

تحلیل عدم قطعیت مشخصه‌های خشکسالی هیدرولوژیکی با استفاده از ابرمکعب لاتین (مطالعه موردی: حوزه آبخیز سد میناب)

- ❖ **فائزه قاسم نژاد؛** دانش‌آموخته کارشناسی ارشد مهندسی عمران، مهندسی مدیریت منابع آب، دانشگاه یاسوج، یاسوج.
- ❖ **مهدی فاضلی؛** استادیار گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه یاسوج، یاسوج.
- ❖ **ام‌البنین بذرافشان*؛** استادیار دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس.
- ❖ **محمد پروین نیا؛** استادیار گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه یاسوج، یاسوج.

چکیده

عدم قطعیت پایش خشکسالی به‌وسیله شاخص استاندارد شده جریان، به‌طور عمده به انتخاب تابع توزیع احتمال وابسته است، چرا که توزیع مورد استفاده بر روی توصیف جریان تجمعی و نهایتاً خصوصیات خشکسالی مؤثر است. در این مقاله، تحلیل عدم قطعیت چهار تابع توزیع آماری در برآورد مشخصه‌های خشکسالی هیدرولوژیکی (شدت، مدت و فراوانی) در ایستگاه هیدرومتری حوزه آبخیز سد استقلال میناب طی دوره زمانی ۳۰ و ۴۹ ساله، در ۶ مقیاس زمانی ۳ تا ۴۸ ماهه با استفاده از روش نمونه‌برداری ابرمکعب لاتین بررسی گردید. به ازاء هر واقعه دبی متوسط ماهانه در ماه و سال مورد نظر، تعداد ۵۰۰۰۰ نمونه تصادفی تولید و حدود اطمینان بالا و پائین در سطح اعتماد ۹۵ در صد برآورد و مشخصه‌های خشکسالی (شدت، مدت و فراوانی) به ازای هر مقیاس زمانی در توابع توزیع مختلف در دو دوره مذکور برای باند بالا و پائین بدست آمد. نتایج در بررسی طولانی‌ترین تداوم و شدت خشکسالی نشان داد با افزایش مقیاس زمانی، شدت و مدت خشکسالی افزایش و فراوانی کلاس‌های خشکسالی کاهش می‌یابد. بررسی تداوم و شدت خشکسالی در باند اطمینان مورد بررسی اختلاف معنی‌داری بین برآورد شدت و مدت خشکسالی توابع در مقیاس‌های مورد بررسی را نشان نداد، اما در مورد فراوانی خشکسالی در کلاس‌های توصیفی، بین توابع نرمال با ویبول و گاما در مقیاس کوتاه مدت (۳ و ۶ ماهه) اختلاف معنی‌داری وجود داشت. نتایج نشان داد از نظر شدت و مدت خشکسالی، تابع نرمال، مقیاس زمانی ۲۴ ماهه و دوره زمانی کوتاه مدت ۳۰ ساله دارای بالاترین عدم قطعیت برآورد خشکسالی هیدرولوژیکی است. در نهایت توصیه می‌شود، چنانچه از طول دوره مختلف در مقیاس‌های زمانی مختلف با توابع احتمال استفاده می‌گردد، کاربر SRI از تفاوت‌های عددی آن‌ها آگاهی داشته و متناسب با عدم قطعیت موجود در آن، اقدام به برنامه‌ریزی و تصمیم‌گیری در زمینه مدیریت منابع آب نماید.

کلید واژگان: باند اطمینان، تابع توزیع احتمال، ابرمکعب لاتین، نمونه تصادفی.

۱. مقدمه

مهم‌ترین اهداف در مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آبی به شمار می‌رود. معمولاً در ارزیابی فراوانی بر اساس خشکسالی هیدرولوژیکی، به علت طول محدود سری داده‌های مشاهده‌شده، عدم قطعیت وجود دارد [۱۱].

شاخص‌های خشکسالی جهت پایش، پیش‌آگاهی و پیش‌بینی خشکسالی استفاده می‌شود. اغلب این شاخص‌ها از جمله SRI از یک تابع توزیع احتمال جهت برآورد خشکسالی استفاده می‌نماید. بر این اساس، مقادیر شاخص‌ها تحت‌تأثیر عدم قطعیت است چرا که احتمالات تجمعی بر اساس داده‌های مشاهداتی برآورد شده است. کمی‌سازی چنین نوعی از عدم قطعیت می‌تواند برای کاربردهای عملی مانند مدیریت منابع آب، پیش‌گیری، و غیره بسیار مفید باشد، چرا که تحلیل عدم قطعیت قابلیت اعتمادپذیری به تخمین‌های شاخص را فراهم می‌آورد [۱۲].

دقت و قابلیت اطمینان محاسبه SRI در نمونه مشاهده شده اساساً بستگی به اندازه نمونه دارد. هر چه اندازه نمونه مورد استفاده در محاسبه شاخص بزرگتر باشد، مقادیر شاخص بهتر خواهد بود [۲، ۱، ۲۰]. اندازه نمونه اولین منبع عدم قطعیت است [۳]. منبع دیگری از عدم قطعیت مقیاس‌زمانی مورد بررسی است. این موضوع در میان دیگر محققین [۲۰] مورد بحث قرار گرفته است که ضرورت ارزیابی دقیق برآورد شاخص استاندارد شده را هنگامی که مقیاس زمانی طولانی‌تر یا کوتاه‌تر است را نشان می‌دهد، بطوری که با افزایش مقیاس زمانی ممکن است تغییرات کمتری در سری زمانی مشاهده شود.

در زمینه تحلیل عدم قطعیت شاخص‌های خشکسالی، طی بیست سال اخیر، تحقیقات محدودی صورت پذیرفته است که می‌توان به [۲، ۴، ۵، ۶، ۸، ۱۷، ۱۸ و ۲۰] اشاره نمود.

[۲] به بررسی تأثیر طول نمونه بر مقادیر توزیع برازش یافته بارش با تابع کرنل و گشتاور L پرداخت. نتایج نشان داد، برای تخمین پایداری پارامترهای تابع توزیع کرنل،

خشکسالی‌ها کمتر قابل پیش‌بینی هستند زیرا به تدریج توسعه می‌یابند و در نهایت شناسایی می‌شوند [۱۹]. همان‌طور که خشکسالی تأثیر فراوان و ویران‌کننده‌ای بر برنامه‌ریزی مدیریت منابع آب دارد، توجه بیشتر به درک خشکسالی و مدل‌سازی اجزای آن، همچنین ارزیابی ویژگی‌های آن‌ها در سال‌های اخیر مورد توجه قرار گرفته است [۲۱].

در میان انواع مختلف خشکسالی، مؤلفه‌های هیدرولوژیکی بیشترین اهمیت را دارند، زیرا بسیاری از فعالیت‌ها (صنعتی، تأمین آب شهری و تولید نیروی برق آبی) به منابع آب سطحی وابستگی شدید دارند [۱۶]. خشکسالی هیدرولوژیکی می‌تواند با کاهش یا حذف منابع آب، کاهش کیفیت آب و محدود کردن آب برای آبیاری اثرات گسترده‌ای داشته باشد که باعث نارسایی محصول، کاهش تولید برق و آسیب رساندن به زیستگاه‌های ساحلی می‌شود، همچنین باعث محدود کردن فعالیت‌های تفریحی و تأثیر در فعالیت‌های اقتصادی و اجتماعی می‌گردد [۱۲].

ایران در کمربند خشک و نیمه‌خشک جهان قرار دارد و در چند سال اخیر بیشتر مناطق آن، دچار کمبود آب‌های سطحی و زیرزمینی بوده است. بر اساس ماهیت کمبود آب، خشکسالی به‌طور کلی به چهار دسته هواشناسی، هیدرولوژیکی، کشاورزی و اجتماعی-اقتصادی طبقه‌بندی می‌شود. خشکسالی هواشناسی با عدم بارش در یک منطقه برای یک دوره زمانی تعریف می‌شود و خشکسالی هیدرولوژیکی در ابتدا ناشی از کمبود بارندگی است و معمولاً با کمبود آب مخازن یا سطح دریاچه در یک حوضه ارتباط دارد [۷].

ارزیابی دقیق و پایش خشکسالی برای برنامه‌ریزی مدیریت منابع آب اهمیت ویژه‌ای دارد. پایش خشکسالی هیدرولوژیکی، به‌ویژه در مقیاس بلندمدت، یکی از

¹ Standardized Precipitation Index

نظرگرفتن عدم قطعیت نمونه‌برداری (SPIWU)^۲. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که این روش، در مقایسه با روش محاسبه اصلی SPI، نه تنها به نتایج ارزیابی مشابهی منجر می‌شود، بلکه دارای قابلیت بررسی تأثیر نمونه در عدم قطعیت از محاسبه SPI و ارزیابی خشکسالی است. علاوه بر این، در مقایسه با روش مرسوم، روش پیشنهادی می‌تواند برآورد مناسبی از باند عدم قطعیت و میزان انحراف معیار داده‌ها را فراهم کند.

[۱۷] به تحلیل عدم قطعیت شاخص بارش استاندارد در طی دوره ۲۰۰۹-۱۹۵۱ با کمک روش بوت استرپ در منطقه آبروزو^۴ (مرکز ایتالیا) پرداختند. نتایج نشان داد جهت محاسبه SPI توزیع پیرسون تیپ ۳، ویبول، حد نهایی، تعمیم عادی و گاما همگی مناسب هستند، اما توزیع پیرسون تیپ ۳ و نرمال تعمیم یافته دارای عملکرد بهتری است. همچنین نتایج نشان داد کاهش طول داده و مقیاس زمانی سبب افزایش عدم قطعیت می‌شود.

[۱۸] به تحلیل عدم قطعیت ناشی از اندازه نمونه و نوع توزیع آماری (پارامتری و ناپارامتری) مورد استفاده در محاسبه مقدار دو شاخص SPI (با توابع گوسین، گاما و پیرسون تیپ سه) و SPEI (با توابع گوسین، تابع حدنهایی و تابع لوگ نرمال تعمیم یافته) با استفاده از بوت استرپ طی دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۵۱ در یک ایستگاه هواشناسی در ایتالیا پرداختند. بر اساس نتایج به دست آمده، انتظار می‌رود، هر چه، تجزیه و تحلیل روی مجموعه داده‌های با حجم بیشتری صورت گیرد، عدم قطعیت کمتر شود. همچنین محدوده عدم قطعیت با استفاده از روش‌های مختلف به دست آمده تقریباً برای شرایط نرمال، متوسط و مرطوب مشابه هستند؛ اما زمانی که شدت خشکسالی افزایش می‌یابد، عدم قطعیت برای داده‌های با حجم کمتر بیشتر است.

امروزه بررسی و تحلیل عدم قطعیت‌ها در هر برنامه‌ای

حدود ۴۰ تا ۶۰ سال آمار نیاز است و برای پایداری حدود اطمینان برآورد شاخص خشکسالی، حدود ۷۰ تا ۸۰ سال آمار نیاز است.

[۲۰] به بررسی طول بارش بر روی پارامترهای مقیاس و شکل در توزیع گاما پرداختند. نتایج نشان داد، در طول‌های زمانی متفاوت تو صیف مقادیر SPI دارای تفاوت معنی‌داری است و در مورد داده‌های با طول زیاد مقادیر SPI از اعتمادپذیری بالایی برخوردار است.

[۵] به تحلیل عدم قطعیت آنالیز فراوانی هیدرولوژیکی با استفاده از بوت استرپ پرداختند. نتایج نشان داد بر اساس توزیع نمونه‌ها، تخمین عدم قطعیت چندک می‌تواند کمی شود. مقایسه این روش با دیدگاه سنتی نه تنها می‌تواند تخمین نقطه‌ای از مقادیر دبی طرح داشته باشد بلکه می‌تواند ارزیابی کمی بر روی تخمین عدم قطعیت داشته باشد.

[۴] به بررسی و تحلیل عدم قطعیت طول نمونه و پارامترهای توزیع پیرسون تیپ سه در برآورد خشکسالی هیدرولوژیکی در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه در حوضه رودخانه یانگ‌تسه پرداختند. برای تحلیل عدم قطعیت، از چهار سری نمونه با طول ۴۰، ۷۰، ۱۰۰ و ۱۲۸ ساله طی دوره آماری ۱۸۸۲ تا ۱۹۹۲ استفاده نمودند. نتایج نشان داد، باند عدم قطعیت با طول نمونه نسبت عکس دارد. بر این اساس تعداد داده در قضاوت درجه خشکسالی و در نتیجه راهبرد در نظر گرفته در رابطه با مدیریت خشکسالی مهم خواهد بود.

[۵] به تحلیل عدم قطعیت شاخص SPI و ارزیابی خشکسالی بر اساس بوت استرپ طی دوره ۲۰۱۰-۱۹۵۷ در حوضه هوانگنی‌ژوانگ^۱ در مقیاس زمانی بارش ۱، ۳، ۹ و ۱۲ ماهه پرداختند. برای محاسبه SPI از دو روش استفاده شد. ۱- محاسبه SPI بدون در نظر گرفتن عدم قطعیت نمونه‌برداری (SPIEX)^۲ و ۲- برآورد SPI با در

³ Is the estimation of SPI value without considering the sampling uncertainty

⁴ Abruzzo

¹ Huangnizhuang

² Is the expected estimation of SPI value considering the sampling uncertainty

سد استقلال میناب یکی از اصلی‌ترین مخازن ذخیره آب در استان هرمزگان محسوب می‌گردد که سطح بسیاری از اراضی زراعی و باغی پائین دست و همچنین آب شرب کلان‌شهر بندرعباس را تامین می‌کند، لذا اطلاع دقیق از شروع و خاتمه خشک‌سالی، شدت و تداوم خشک‌سالی با حداکثر قطعیت مسئله‌ای مهم محسوب می‌گردد. منطقه مورد مطالعه حوزه آبخیز سد میناب و ایستگاه مورد مطالعه، ایستگاه هیدرومتری میناب با طول دوره آماری ۴۹ ساله است. براساس گزارش [۳]، حداقل طول دوره آماری برای پایش و ارزیابی خشک‌سالی ۳۰ سال و برای برآورد پایدار بایستی آماری بیش از ۴۰ سال را در نظر گرفت. لذا در این تحقیق با توجه به آمار موجود دوره ۴۹ ساله به دو دوره ۳۰ و ۴۹ ساله تقسیم گردید که

امری ضروری محسوب می‌گردد، به طوری که بدون در نظر گرفتن و تحلیل این عدم قطعیت‌ها، وقوع حالات نامطلوبی که رخداد آن‌ها اهداف برنامه را به چالش می‌کشد، دور از انتظار نیست. بررسی و تحلیل عدم قطعیت‌ها در چارچوب مدیریت ریسک انجام می‌گیرد. هدف از تحقیق حاضر مقایسه مشخصه‌های خشک‌سالی هیدرولوژیکی در دو دوره زمانی ۳۰ و ۴۹ ساله در شش مقیاس زمانی (۳ تا ۴۸ ماهه) با استفاده از چهار تابع توزیع احتمال نرمال، لوگ‌نرمال، ویبول و گاما بوده است.

۲. مواد و روش‌ها

۱.۲. معرفی منطقه مورد مطالعه

جدول (۱) مشخصات آماری را در دو دوره نشان می‌دهد.

جدول ۱. مشخصات دبی متوسط ماهانه (مترمکعب بر ثانیه) در دوره‌های زمانی مورد مطالعه

سال	طول دوره آماری	میانگین	انحراف معیار	ضریب تغییرات	چولگی
۹۵-۱۳۹۴ تا ۱۳۴۵-۴۶	۴۹ سال	۸/۶۲	۷/۶۹	۰/۸۹	۱/۸۲
۹۵-۱۳۹۴ تا ۱۳۶۵-۶۶	۳۰ سال	۶/۷۱	۶/۳۷	۰/۹۴	۲/۳۷

شده و احتمال تجمعی توزیع منتخب محاسبه و سپس تغییر شکل هم احتمال تجمعی توزیع منتخب به توزیع نرمال صورت می‌گیرد که در مرحله نهایی متغیر Z نرمال استاندارد شده یا SRI مربوط به هر مقدار دبی در هر ایستگاه در سطوح هم احتمال از منحنی احتمالات تجمعی نرمال استخراج می‌گردد [۱۴، ۱۵].

مقدار دبی با استفاده از چهار تابع توزیع آماری نرمال، لوگ نرمال، گاما و ویبول در دو دوره زمانی ۳۰ و ۴۹ ساله در مقیاس زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه برازش داده شد و مشخصه‌های خشک‌سالی از آن استخراج گردید.

مشخصه‌های خشک‌سالی مورد مطالعه در تحقیق حاضر، شدت، تداوم و فراوانی خشک‌سالی بوده است. در این مطالعه، بر طبق توصیه [۱۶] رویداد خشک‌سالی

۲.۲. شاخص دبی استاندارد شده SRI و

مشخصه‌های خشک‌سالی

یکی از گام‌های مهم در مطالعات خشک‌سالی، تعیین شاخص‌هایی است که بتوان بر اساس آن‌ها میزان، شدت و تداوم خشک‌سالی را در یک منطقه ارزیابی کرد. در این مطالعه شاخص خشک‌سالی هیدرولوژیکی SRI، مورد استفاده قرار گرفت. اصول محاسباتی شاخص SRI بدین صورت است که ابتدا مقادیر دبی متوسط ماهانه ایستگاه هیدرومتری بر توزیع مناسبی برازش داده می‌شود. تحقیقات نشان داده است که در حوزه‌های کوچک توزیع گاما و در حوزه‌های بزرگ توزیع نرمال یا لوگ نرمال دو متغیره بهترین برازش را دارد [۱۴]. لذا مقادیر دبی ماهانه با استفاده از رابطه توزیع گاما یا توزیع منتخب برازش داده

برابر با تعداد نمونه‌ها (n) در نظر گرفته شده و احتمال قرار گرفتن نمونه درون لایه یا طبق برابر با معکوس تعداد نمونه کل ($1/n$) باشد. برای درک بیشتر این روش، K متغیر $x = (x_1, x_2, \dots, x_k)$ را در نظر بگیرید. ابتدا دامنه هر متغیر به n فاصله هم احتمال تقسیم شده و برای هر متغیر، یک نمونه تصادفی از هر فاصله یا طبقه انتخاب می‌شود. سپس مقادیر به دست آمده برای هر متغیر با یکدیگر به صورت تصادفی یا بر اساس یک قاعده خاص ترکیب شده و تشکیل n نمونه k -تایی می‌دهند که تمامی لایه‌ها را در برگیرند. بنابراین، این روش نمونه‌برداری در حالتی که تعداد متغیرها حتی از k هم بیشتر شود، به تعداد نمونه بیشتر نیازی ندارد. این روش تضمین می‌کند که دامنه مقادیر متغیرهای مورد نظر به روش حداکثر لایه‌بندی شده است.

برای استفاده از این روش، ابتدا باید توزیع‌های حاشیه‌ای x_1, x_2, \dots, x_k به n فاصله هم احتمال تقسیم شده، سپس از هر فاصله، نمونه‌ای به تصادف انتخاب شود. برای انجام این کار از قضیه تبدیل انتگرال احتمال استفاده می‌شود. در واقع ابتدا، فاصله $[0, 1]$ را به n بازه به طول $1/n$ تقسیم کرده، سپس نمونه‌ای تصادفی از هر یک از بازه‌ها انتخاب می‌شود. در مرحله بعد، با عکس تبدیل، نمونه‌های اخذ شده به نمونه‌هایی از توزیع اصلی متغیرها برگردانده می‌شوند. الگوریتم زیر مراحل تعیین نمونه‌ها با روش ابر مکعب لاتین را نشان می‌دهد.

۱: $j=1$ در نظر گرفته شود.

۲: نمونه‌ای به صورت تصادفی $u \in [0, 1]$ انتخاب و u_{ij}

نام‌گذاری شود. $w_{ij} = \frac{(u_{ij} + (i-1))}{n}$ تعیین شود.

۳: i امین عضو نمونه برای متغیر j ام به صورت

$$x_{ij} = F_j^{-1}(w_{ij})$$
 حاصل می‌شود.

۴: $i=j+1$ قرار داده شود و الگوریتم به مرحله ۲

برگردد.

روش ابر مکعب لاتین نسبت به روش مونت کارلو به

به صورت دوره‌ای تعریف شده است که در آن مقادیر SPI کمتر از صفر هستند، در حالی که شدت خشکسالی به صورت مقادیر تجمعی خشکسالی در تداوم خشکسالی معرفی می‌گردد؛ که برای راحتی، شدت خشکسالی قدر مطلق و مثبت در نظر گرفته می‌شود که به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$S = \left| \sum_{i=1}^D SPI_i \right| \quad (1)$$

فراوانی خشکسالی از طریق نسبت بین تعداد وقایع خشکسالی در هر دسته از هر شاخص به کل تعداد وقایع شمارش شده برای هر ایستگاه در هر منطقه در هر مقیاس زمانی به دست می‌آید. هدف از محاسبه فراوانی خشکسالی، تعیین الگوی فضایی خشکسالی در دسته‌های خشکسالی ملایم، متوسط، شدید و خیلی شدید است [۱۱].

۳.۲. تحلیل عدم قطعیت مونت کارلو و

نمونه‌برداری به روش ابر مکعب لاتین

ابر مکعب لاتین (LHS)، یک روش نمونه‌برداری تصادفی طبقه‌بندی شده است. این روش اولین بار توسط مک‌کی و همکاران [۹] پیشنهاد گردید. روش LHS نوعی کاهش واریانس برای روش مونت کارلو محسوب می‌شود، از آنجایی که روش مونت کارلو به تصادف خالص متکی است، می‌تواند ناکارآمد باشد. ممکن است برخی از نقاط یک خوشه نزدیک هم انتخاب شوند، در حالی که مناطقی از فواصل دیگر درون فضا نمونه‌ای ندارند. هدف از نمونه‌برداری لاتین هایدیو کیوب گسترش نقاط نمونه به طور مساوی در تمام مقادیر است [۹]. در این روش، نمونه مورد نظر به تعداد n از متغیرهای چندگانه به نحوی انتخاب می‌شوند که نمونه مرتبط با هر یک از متغیرها، از حداکثر طبقه‌بندی برخوردار باشد. در واقع حداکثر طبقه‌بندی زمانی اتفاق می‌افتد که تعداد لایه‌ها (طبقه‌ها)

³ Stratified Random Sampling

⁴ Marginally Maximally Stratified

¹ Standardized Precipitation Index

² Latin Hypercube Sampling

(ابرمکعب لاتین) تعداد ۵۰۰۰۰ بار داده تصادفی تولید گردید و سپس مقادیر دبی تولید شده بر تابع توزیع مورد نظر برازش داده شد و حد بالا و پائین در حدود اطمینان ۹۵ درصد، مقدار صدک ۲/۵ و ۹۷/۵ در هر سری تصادفی محاسبه گردید و مشخصه‌های خشکسالی در حدود مورد نظر محاسبه و با استفاده از آزمون‌های آماری دامنه عدم قطعیت برآورد هر تابع در مقیاس و طول دوره آماری محاسبه شد [۱۳].

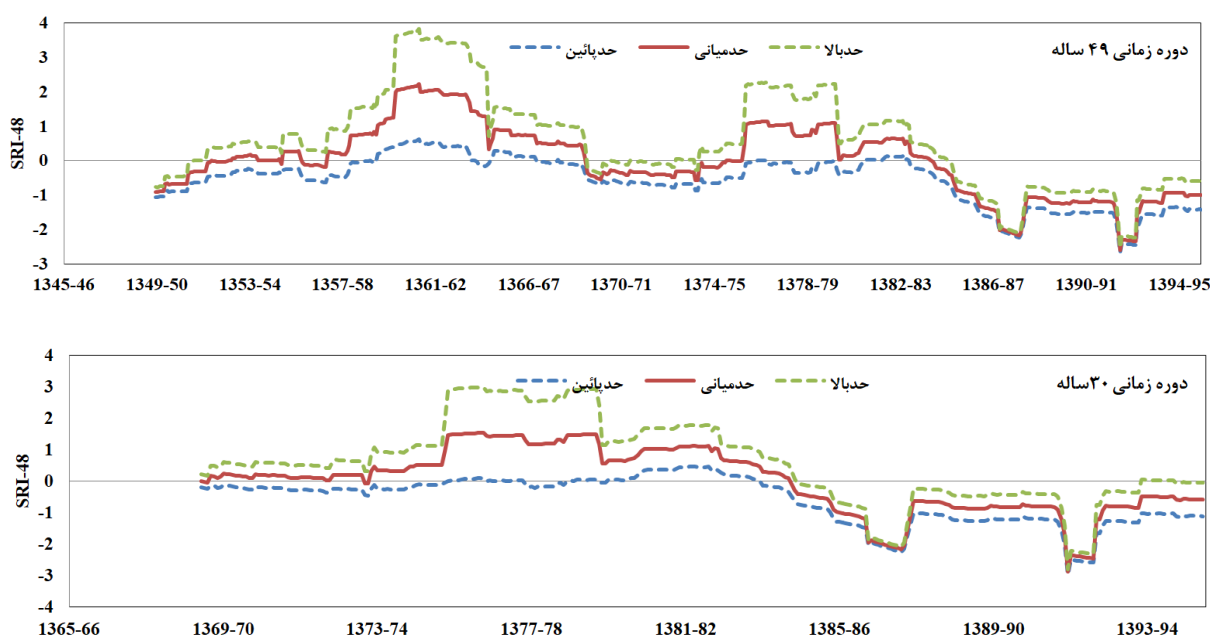
۳. نتایج

۱.۳. پایش خشکسالی در دو دوره زمانی مورد مطالعه

پایش خشکسالی، باند بالا و پائین را در دو دوره زمانی با تابع توزیع گاما در مقیاس زمانی ۴۸ ماهه در شکل ۱، داده شده است. در طول دوره ۴۹ ساله دو دوره ترسالی و خشکسالی مشاهده شده، اما در دوره ۳۰ ساله یک دوره تر و خشکسالی مشاهده گردیده است.

تعداد نمونه کمتری برای برآورد توزیع متغیر مورد مطالعه نیاز دارد و به ویژه در توزیع‌های نامتقارن، توزیع را دقیق‌تر برآورد می‌کند. این روش در مقایسه با روش نمونه‌برداری تصادفی ساده، انحراف معیار بیشتری را با تعداد نمونه یکسان پوشش می‌دهد که این نکته نشان‌دهنده این است که در این روش، با تعداد نمونه کمتری می‌توان تغییرپذیری بیشتری را نسبت به نمونه‌برداری تصادفی ساده نشان داد [۱۰]. از طرفی روش ابر مکعب لاتین بسیاری از روش‌های مطلوب روش‌های نمونه‌برداری طبقه‌بندی^۱ و تصادفی^۲ را دارا بوده و مانند آن‌ها یک نمونه‌برداری احتمالی به حساب می‌آید. اجرای ابرمکعب لاتین در نرم‌افزار R با استفاده از بسته lhs به دست آمد.

به منظور تحلیل عدم قطعیت SRI در برآورد مشخصه‌های خشکسالی شامل شدت، مدت و فراوانی، از رویکرد مونت کارلو استفاده گردید [۱۳]. شبیه‌سازی مونت کارلو شامل تکرار و تولید داده از روی پارامترهای توابع توزیع احتمال نمونه‌ها است [۱۰]. لذا در این تحقیق، به ازاء هر مقدار دبی در هر مقیاس زمانی و طول دوره آماری مورد نظر، بر اساس روش نمونه‌برداری LHS



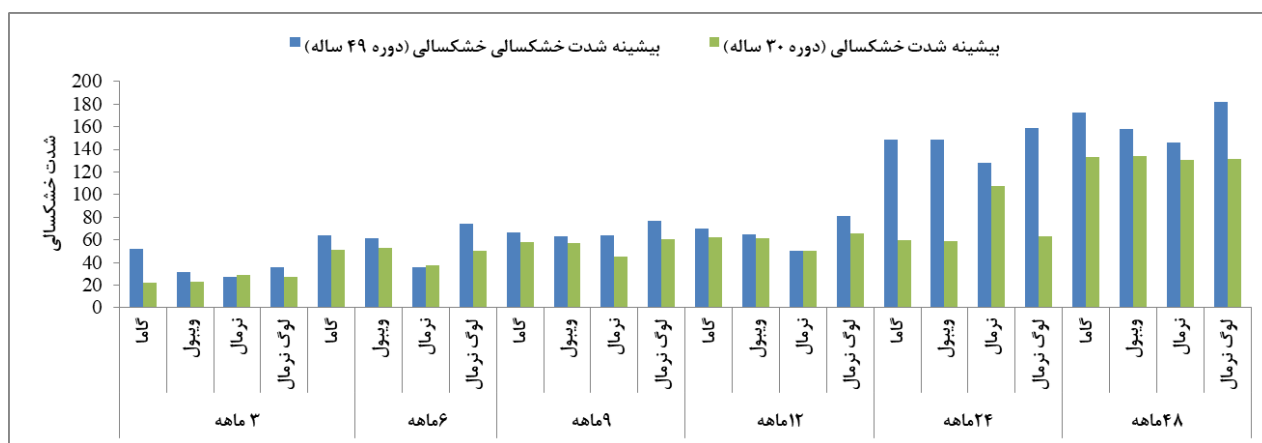
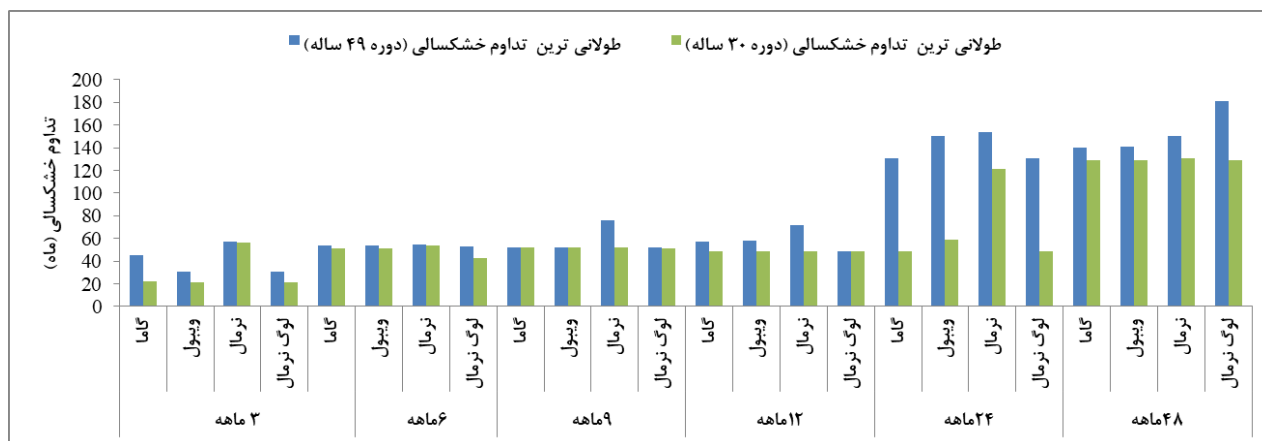
شکل ۱. پایش خشکسالی و حدود اعتماد در سطح اعتماد ۹۵ درصد در مقیاس ۴۸ ماهه، تابع گاما و دوره زمانی ۴۹ و ۳۰ ساله

افزایش مقیاس زمانی سبب افزایش بزرگی خشکسالی شده است. طولانی‌ترین شدت خشکسالی مربوط به تابع توزیع لوگ نرمال بوده و تنها در مقیاس زمانی ۲۴ ماهه در دوره ۳۰ ساله مربوط به تابع توزیع نرمال و مقادیر بزرگی و تداوم در دوره ۴۹ ساله بیشتر از ۳۰ ساله بوده است.

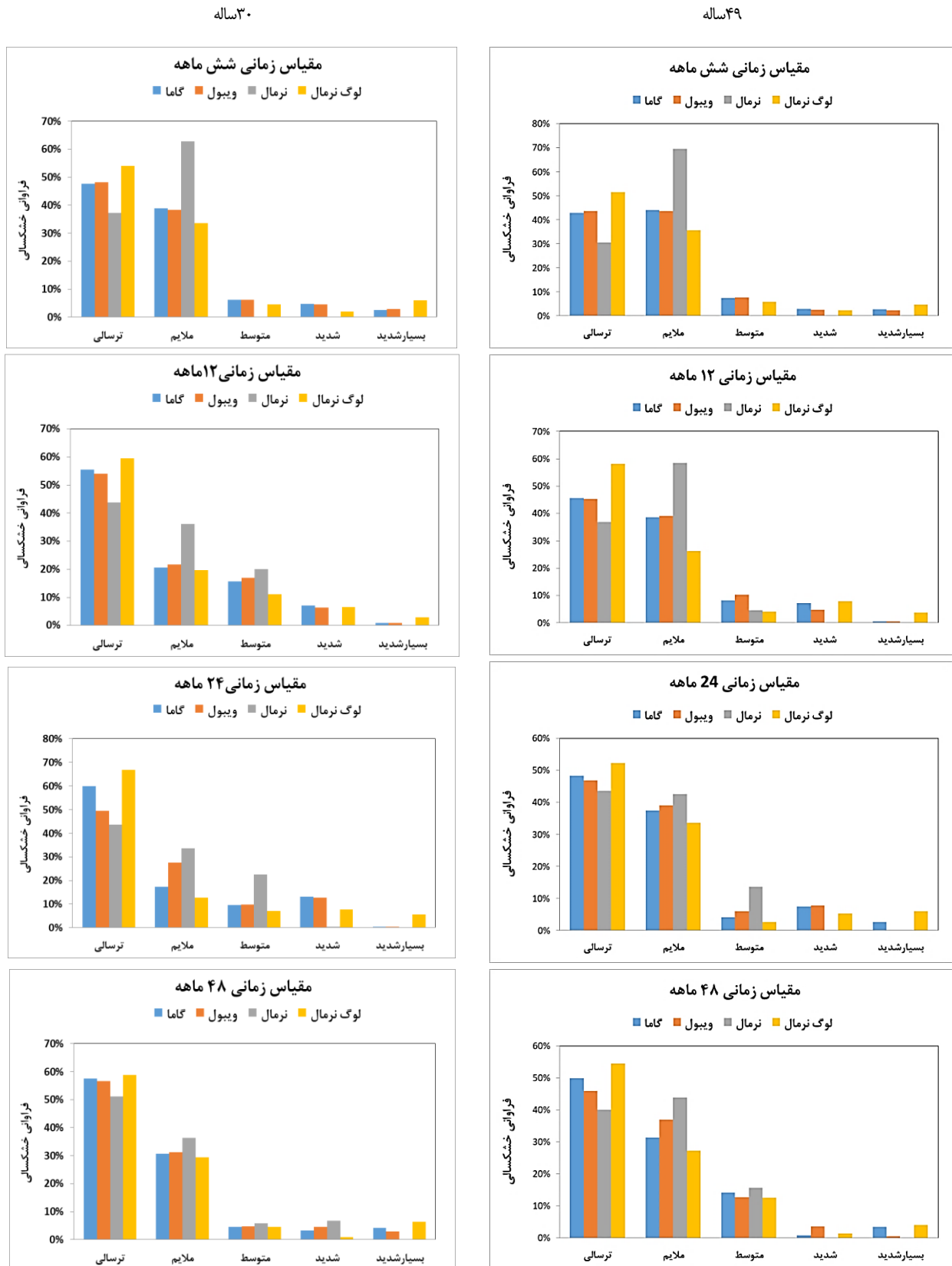
در شکل (۳) فراوانی خشکسالی در کلاس‌ها و توابع مختلف نمایش داده شده است. از نظر طول دوره تفاوتی بین کلاس‌ها مشاهده نشد. تابع توزیع لوگ نرمال دارای بیشترین فراوانی ترسالی و تابع نرمال دارای بیشترین فراوانی کلاس ملایم است. برآوردهای گاما و ویبول در تمامی وضعیت‌ها و دو دوره مشابه است.

۲,۳. پایش مشخصه‌های خشکسالی (شدت، مدت و فراوانی خشکسالی)

شدیدترین و طولانی‌ترین تداوم خشکسالی در توابع نرمال، لوگ نرمال، گاما و ویبول و مقیاس‌های مختلف در دوره ۴۹ و ۳۰ ساله در شکل ۲ نمایش داده شده است. در بررسی طولانی‌ترین تداوم نشان می‌دهد با افزایش مقیاس زمانی تداوم خشکسالی افزایش می‌یابد. طولانی‌ترین تداوم در تمامی مقیاس‌ها مربوط به تابع توزیع نرمال می‌باشد و تنها در مقیاس زمانی ۴۸ ماهه مربوط به تابع توزیع لوگ نرمال می‌باشد. در مقیاس‌های بلند مدت در همه توابع تفاوت شایانی بین دو دوره مشاهده نشده است. در بررسی بیشینه بزرگی خشکسالی نشان داده است که



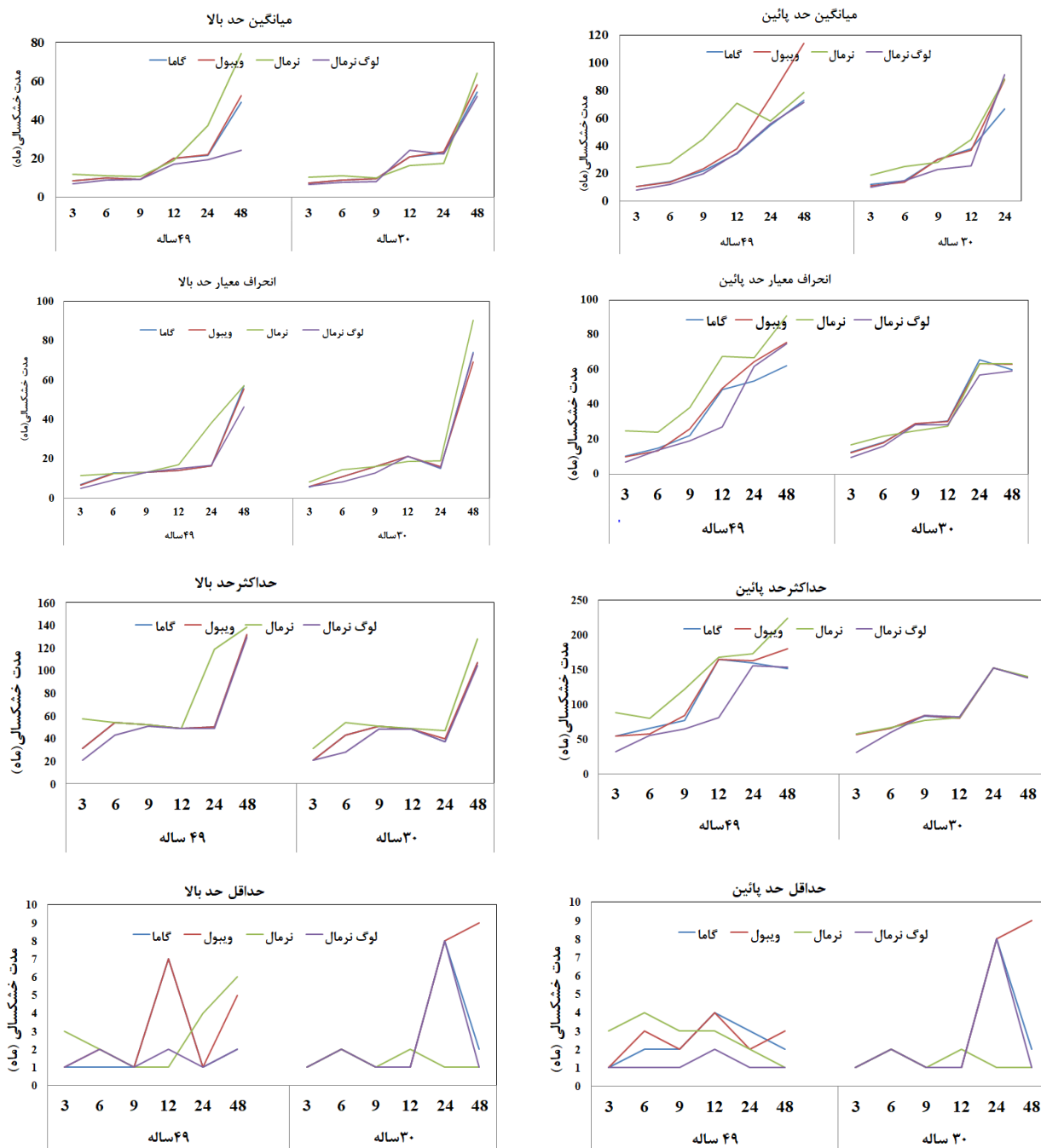
شکل ۲. طولانی‌ترین تداوم و شدت خشکسالی در دوره زمانی ۳۰ و ۴۹ ساله



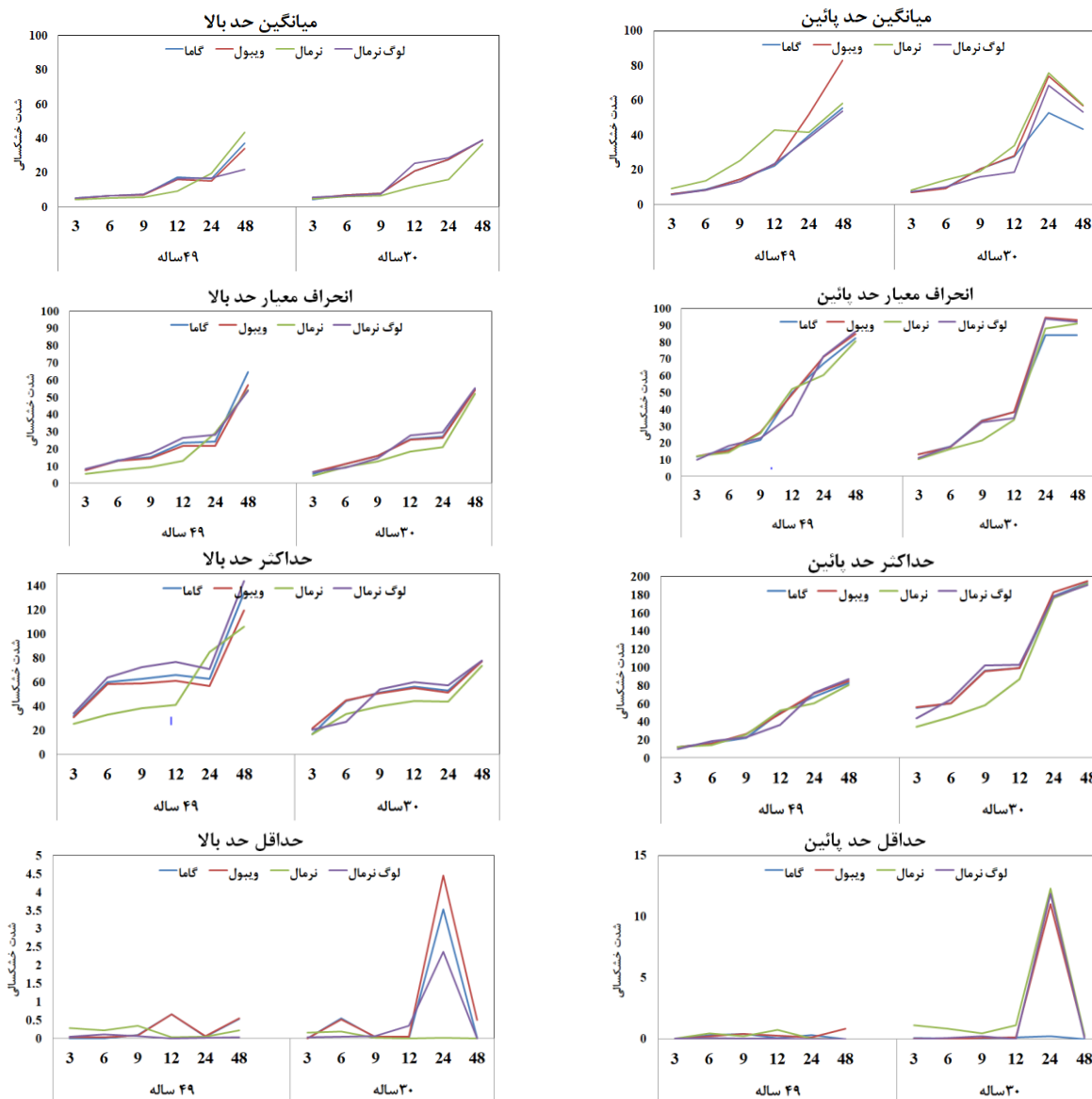
شکل ۳. فراوانی کلاس خشکسالی در دوره ۳۰ و ۴۹ ساله در مقیاس‌ها و توابع مختلف

(شدت و مدت) در باند بالا و پائین برآورد گردید. مقادیر آماره‌های میانگین، انحراف معیار، حداقل و حداکثر، برای شدت و مدت خشکسالی محاسبه و باندهای بالا و پایین به‌دست آمد. شکل ۴ و ۵ آماره‌های به‌دست آمده را برای باندهای بالا و پائین برای شدت و مدت نمایش می‌دهد.

۳,۳. تأثیر انتخاب تابع توزیع در مقیاس و دوره‌های زمانی مختلف بر شدت و مدت خشکسالی براساس روش‌شناسی تعریف شده، مقادیر SRI در مقیاس‌های زمانی ۳ تا ۴۸ ماهه با استفاده از روش LHS، باند بالا و پائین SRI تعیین گردید. سپس مشخصه‌های خشکسالی



شکل ۴. میانگین مقادیر، انحراف معیار، حداکثر و حداقل فاصله با فاصله اطمینان ۹۵٪ برای مشخصه تداوم خشکسالی



شکل ۵. میانگین مقادیر، انحراف معیار، حداکثر و حداقل فاصله با فاصله اطمینان ۹۵٪ برای مشخصه شدت خشکسالی

به ۴۸ ماهه، سری‌های زمانی شاخص‌های مورد استفاده هموارتر می‌شوند (از نوسانات زیاد که در مقیاس‌های کم، مانند سه ماهه دیده می‌شود، در مقیاس‌های بزرگتر کاسته می‌شود) در نتیجه آماره‌ها افزایش می‌یابد. در مورد شدت خشکسالی، اکثر توابع دارای رفتار تقریباً مشابه و نزدیک به هم بوده و از آشفتگی کمتری نسبت به مدت خشکسالی برخوردار هستند. در عموم آماره‌ها در شدت خشکسالی، تابع ویبول بالاترین مقادیر را برآورد نموده

در مورد مشخصه مدت خشکسالی، بیشترین آماره میانگین، انحراف معیار، حداکثر و حداقل حدود اطمینان مربوط به تابع نرمال است که با افزایش مقیاس زمانی میزان میانگین نیز افزایش می‌یابد، اما میزان آماره‌ها در مقیاس میان مدت (۱۲ و ۲۴ ماهه) کاهش محسوسی نداشته و مجدد در مقیاس ۴۸ ماهه به روند افزایشی خود ادامه می‌دهد. این حالت برای اکثر آماره‌ها در دو مشخصه دیده می‌شود. چرا که با افزایش مقیاس زمانی از سه ماهه

گردید. بر اساس نتایج بدست آمده بین برآوردها در باند بالا و پائین شاخص SRI در توابع مختلف، مقیاس‌ها و دوره‌های ۳۰ و ۴۰ ساله اختلاف معنی‌داری وجود ندارد (جدول ۲ و ۳)، به‌جز در مورد مقیاس زمانی کوتاه‌مدت بین تابع نرمال با ویبول و لوگ-نرمال در دوره زمانی ۴۹ ساله. در برآورد تو صیفی کلاس خشکسالی شاخص‌ها با استفاده از کاپا (جدول ۴)، تابع نرمال و لوگ نرمال بیشترین اختلاف را با هم و با دو تابع دیگر داشته و تابع گاما و ویبول کمترین اختلاف را با یکدیگر دارند.

است که در مقیاس ۲۴ ماهه نیز شکست محسوس در همه آماره‌ها دیده می‌شود.

۴.۳. بررسی اختلاف بین توابع در برآورد

مشخصه‌های خشکسالی در حدود اطمینان LHS

جهت بررسی اختلاف توابع در برآورد شدت و مدت خشکسالی از آزمون تی جفتی و برای مشخصه فراوانی از آماره کاپای وزنی استفاده شد. نتایج در جدول ۲ ارائه

جدول ۲. آماره تی جفتی در مقایسه شدت خشکسالی در باند بالا و پائین در توابع، مقیاس‌ها و دوره‌های زمانی مختلف

مقیاس	تابع	ساله ۳۰						ساله ۴۹					
		باند پائین			باند بالا			باند پائین			باند بالا		
		ویبول	لوگ نرمال	نرمال	ویبول	لوگ نرمال	نرمال	ویبول	لوگ نرمال	نرمال	ویبول	لوگ نرمال	نرمال
۳	گاما	۰/۰۵	۰/۲۵	-۰/۹۳	۰/۰۹	۰/۰۴	-۰/۴۷	۰/۰۵	۰/۲۵	-۰/۹۳	۰/۰۹	۰/۰۴	-۰/۴۷
	نرمال	۰/۹۶	۱/۲۰	-	-۰/۳۶	-۰/۴۰	-	۰/۹۶	۱/۲۰	-	-۰/۳۶	-۰/۴۰	-
	لوگ نرمال	-۰/۱۹	-	-	۰/۰۵	-	-۰/۴	-۰/۱۹	-	-	۰/۰۵	-	-
۶	گاما	-۰/۰۱	-۰/۳۹	-۱/۶۳	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۵۶	-۰/۰۱	-۰/۳۹	-۱/۶۳	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۵۶
	نرمال	۱/۶۲	۱/۰۸	-	-۰/۴۴	-۰/۵۰	۰/۰۶	۱/۶۲	۱/۰۸	-	-۰/۴۴	-۰/۵۰	-
	لوگ نرمال	۰/۳۹	-	-	۰/۰۵	-	-	۰/۳۹	-	-	۰/۰۵	-	-
۹	گاما	-۰/۰۲	۰/۱۵	-۱/۱۷	۰/۱۱	-۰/۰۸	۰/۴۳	-۰/۰۲	۰/۱۵	-۱/۱۷	۰/۱۱	-۰/۰۸	۰/۴۳
	نرمال	۱/۰۷	۱/۲۹	-	-۰/۳۲	-۰/۴۸	-	۱/۰۷	۱/۲۹	-	-۰/۳۲	-۰/۴۸	-
	لوگ نرمال	-۰/۱۵	-	-	۰/۱۸	-	-۰/۴۸	-۰/۱۵	-	-	۰/۱۸	-	-
۱۲	گاما	-۰/۰۵	-۰/۰۷	-۰/۸۶	۰/۱۳	۰/۰۸	۱	-۰/۰۵	-۰/۰۷	-۰/۸۶	۰/۱۳	۰/۰۸	۱
	نرمال	۰/۸۱	۰/۸۷	-	-۰/۰۹	-۰/۸۴	-	۰/۸۱	۰/۸۷	-	-۰/۰۹	-۰/۸۴	-
	لوگ نرمال	۰/۰۲	-	-	۰/۰۴	-	-۰/۸۴	۰/۰۲	-	-	۰/۰۴	-	-
۲۴	گاما	-۰/۳۳	۰/۰۴	-۰/۰۶	۰/۱۳	-۰/۰۴	-۰/۲۴	-۰/۳۳	۰/۰۴	-۰/۰۶	۰/۱۳	-۰/۰۴	-۰/۲۴
	نرمال	-۰/۲۹	۰/۱۰	-	۰/۳۵	۰/۲۰	-	-۰/۲۹	۰/۱۰	-	۰/۳۵	۰/۲۰	-
	لوگ نرمال	-۰/۳۶	-	۰/۱۰	۰/۱۶	-	۰/۲	-۰/۳۶	-	-	۰/۱۶	-	-
۴۸	گاما	-۰/۵۱	۰/۰۳	-۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۴۰	-۰/۱۴	-۰/۵۱	۰/۰۳	-۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۴۰	-۰/۱۴
	نرمال	-۰/۴۶	۰/۰۹	-	۰/۲۲	۰/۴۰	-	-۰/۴۶	۰/۰۹	-	۰/۲۲	۰/۴۰	-
	لوگ نرمال	-۰/۵۳	-	۰/۰۹	-۰/۳۴	-	۰/۴	-۰/۵۳	-	-	-۰/۳۴	-	-

برای طول دوره ۳۰ ساله، برآورد SRI از عدم قطعیت بیشتری در کلاس فراوانی خشکسالی برخوردار است. این حالت نه تنها از نظر طول دوره بلکه از نظر اثر انتخاب تابع توزیع احتمال نیز در برآورد SPI و عدم قطعیت مؤثر است.

افزایش مقیاس زمانی از ۳ به ۴۸ ماهه و افزایش طول دوره از ۳۰ به ۴۹ ساله سبب کاهش اختلاف در برآورد فراوانی خشکسالی‌ها بین توابع شده است. به طوری که بیشترین اختلاف برآوردها در مقیاس زمانی کوتاه مدت و میان مدت و دوره زمانی ۳۰ ساله دیده شد. بدیهی است،

جدول ۳. آماره تی جفتی در مقایسه تداوم خشکسالی در باند بالا و پائین در توابع، مقیاس‌ها و دوره‌های زمانی مختلف

۳۰ساله						۴۹ساله						تابع	مقیاس زمانی
باند پائین			باند بالا			باند پائین			باند بالا				
ویبول	لوگ نرمال	نرمال	ویبول	لوگ نرمال	نرمال	ویبول	لوگ نرمال	نرمال	ویبول	لوگ نرمال	نرمال		
۰/۲۰	۰/۵۰	-۱/۳۲	۰/۰۹	۰/۵۳	-۱/۳۵	۰/۱۱	۱/۳۳	-۲/۴۰	۰/۱۲	۱/۰۹	-۱/۵۶	گاما	۳
۱/۵۰	۱/۷۹	-	۱/۳۹	۱/۷۳	-	۲/۴۵	۲/۹۶	-	۱/۶۵	۲/۳۵	-	نرمال	
-۰/۲۹	-	-	-۰/۴۳	-	-	-۱/۲۱	-	-	-۰/۹۶	-	-	لوگ نرمال	
۰/۱۳	-۰/۰۴	-۱/۳۲	۰/۰۱	۰/۳۷	-۰/۵۱	۰/۱۸	۰/۵۲	-۲/۰۷	۰/۱۰	۰/۵۱	-۰/۳۶	گاما	۶
۱/۴۴	۱/۳۲	-	۰/۵۱	۰/۸۶	-	۲/۲۳	۲/۴۴	-	۰/۴۶	۰/۹۴	-	نرمال	
۰/۱۸	-	-	-۰/۳۷	-	-	-۰/۳۶	-	-	-۰/۴۱	-	-	لوگ نرمال	
-۰/۰۲	۰/۵۵	۰/۱۷	۰/۰۲	۰/۳۰	-۰/۰۶	-۰/۲۰	۰/۳۷	-۱/۸۵	۰/۰۳	۰/۰۳	-۰/۴۷	گاما	۹
-۰/۱۸	۰/۴۴	-	۰/۰۷	۰/۳۸	-	۱/۶۶	۲/۱۰	-	۰/۵۰	۰/۴۹	-	نرمال	
-۰/۵۷	-	-	-۰/۳۴	-	-	-۰/۵۵	-	-	۰	-	-	لوگ نرمال	
۰/۰۶	-۰/۸۶	-۰/۴۱	۰/۰۱	-۰/۲۷	۰/۴۱	-۰/۱۷	-۰/۰۱	-۱/۲۵	۰/۰۲	۰/۵۵	۰/۲۲	گاما	۱۲
۰/۴۸	۱/۳۴	-	-۰/۳۹	-۰/۶۹	-	۱/۱۲	۱/۳۴	-	-۰/۲۰	۰/۳۳	-	نرمال	
-۰/۸۰	-	-	۰/۲۸	-	-	-۰/۱۹	-	-	-۰/۵۴	-	-	لوگ نرمال	
-۰/۴۳	-۰/۵۳	-۰/۴۴	-۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۴۸	-۰/۶۱	-۰/۰۴	-۰/۰۹	-۰/۰۳	۰/۳۱	-۱	گاما	۲۴
۰/۰۱	-۰/۰۶	-	-۰/۵۳	-۰/۴۵	-	-۰/۴۸	۰/۰۵	-	۰/۹۸	۱/۱۴	-	نرمال	
۰/۰۷	-	-	-۰/۰۹	-	-	-۰/۵۵	-	-	-۰/۳۴	-	-	لوگ نرمال	
-۰/۲۷	-۰/۴۳	-۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۰۳	-۰/۱۱	-۰/۹۱	۰/۰۴	-۰/۱۳	-۰/۰۸	۰/۷۴	-۰/۵۷	گاما	۴۸
۰/۰۱	-۰/۱۴	-	۰/۳۵	۰/۱۵	-	-۰/۶۷	۰/۱۶	-	۰/۵۱	۱/۳۴	-	نرمال	
۰/۱۴	-	-	۰/۲۱	-	-	-۰/۸۸	-	-	-۰/۸۶	-	-	لوگ نرمال	

*مقادیر بین ۲ و -۲ آماره تی معنی‌دار نیست و مقادیر بیشتر و کمتر معنی‌دار است.

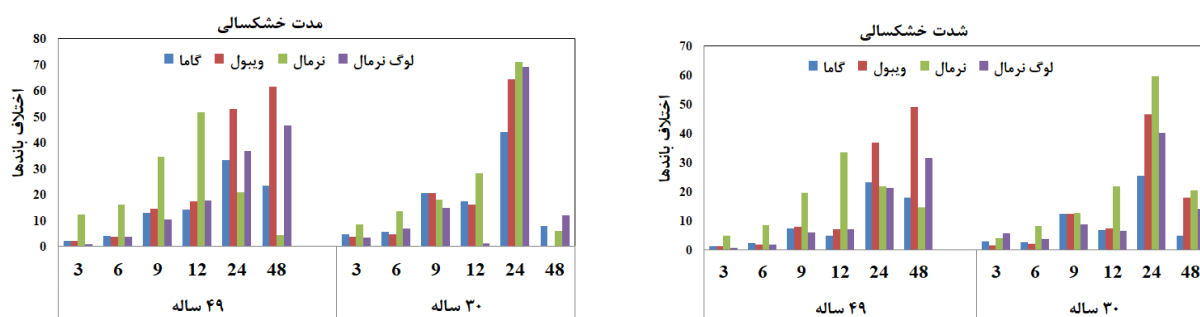
جدول ۴. آماره کاپا در بررسی تفاوت بین برآورد توابع در بررسی کلاس‌های خشکسالی

ساله ۳۰						ساله ۴۹						تابع	مقیاس زمانی
باند پائین			باند بالا			باند پائین			باند بالا				
ویبول	لوگ نرمال	نرمال	ویبول	لوگ نرمال	نرمال	ویبول	لوگ نرمال	نرمال	ویبول	لوگ نرمال	نرمال		
۰/۹۱	۰/۶۶	۰/۲۰	۰/۹۴	۰/۸۳	۰/۵۵	۰/۹۲	۰/۷۷	۰/۵۰	۰/۹۶	۰/۹۰	۰/۶۹	گاما	۳
۰/۱۶	۰/۰۹	۱	۰/۵۲	۰/۴۵	۱	۰/۴۹	۰/۴۱	۱	۰/۶۹	۰/۶۷	۱	نرمال	
۰/۷۳	۱	۰/۰۹	۰/۸۶	۱	۰/۴۵	۰/۸۳	۱	۰/۴۱	۰/۹۳	۱	۰/۶۷	لوگ نرمال	
۰/۹۲	۰/۵۸	۰/۱۹	۰/۹۵	۰/۸۴	۰/۵۹	۰/۹۳	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۹۷	۰/۹۱	۰/۷۷	گاما	۶
۰/۱۳	۰/۰۵	۱	۰/۵۶	۰/۴۷	۱	۰/۴۵	۰/۳۱	۱	۰/۷۶	۰/۶۹	۱	نرمال	
۰/۶۵	۱	۰/۰۵	۰/۸۸	۱	۰/۴۷	۰/۸۳	۱	۰/۳۱	۰/۹۲	۱	۰/۶۹	لوگ نرمال	
۰/۹۵	۰/۷۹	۰/۱۱	۰/۹۸	۰/۹۱	۰/۵۵	۰/۹۵	۰/۸۱	۰/۴۳	۰/۹۶	۰/۹۲	۰/۷۷	گاما	۹
۰/۱۲	۰/۰۲	۱	۰/۵۶	۰/۴۷	۱	۰/۴۲	۰/۲۶	۱	۰/۷۸	۰/۷۰	۱	نرمال	
۰/۷۸	۱	۰/۰۲	۰/۹۰	۱	۰/۴۷	۰/۸۰	۱	۰/۲۶	۰/۹۰	۱	۰/۷	لوگ نرمال	
۰/۹۵	۰/۸۰	۰/۲۳	۰/۹۲	۰/۸۶	۰/۶۲	۰/۹۲	۰/۸۲	۰/۶۱	۰/۹۷	۰/۹۲	۰/۸۱	گاما	۱۲
۰/۲۵	۰/۱۱	-	۰/۶۶	۰/۴۹	۰/۸۶	۰/۶۳	۰/۴۵	۱	۰/۸۳	۰/۷۴	۱	نرمال	
۰/۷۷	۱	۰/۱۱	۰/۸۱	۱	۰/۴۵	۰/۷۸	۱	۰/۴۵	۰/۹۱	۱	۰/۷۴	لوگ نرمال	
۰/۸۸	۰/۷۸	۰/۴۱	۰/۹۴	۰/۹۳	۰/۷۲	۰/۸۸۴	۰/۸۸۰	۰/۶۰	۰/۹۵	۰/۹۲	۰/۸۷	گاما	۲۴
۰/۵۱	۰/۲۳	-	۰/۷۷	۰/۶۶	۱	۰/۶۹	۰/۵۰	۱	۰/۹۱	۰/۸۰	۱	نرمال	
۰/۶۷	۱	۰/۲۳	۰/۸۸	۱	۰/۶۶	۰/۷۶	۱	۰/۵	۰/۸۸	۱	۰/۸۰	لوگ نرمال	
۰/۹۴	۰/۹۳	۰/۶۱	۰/۹۰۲	۰/۸۹	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۹۱	۰/۷۳	۰/۹۲	۰/۹۵	۰/۸۶	گاما	۴۸
۰/۶۵	۰/۵۵	۱	۰/۹۰	۰/۷۲	۱	۰/۸۵	۰/۶۴	۱	۰/۹۴	۰/۸۳	۱	نرمال	
۰/۸۷	۱	۰/۵۵	۰/۸۲	۱	۰/۷۲	۰/۷۸	۱	۰/۶۴	۰/۸۹	۱	۰/۸۳	لوگ نرمال	

۵.۳. عدم قطعیت توابع در مقیاس ها و دوره های

زمانی مورد مطالعه

در بررسی عدم قطعیت برآورد توابع در مشخصه های خشکسالی، افزایش اختلاف بین باندها نشان دهنده کاهش عدم قطعیت و کاهش عدم قطعیت در برآورد مشخصه های خشکسالی و کاهش اختلاف بین باندهای عدم قطعیت سبب افزایش عدم قطعیت می گردد. در شکل ۶ اختلاف باندها در مشخصه های خشکسالی نشان داده شده است.



شکل ۶. اختلاف باندها در شدت و مدت خشکسالی

نرمال و در مقیاس بلندمدت مربوط به توزیع لوگ نرمال است. همچنین افزایش دوره زمانی سبب افزایش شدت و بزرگی خشکسالی می شود.

بررسی فراوانی خشکسالی در کلاس های مختلف نشان داد، در همه توابع، بیشترین فراوانی مربوط به ترسالی است و تابع توزیع لوگ نرمال بیشترین فراوانی را دارد. بررسی آماره های حدود اطمینان شامل میانگین، انحراف معیار، حداقل و حداکثر شدت و مدت خشکسالی نشان داد، تابع نرمال دارای بیشترین آماره هاست و با افزایش مقیاس زمانی مقادیر آماره ها افزایش می یابد، اما در مقیاس زمانی ۲۴ ماهه از این نظم پیروی نمی کند. تغییرات در شدت خشکسالی منظم تر از مدت خشکسالی رخ می دهد.

بر اساس نتایج بدست آمده بین برآوردها در باند بالا و پائین شاخص SRI در توابع مختلف، مقیاس ها و دوره های زمانی اختلاف معنی داری وجود ندارد. بدین مفهوم که تمام

۴. بحث و نتیجه گیری

تحقیق فوق با هدف تحلیل عدم قطعیت مشخصه های خشکسالی هیدرولوژیکی در دو دوره زمانی ۳۰ و ۴۹ ساله، چهار تابع نرمال، لوگ نرمال، ویبول و گاما و شش مقیاس زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه با رویکرد نمونه گیری تصادفی و روش نمونه گیری ابرمکعب لاتین صورت پذیرفت. نتایج نشان داد، روش نمونه گیری LHS، امکان به دست آوردن حدود اطمینان، بررسی خصوصیات خشکسالی و تأثیر عوامل مختلف عدم قطعیت را فراهم می آورد.

بررسی بیشینه تداوم و بزرگی خشکسالی نشان داد که افزایش مقیاس زمانی سبب افزایش بزرگی و تداوم خشکسالی می شود. در مقیاس میان مدت و کوتاه مدت، بیشینه شدت و تداوم خشکسالی مربوط به تابع توزیع

نتایج نشان داد، بیشترین عدم قطعیت در برآورد شدت و مدت خشکسالی، مربوط به تابع نرمال، در مقیاس زمانی ۲۴ ماهه و دوره زمانی ۳۰ ساله مشاهده گردید. لذا تابع توزیع نرمال در تمامی مقیاس‌ها برآوردهای بیشتری از تداوم خشکسالی دارد، این حالت به این دلیل است، که داده‌های موجود از تابع نرمال تبعیت ننموده، توزیع دارای چولگی به چپ بوده، شدت خشکسالی زیاد و برآوردهای تداوم خشکسالی اعداد بزرگی را نشان می‌دهد [۲۰].

در خصوص تأثیر مقیاس زمانی بر باند عدم قطعیت، افزایش باند عدم قطعیت با افزایش مقیاس زمانی بصورت عموم، کاملاً منطقی است چرا که افزایش مقیاس زمانی سبب کاهش تغییرپذیری بارش و بالتبع افزایش باند عدم قطعیت می‌گردد، که با نتایج محققین [۱، ۱۷، ۱۸ و ۲۰] مطابقت دارد.

در خصوص تأثیر انتخاب تابع توزیع می‌توان بیان نمود، انتخاب تابع توزیع نه تنها به منظور نکوئی برازش صورت می‌گیرد، بلکه بر روی اندازه فاصله عدم قطعیت نیز موثر است. انتخاب تابع توزیع گاما از طرفی می‌تواند مفید باشد، چرا که سبب نکوئی برازش بهتر شده و از طرفی سبب کاهش فاصله اطمینان و متعاقباً کاهش عدم قطعیت می‌گردد. [۱۷] معتقدند، به نظر می‌رسد، این نتیجه، بیشتر یک ترفند آماری است تا یک حقیقت علمی. در نهایت محاسبه فاصله اطمینان SRI، این امکان را فراهم می‌سازد، تا تفسیر واضح و روشنی از ارزیابی و طبقه‌بندی سیلاب‌های شدید یا خشکسالی‌های شدید داشت و براساس آن اقدام به مدیریت منابع آب نمود.

توابع برآورد مشابهی از طول دوره خشکسالی و بزرگی خشکسالی داشته‌اند. چنین نتایجی توسط [۱۷] نیز گزارش شده است. لذا می‌توان نتیجه گرفت، عدم اختلاف معنی‌دار در فواصل اطمینان مختلف در دوره‌های مختلف در شاخص SRI منتسب به طول دوره بوده و هر قدر طول دوره بیشتر باشد، این تفاوت کمتر مشاهده می‌گردد.

نتایج نشان داد، طول داده منبع برجسته‌ای از عدم قطعیت در برآورد SRI است، چرا که اندازه فاصله اطمینان به‌طور قابل توجهی از سری زمانی ۴۹ ساله به ۳۰ سال افزایش می‌یابد. به عقیده [۲۰] افزایش طول دوره آماری در پایش خشکسالی سبب بروز و مشاهده دقیق‌تری از دوره‌های تر و خشک می‌گردد. از نظر شدت نیز شدیدترین خشکسالی در دوره ۴۹ ساله برآورد شده است. این وضعیت در مورد سایر دوره‌های زمانی نیز صادق است. افزایش طول دوره به سبب دربرداشتن طیف وسیعی از دوره‌های خشکسالی و ترسالی شده که نهایتاً منجر به نمایش دوره‌های تر یا خشک با شدت بالا می‌گردد [۱۷]. برای برر سی در سایر مقیاس‌ها و توابع، ویژگی‌های خشکسالی در شکل ۲ و ۳ ارائه شده است. این در حالی است که اثر مقیاس زمانی آنچنان مشهود نیست. جهت برر سی تفاوت توابع در مقیاس و دوره‌های زمانی مختلف در برآورد شدت، مدت و فراوانی خشکسالی از آماره تی و کاپا استفاده شد. نتایج نشان داد، برآورد تداوم خشکسالی در تابع نرمال در مقیاس زمانی کوتاه مدت تفاوت معنی‌داری با تابع ویبول و لوگ نرمال داشته و در برآورد فراوانی خشکسالی، نیز همین حالت مشاهده می‌گردد.

References

- [1] Cancelliere, A., & Bonaccorso, B., (2009). Uncertainty analysis of the Standardized Precipitation Index in the presence of trend. 29th Annual American Geophysical Union Hydrology Days, Colorado, USA, pp. 25–27.
- [2] Guttman, N.B. (1994). On the sensitivity of sample L moments to sample size. *Journal of Climate*, 7(6), 1026–1029.
- [3] Guttman, N.B. (1999). Accepting the standardized precipitation index: a calculation algorithm. *Journal of American Water Resources Association*, 35, 311–322.

- [4] Hong, X., Guo, Sh., Zhou, Y. & Xiong, L. (2015). Uncertainty in assessing hydrological drought using streamflow drought index for the upper Yangtze River basin. *Stochastic Environment Research Assessment*, 29(4), 1235-1247.
- [5] Hu, Y.M., Liang, Z.M., Li, B.Q. and Yu, Z.B. (2013). Uncertainty assessment of hydrological frequency analysis using bootstrap method. *Mathematical Problems in Engineering*, 32, 1-7.
- [6] Hu, Y.M., Liang, Z.M., Liu, Y.W., Wang, J., Yao, L. and Ning, Y. (2015). Uncertainty analysis of SPI calculation and drought assessment based on the application of Bootstrap. *International Journal of Climatology*, 35(8), 1847-1857.
- [7] Liu, L., Hong, Y., Bednarczyk CN, Yong B., Shafer MA, Riley R, Hocker JE. (2012). Hydro-climatological drought analyses and projections using meteorological and hydrological drought indices: a case study in Blue River Basin, Oklahoma. *Water Resource Management*, 26, 2761–2779.
- [8] Liu, Y. W., Wang, W., Hu, Y. M. and Liang, Z. M. (2014). Drought assessment and uncertainty analysis for Dapoling basin. *Natural hazards*, 74(3), 1613-1627.
- [9] McKay, M. D., Beckman, R. J. & Conover, W. J. (2000). A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. *Technometrics*, 42(1), 55-61.
- [10] Marce, R., Comerma M, Garcia J.C. & Armengol, J. (2004). A neuro-fuzzy modeling tool to estimate fluvial nutrient loads in watersheds under time-varying human impact. *Limnology and Oceanography Methods*, 2, 342–355.
- [11] Mathbout, S., Lopez-Bustins, J. A., Martin-Vide, J., Bech, J. & Rodrigo, F. S. (2018). Spatial and temporal analysis of drought variability at several time scales in Syria during 1961–2012. *Atmospheric Research*, 200, 153-168.
- [12] Mishra, A.K., & Singh, V.P. (2010). A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391(1-2), 202–216.
- [13] Montaseri, M., Amirataee, B. & Nawaz, R. (2017). A Monte Carlo Simulation-Based Approach to Evaluate the Performance of three Meteorological Drought Indices in Northwest of Iran. *Water resources management*, 31(4), 1323-1342.
- [14] Nalbantis, I., & Tsakiris, G. (2009). Assessment of hydrological drought revisited. *Water Resour Manage* 23, 881–897.
- [15] Shukla, S., and Wood, AW. (2008). Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. *Geophysics Research Letter*, 35, 1-8.
- [16] Vasiliades, L., Loukas, A. and Liberis N. (2011). A water balance derived drought index for Pinios River Basin, Greece. *Water Resource Management*, 25, 1087–1101.
- [17] Vergni, L., Todisco, F. & Mannocchi, F. (2017). Evaluating the uncertainty and reliability of standardized indices. *Hydrology Research*, 48(3), 701-713.
- [18] Vergni, L., Di Lena, B., Todisco, F. & Mannocchi, F. (2017). Uncertainty in drought monitoring by the Standardized Precipitation Index: the case study of the Abruzzo region (central Italy). *Theoretical and applied climatology*, 128(1-2), 13-26.
- [19] Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I, Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Azorin-Molina, C. G Morán-Tejeda, E. (2012). Accurate Computation of a Streamflow Drought Index. *Journal of Hydrology Engineering*, 17(2), 318–332.
- [20] Wu, H., Hayes, M.J., Wilhite, D.A. G Svoboda, M.A. (2005). The effect of the length of record on the standardized precipitation index calculation. *International Journal of Climatology*, 25, 205–520.
- [21] Zhang, Q., Xiao, M., Singh, V.P. 03117885483