل منطقه مورد مطالعه کار کند تا از ثبات زمانی و مکانی داده‌ها اطمینان حاصل شود (Zamani et al., 2015). Sang et al. (2018) در مطالعات خود شاخص آنتروپی را شاخصی دارای پایه هیدرولوژیک و جغرافیایی قابل اعتماد و ساده از نظر محاسبه معرفی نموده‌اند.

در این تحقیق توانایی روش آنتروپی جهت شناسایی خشکسالی‌های بوقوع پیوسته در حوضه کرخه ارزیابی شد. شاخص EPEI خشکسالی‌های مهم بوقوع پیوسته در حوضه را که سایر مطالعات وقوع آنها را تأیید نموده‌اند، شناسایی نموده است (Golian et al., 2015; Karimi et al., 2019). همچنین، نتایج آنتروپی کمبود بارش و مشخصه‌های خشکسالی بر اساس آن با نتایج شاخص SPEI و مشخصه‌های خشکسالی بر اساس SPEI در مقیاس‌های زمانی مختلف مقایسه شده‌اند. مانند سایر شاخص‌های خشکسالی که وجه

موضوع در شکل ۱۲ نشان داده شده است. در این شکل علیرغم بیشتر بودن متوسط بارش در شمال حوضه نسبت به جنوب آن، شدت خشکسالی بیشتر است که این موضوع می‌تواند بیانگر آن باشد که علاوه بر کاهش حجم بارش، توزیع آن نیز یکنواخت نبوده است. شاخص SPEI نیز در کلیه مقیاس‌های زمانی، شدت خشکسالی شمال حوضه را شدیدتر از بخش‌های جنوبی نشان داده است و شکل توزیع مکانی شدت خشکسالی بر مبنای SPEI بسیار شبیه توزیع مکانی شدت خشکسالی بر اساس آنتروپی است. Mohammadi Ghaleni et al. (2022) در مطالعه‌ای که بر روی خشکسالی‌های منطقه‌ای در ایران داشته‌اند، شدت خشکسالی در مناطق شمالی و شمال غربی ایران را بر اساس شاخص‌های SPI و SPEI بیش از سایر مناطق گزارش نمودند. ایشان دلیل این امر را در قسمت‌های شمالی حوضه کاهش میزان بارندگی (برای هر دو شاخص) و افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل برای شاخص SPEI اعلام نمودند. در مجموع، کاهش آنتروپی کمبود بارش بدین معناست که در طول یک سال در بیشتر ماه‌های سال بارندگی وجود نداشته و بارش در ماه‌های کمی اتفاق افتاده است که این موضوع می‌تواند عاملی بر شروع خشکسالی باشد.

ارزیابی مشخصه‌های مدت و فرکانس خشکسالی براساس آنتروپی کمبود بارش در قسمت‌های میانی و جنوبی حوضه که بارش متوسط کمتر و متوسط دما بیشتر است، خشکسالی‌های طولانی‌تر و با فرکانس بیشتر را نشان می‌دهد. (Sharafati et al. (2020) و Mohammadi Ghaleni et al. (2022) نیز در مطالعات خود این نتیجه را تأیید می‌نمایند. از آنجا که در مناطق با متوسط بارش کمتر، تعداد ماه‌های بدون بارش یا با بارش کم بیشتر است، یکنواختی توزیع بارش در کلیه دوره‌های ۱۲ ماهه که آنتروپی برای آنها محاسبه شده است کم می‌باشد که این مطلب دلیل افزایش مدت و فرکانس خشکسالی در این مناطق می‌تواند باشد. شباهت مدت و فرکانس خشکسالی بر اساس آنتروپی با مدت و فرکانس خشکسالی بر اساس SPEI نیز بیانگر اعتبار این شاخص در تعیین مشخصه‌های خشکسالی می‌تواند باشد. در مجموع مقایسه دو شاخص در الگوی مکانی و زمانی بیانگر شباهت نتایج شاخص SPEI در مقیاس‌های زمانی میان مدت و بلند مدت با نتایج آنتروپی کمبود بارش است. آنتروپی در این تحقیق به معنای یکنواختی کمبود بارش بوده و هر چقدر که حجم بارش کمتر بوده و توزیع آن در یک دوره یکساله غیریکنواخت‌تر باشد، شاخص آنتروپی به صفر نزدیکتر شده که خود بیانگر خشکسالی شدیدتر و شرایط بحرانی‌تر است. باتوجه به آنکه متوسط حجم بارش و یکنواختی بارش در مناطق مختلف سطح حوضه متفاوت است، لذا هر نقطه‌ای با توجه به شرایط بارش آن منطقه درگیر خشکسالی می‌شود. به عبارت دیگر

خشکسالی منطقه‌ای بوده و شروع آن برای هر مکانی به حجم بارش و توزیع زمانی آن بستگی دارد. بر این اساس می‌توان گفت که آستانه شروع خشکسالی در سطح حوضه بر اساس آنتروپی متغیر است. در یک دوره بلند مدت متوسط آنتروپی کمبود بارش در حقیقت بیانگر شرایط نرمال منطقه است. آنتروپی‌های کمتر از متوسط دراز مدت می‌تواند بیانگر وجود خشکسالی باشد. لذا آستانه وقوع خشکسالی را می‌توان متوسط آنتروپی دراز مدت کمبود بارش در نظر گرفت (Sang et al., 2018). شکل ۱۳ آستانه خشکسالی را در حوضه کرخه بر اساس آنتروپی کمبود بارش نشان می‌دهد. آستانه خشکسالی در قسمت‌های جنوبی حوضه کمتر از قسمت‌های میانی و شمالی است و با حرکت از جنوب به شمال حوضه این رقم افزایش می‌یابد که این مطلب دلیل غیریکنواختی بیشتر و کمتر بودن حجم بارش‌ها در قسمت‌های جنوبی حوضه است. با مقایسه شکل ۱۳ با شکل ۳ مشاهده می‌شود که آستانه خشکسالی با متوسط بارش رابطه مستقیم و با متوسط دما رابطه معکوس دارد. بدین صورت که در مناطقی که متوسط بارش بیشتر و متوسط دما کمتر است، آستانه خشکسالی نیز افزایش می‌یابد. لذا در یک نگاه کلی، این شاخص می‌تواند مفهوم منطقه‌ای بودن خشکسالی را به خوبی بیان نماید. بعبارت دیگر با بررسی نقشه آستانه خشکسالی می‌توان ملاحظه نمود که شروع خشکسالی در هر منطقه آستانه‌ای مختص به خود دارد و این مقدار به بارش و دما که دو پارامتر اقلیمی مهم هر منطقه‌ای است، بستگی دارد.

۴- جمع بندی

در این تحقیق برای پایش خشکسالی در حوضه آبریز کرخه در ایران، ۵۷ ایستگاه در سطح حوضه انتخاب گردید. آمار بارش و دمای متوسط ماهانه از سامانه CRU اخذ شد. شاخص خشکسالی آنتروپی کمبود بارش بر مبنای تئوری آنتروپی شانون و به صورت متحرک برآورد شد و متوسط آنتروپی در دوره ۲۰۱۸-۱۹۵۰ در هر یک از ایستگاه‌ها بعنوان آستانه شروع خشکسالی انتخاب و وضعیت خشکسالی با مقایسه هر یک از مقادیر آنتروپی با متوسط دراز مدت آنتروپی تعیین گردد. در گام بعدی وضعیت خشکسالی بر اساس SPEI تعیین شد. نتایج هر دو شاخص در الگوی مکانی و زمانی مقایسه و مشاهده شد که در مقیاس‌های زمانی بلند مدت‌تر، وجه شباهت آنها بیشتر است. همچنین، دو شاخص از منظر مدت، فرکانس و شدت خشکسالی شباهت دارند. در مجموع آنتروپی کمبود بارش در مناطق شمالی حوضه به یکنواختی توزیع بارش و در قسمت‌های جنوبی حوضه به حجم بارش حساس است. آستانه خشکسالی در قسمت‌های شمالی حوضه بالاتر و در قسمت‌های جنوبی حوضه پایین‌تر است.

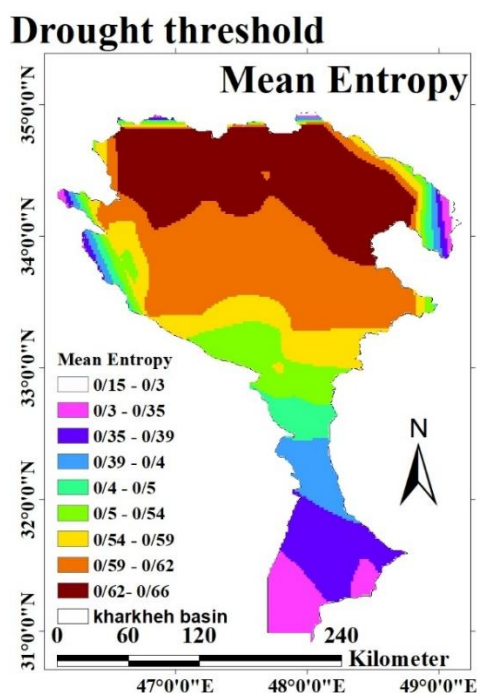


Fig. 13- Drought threshold based on long-term average entropy in Karkheh basin

شکل ۱۳- آستانه خشکسالی بر اساس متوسط آنترופی بلندمدت در حوضه کرخه

پی‌نوشت‌ها

- 1- Climate Change
- 2- Discharge
- 3- Creeper
- 4- Phenomenon
- 5- Standardized Precipitation Evapotranspiration Index
- 6- Expectation Value
- 7- Centre for Environmental Data Analysis/ Climatic Research Unit (https://data.ceda.ac.uk/badc/cru/data/cru_ts)
- 8- Penman–Monteith Equation
- 9- Torrent White Equation
- 10- Cumulative Timeseries
- 11- Monthly Timescales
- 12- Three-Parameter Log-Logistic Probability Density Function
- 13- Log-Logestic
- 14- Probability Function
- 15- Run Teory
- 16- Intensity
- 17- Explicit Index

پهنه‌بندی آستانه خشکسالی مفهوم منطقه‌ای بودن خشکسالی را به خوبی نشان می‌دهد. با استناد به این پهنه‌بندی تخمین وضعیت خشکسالی و ترسالی در حوضه ساده‌تر خواهد بود. سادگی محاسبه شاخص آنترופی^{۱۷}، صریح بودن آن و قابل درک‌تر بودن این شاخص در مقایسه با شاخص SPEI وجه تمایز آن شاخص نسبت به SPEI است. از آنجا که وضعیت کلیه قسمت‌های حوضه به صورت همزمان در این پهنه بندی قابل تخمین است، در مطالعات برنامه‌ریزی منابع آب سدهای موجود در حوضه کرخه می‌تواند به تصمیم‌گیری در خصوص دبی خروجی سدها کمک نماید. با توجه به تفاوت اقلیمی بخش‌های شمالی و جنوبی در حوضه کرخه می‌توان چنین نتیجه گرفت که شاخص آنترופی جهت پایش خشکسالی در اقلیم‌های مختلف مناسب است. بر این اساس می‌توان پهنه‌بندی را برای کل حوضه‌های آبریز کشور ترسیم نموده و زون‌های مختلفی اقلیمی در سطح کشور را تعیین نمود.

۶- مراجع

- Adib A, Mirsalari SB, Ashrafi SM (2020) Prediction of meteorological and hydrological phenomena in different climatic scenarios in the Karkheh watershed (southwest of Iran). *Scientia Iranica* 27(4):1814-1825
- Aghelpour P, Mohammadi B, Biazar SM, Kisi O, Sourmirinezhad Z (2020) A theoretical approach for forecasting different types of drought simultaneously, using entropy theory and machine-learning methods. *ISPRS International Journal of Geo-Information* 9(12):701
- Asadi A, Eini M, Jarahan S, Ali T (2015) Analysis of drought characteristics of East Azerbaijan province in the statistical period 1368-1391. In: Third International Symposium on Environmental and Water Resources Engineering 2-3 June
- Ashrafi SM, Gholami H, Najafi MR (2020) Uncertainties in runoff projection and hydrological drought assessment over Gharezu basin under CMIP5 RCP scenarios. *Journal of Water and Climate Change* 11(S1):145-163
- Bacanli ÜG (2012) Entropy based assessment and palmer drought severity index of drought analysis. *Scientific Research and Essays* 7(44):3823-3833
- Bacanli G, Baran T, Dikbb F (2016) Identification of drought parameters through the use of Entropy 1 ULKER. *Environmental Science*
- Chang TJ (1991) Investigation of precipitation droughts by use of kriging method. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 117(6):935-943
- Cheng L, Niu J, Liao D (2017) Entropy-based investigation on the precipitation variability over the Hexi Corridor in China. *Entropy* 19(12):660
- Cook BI, Smerdon JE, Seager R, Coats S (2014) Global warming and 21 st century drying. *Climate Dynamics* 43(9):2607-2627
- Council A (2004) AMS statement on meteorological drought. *Bulletin of the American Meteorological Society* 85:771-773
- Damberg L, AghaKouchak A (2014) Global trends and patterns of drought from space. *Theoretical and Applied Climatology* 117(3):441-448
- Daneshvar MRM, Ebrahimi M, Nejadsoleymani H (2019) An overview of climate change in Iran: Facts and statistics. *Environmental Systems Research* 8(1):1-10
- Drumond A, Stojanovic M, Nieto R, Gimeno L, Liberato ML, Pauliquevis T, Oliveira M, Ambrizzi T (2021) Dry and wet climate periods over eastern south America: Identification and characterization through the SPEI index. *Atmosphere* 12(2):155
- Eltahir EA (1992) Drought frequency analysis of annual rainfall series in central and western Sudan. *Hydrological Sciences Journal* 37(3):185-199
- Faiz MA, Zhang Y, Ma N, Baig F, Naz F, Niaz Y (2021) Drought indices: Aggregation is necessary or it is only the researcher's choice. *Water Supply* 21(8):3987
- Gillette H (1950) A creeping drought under way. *Water and Sewage Works* 104-105
- Golian S, Mazdiyasn O, AghaKouchak A (2015) Trends in meteorological and agricultural droughts in Iran. *Theoretical and Applied Climatology* 119(3):679-688
- Haile GG, Tang Q, Leng G, Jia G, Wang J, Cai D, Sun S, Baniya B, Zhang Q (2020) Long-term spatiotemporal variation of drought patterns over the Greater Horn of Africa. *Science of the Total Environment* 704:135299
- Hong X, Guo S, Xiong L, Liu Z (2015) Spatial and temporal analysis of drought using entropy-based standardized precipitation index: a case study in Poyang Lake basin, China. *Theoretical and Applied Climatology* 122(3):543-556
- Kamali B, Houshmand Kouchi D, Yang H, Abbaspour KC (2017) Multilevel drought hazard assessment under climate change scenarios in semi-arid regions- A case study of the Karkheh river basin in Iran. *Water* 9(4):241
- Karimi M, Melesse AM, Khosravi K, Mamuye M, Zhang J (2019) Analysis and prediction of meteorological drought using SPI index and ARIMA model in the Karkheh River Basin, Iran. In *Extreme Hydrology and Climate Variability*, Elsevier pp:343-353
- Kariminazar M, Moghadam NA, Mosaedi A (2010) Investigation of climatic factors affecting occurrence of drought (Case study: Zabol Region). *Journal of Water And Soil Conservation (Journal of Agricultural Sciences and Natural Resources)* 17(1):145-158
- Labudová L, Labuda M, Takáč J (2017) Comparison of SPI and SPEI applicability for drought impact assessment on crop production in the Danubian Lowland and the East Slovakian Lowland. *Theoretical and Applied Climatology* 128(1-2):491-506
- Lee JH, Kim CJ (2013) A multimodel assessment of the climate change effect on the drought severity-

- duration–frequency relationship. *Hydrological Processes* 27(19):2800-2813
- Lee SH, Yoo SH, Choi JY, Bae S (2017) Assessment of the impact of climate change on drought characteristics in the Hwanghae Plain, North Korea using time series SPI and SPEI: 1981–2100. *Water* 9(8):579
- Li W, Duan L, Wang W, Wu Y, Liu T, Quan Q, Chen X, Yin H, Zhou Q (2021) Spatiotemporal characteristics of drought in a semi-arid grassland over the past 56 years based on the Standardized Precipitation Index. *Meteorology and Atmospheric Physics* 133(1):41-54
- Li Y, Wen Y, Lai H, Zhao Q (2020) Drought response analysis based on cross wavelet transform and mutual entropy. *Alexandria Engineering Journal* 59(3):1223-1231
- Liu C, Yang C, Yang Q, Wang J (2021) Spatiotemporal drought analysis by the Standardized Precipitation Index (SPI) and Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) in Sichuan Province, China. *Scientific Reports* 11(1):1-14
- Liu W, Zhu S, Huang Y, Wan Y, Wu B, Liu L (2020) Spatiotemporal variations of drought and their teleconnections with large-scale climate indices over the Poyang Lake Basin, China. *Sustainability* 12(9):3526
- Luo N, Mao D, Wen B, Liu X (2020) Climate change affected vegetation dynamics in the northern Xinjiang of China: Evaluation by SPEI and NDVI. *Land* 9(3):90
- Mao Y, Wu Z, He H, Lu G, Xu H, Lin Q (2017) Spatio-temporal analysis of drought in a typical plain region based on the soil moisture anomaly percentage index. *Science of the Total Environment* 576:752-765
- Mathbout S, Lopez-Bustins JA, Martin-Vide J, Bech J, Rodrigo FS (2018) Spatial and temporal analysis of drought variability at several time scales in Syria during 1961–2012. *Atmospheric Research* Volume 200:153-168
- McKee TB, Doesken NJ, Kleist J (1993) The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, Anaheim, 17-22 January 1993, 179-184
- Mehr AD, Vaheddoost B (2020) Identification of the trends associated with the SPI and SPEI indices across Ankara, Turkey. *Theoretical and Applied Climatology* 139(3):1531-1542
- Miller S (1994) *Handbook for agrohydrology*. Natural Resources Institute (NRI)
- Mishra AK, Singh VP (2010) A review of drought concepts. *Journal of Hydrology* 391(1-2):202-216
- Mohammadi Ghaleni M, Sharafi S, Hosseini-Moghari SM, Helali J, Asadi Oskouei E (2022) Spatiotemporal characteristics of meteorological drought during the past half century in different climates over Iran. *Research Square*. DOI: <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-1182966/v1>
- Pei Z, Fang S, Wang L, Yang W (2020) Comparative analysis of drought indicated by the SPI and SPEI at various timescales in inner Mongolia, China. *Water* 12(7):1925
- Pinkayan S (1966) *Conditional probabilities of occurrence of wet and dry years over a large continental area* Colorado State University. *Hydrology papers*. Colorado State University; no. 12
- Razmkhah H (2016) Preparing stream flow drought severity–duration–frequency curves using threshold level method. *Arabian Journal of Geosciences* 9(7):1-10
- Rezaeian-Zadeh M, Tabari H (2012) MLP-based drought forecasting in different climatic regions. *Theoretical and Applied Climatology* 109(3):407-414
- Rodriguez RD, Singh VP, Pruski FF, Calegario AT (2016) Using entropy theory to improve the definition of homogeneous regions in the semi-arid region of Brazil. *Hydrological Sciences Journal* 61(11):2096-2109
- Sang YF, Singh VP, Hu Z, Xie P, Li X (2018) Entropy-aided evaluation of meteorological droughts over China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 123(2):740-749
- Santos MA (1983) Regional droughts: A stochastic characterization. *Journal of Hydrology* 66(1):183-211
- Schneider SH (1996) *Encyclopedia of climate and weather* (Vol. 2). Oxford University Press, USA
- Shannon CE, Weaver W (1949) *The mathematical theory of communication*, by CE Shannon (and recent contributions to the mathematical theory of communication), W. Weaver. University of Illinois Press
- Sharafati A, Nabaei S, Shahid S (2020) Spatial assessment of meteorological drought features over different climate regions in Iran. *International Journal of Climatology* 40:1864–1884

- Spinoni J, Barbosa P, De Jager A, McCormick N, Naumann G, Vogt JV, Magni D, Masante D, Mazzeschi M (2019) A new global database of meteorological drought events from 1951 to 2016. *Journal of Hydrology Regional Studies* 22:100593
- Spinoni J, Naumann G, Carrao H, Barbosa P, Vogt J (2014) World drought frequency, duration, and severity for 1951–2010. *International Journal of Climatology* 34(8):2792-2804
- Tabari H, Abghari H, Hosseinzadeh Talaei P (2012) Temporal trends and spatial characteristics of drought and rainfall in arid and semiarid regions of Iran. *Hydrological Processes* 26(22):3351-3361
- Tahroudi MN, Siuki AK, Ramezani Y (2019) Redesigning and monitoring groundwater quality and quantity networks by using the entropy theory. *Environmental Monitoring and Assessment* 191(4):1-17
- Tirivarombo S, Osupile D, Eliasson P (2018) Drought monitoring and analysis: standardised precipitation evapotranspiration index (SPEI) and standardised precipitation index (SPI). *Physics and Chemistry of the Earth Volume* 106:1-10
- Uuml lkerG, Bacanlı N (2012) Entropy based assessment and palmer drought severity index of drought analysis. *Scientific Research and Essays* 7(44):3823-3833
- Vicente-Serrano SM, Beguería S, López-Moreno JI (2010) A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate* 23(7):1696-1718
- Wang F, Wang Z, Yang H, Zhao Y (2018) Study of the temporal and spatial patterns of drought in the Yellow River basin based on SPEI. *China Earth Sciences* 61(8):1098-1111
- Wang X, Zhuo L, Li C, Engel BA, Sun S, Wang Y (2020) Temporal and spatial evolution trends of drought in northern Shaanxi of China: 1960–2100. *Theoretical and Applied Climatology* 139(3):965-979
- Wilhite DA, Glantz MH (1985) Understanding: The drought phenomenon: The role of definitions. *Water International* 10(3):111-120
- Xu L, Chen N, Zhang X (2019) Global drought trends under 1.5 and 2 C warming. *International Journal of Climatology* 39(4):2375-2385
- Yevjevich VM (1967) Objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts, An Colorado State University. *Hydrological Papers, Vol. 23, Colorado State University Fort, Collins*
- Yu M, Li Q, Hayes MJ, Svoboda MD, Heim RR (2014) Are droughts becoming more frequent or severe in China based on the standardized precipitation evapotranspiration index: 1951–2010. *International Journal of Climatology* 34(3):545-558
- Zamani R, Tabari H, Willems P (2015) Extreme streamflow drought in the Karkheh river basin (Iran): Probabilistic and regional analyses. *Natural Hazards* 76(1):327-346
- Zeng P, Sun F, Liu Y, Wang Y, Li G, Che Y (2021) Mapping future droughts under global warming across China: A combined multi-timescale meteorological drought index and SOM-Kmeans approach. *Weather and Climate Extremes Volume* 31:100304
- Zhang Q, Qi T, Singh VP, Chen YD, Xiao M (2015) Regional frequency analysis of droughts in China: A multivariate perspective. *Water Resources Management* 29(6):1767-1787
- Zhao H, Li X, Eziz M, Yao J (2022) Changes in characteristics of dry-wet changes in Xinjiang based on SPEI index. *Atmósfera* 35(3), Ciudad de México jul, 2022 Epub 13-Jun-2022
- Zhuang S, Zuo H, Ren P, Xiong G, Li B, Dong W, Wang L (2013) Application of standardized precipitation evapotranspiration index in China. *Climatic and Environmental Research* 18(5):617-625