

## عدم قطعیت حداکثر بارش روزانه تحت سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای در افق ۲۰۴۰ (مطالعه موردی: استان خراسان رضوی)

حسام سیدکابلی\*

استادیار گروه مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی جندی شاپور

(تاریخ دریافت ۱۳۹۴/۰۶/۲۶؛ تاریخ تصویب ۱۳۹۴/۱۲/۰۶)

### چکیده

امروزه افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای ناشی از فعالیت‌های بشری عامل اصلی تغییرات آب و هوایی به‌شمار می‌آید. افزایش دمای جهانی نیز فراوانی وقوع بارش‌های حدی را در بسیاری از مناطق دگرگون ساخته است. این پژوهش تحلیلی از چگونگی تغییر فراوانی بیشترین بارش روزانه در استان خراسان رضوی تحت سه سناریوی انتشار گازهای گلخانه‌ای در دوره ۲۰۲۱-۲۰۴۰ ارائه می‌کند. سری‌های بیشترین بارش روزانه در دوره آتی برای ۲۳ ایستگاه بررسی شده با توسعه یک مدل ریزمقیاس نمایی ناپارامتریک برای مناطق خشک و نیمه‌خشک تصویرسازی می‌شوند. عدم قطعیت سناریوهای تغییر اقلیم نیز با استفاده از یک برآوردگر پارامتریک در سه سطح ریسک (۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد) به تفکیک نوع سناریوی انتشار فرموله شدند. تحلیل فراوانی سری‌های حداکثر نشان می‌دهد که شدت بارش‌های روزانه در سطح ریسک ۵۰ درصد نسبت به دوره پایه ۱۹۹۳-۲۰۱۲ بین ۲۲/۹- درصد تا ۲۰/۵ درصد تغییر خواهد کرد، که دوره‌های بازگشت بالاتر دامنه وسیع‌تری از تغییر را به‌خود اختصاص داده‌اند. به‌طور کلی، مناطق مرکزی و جنوبی افزایش کمتری را نسبت به نواحی شمالی استان شاهد خواهند بود. با افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای نیز نواحی بیشتری دچار کاهش بارش‌ها می‌شوند، که این تأثیر بر بارش‌ها با دوره بازگشت کمتر، شدیدتر خواهد بود. همچنین مناطق پرباران شدت سیل‌خیزی بیشتری را پیش رو خواهند داشت؛ و درمقابل مناطق کم‌باران کاهش شدیدتری را متحمل می‌شوند. با کاهش سطح ریسک نیز بیشترین بارش روزانه در آینده افزایش خواهد یافت؛ که به این موضوع باید در طراحی سازه‌های پراهمیت توجه خاص شود.

**کلیدواژگان:** بارش روزانه، تغییر اقلیم، خراسان رضوی، ریزمقیاس نمایی، عدم قطعیت.

## مقدمه

مناقشات سیاسی شایان توجهی درباره عوامل تغییرات آب و هوایی وجود دارد هرچند اجماع کلی در میان جوامع علمی وجود دارد که روند مشاهده شده برای گرم شدن زمین نتیجه افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای در جو است. براساس دیدگاه هیئت بین دول تغییر اقلیم<sup>۱</sup> (IPCC) غالب افزایش صورت گرفته در میانگین دمای جهانی از اواسط قرن بیستم به احتمال فراوان به واسطه افزایش صورت گرفته در غلظت گازهای گلخانه‌ای ناشی از دخالت انسان در طبیعت است. افزایش دمای جهانی چرخه هیدرولوژیک را تحت تأثیر قرار خواهد داد، به طوری که تغییر در فراوانی وقوع بارش‌های حدی برای بسیاری از مناطق دور از انتظار نیست و ممکن است به افزایش خطر رخداد سیل بهاره همراه با کاهش جریان رودخانه‌ای در تابستان منجر شود [۱۶]. تحلیل بارش‌های روزانه ثبت شده بین نیمه دوم قرن بیستم تا اوایل قرن ۲۱ در مناطق مختلف دنیا مانند کانادا [۱۴]، اروپا و خاورمیانه [۲۲]، هند [۱۳] و در مقیاس جهانی [۸] افزایش معناداری را در فراوانی و مقدار بارش‌های حداکثر نشان می‌دهند. شبیه‌سازی‌های انجام شده توسط مدل‌های اقلیم جهانی<sup>۲</sup> (GCM) (مانند [۱۲]) و منطقه‌ای (مانند [۷]) این روند را برای بسیاری از مناطق در آینده تأیید کرده‌اند که علت اصلی آن افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای است [۱۴]. به طوری که مقدار بارش میانگین و بارش‌های حداکثر در بسیاری از مناطق با عرض جغرافیای میانه تا بالا در آینده افزایش خواهند یافت [۶]. در مرکز و شمال اروپا بارش‌های سنگین زمستانه در دوره آتی ۲۰۷۱-۲۱۰۰ نسبت به دوره پایه ۱۹۶۱-۱۹۹۰ افزایش یافته است در حالی که در جنوب اروپا کاهش خواهد یافت. همچنین بارش‌های سنگین تابستانه در شمال شرقی اروپا با افزایش و در جنوب با کاهش مواجه خواهد شد [۳]. براساس مطالعات انجام شده در حوضه بالادستی رودخانه تایمز واقع در کانادا احتمال رخداد بارش‌های حداکثر با فراوانی بیشتر در آینده وجود دارد [۱۹]. شبیه‌سازی بارش تا افق ۲۱۰۰ در ۳۷ ایستگاه هواشناسی ایران نشان می‌دهد که مناطق مرطوب نسبت به خشک بارش بیشتری را دریافت می‌کنند [۲].

برآورد صحیح از تغییرات بارش‌های حداکثر در آینده

می‌تواند راهنمای مهمی برای طراحی، برنامه‌ریزی و بهره‌برداری از سیستم‌های منابع آب باشد. از طرفی درک چگونگی توسعه پیش‌بینی‌های آب و هوایی کمک می‌کند تا به عدم قطعیت ذاتی در مدل‌سازی تغییرات آب و هوایی آینده توجه شود. هیئت بین‌دول تغییر اقلیم (IPCC) سناریوهای مختلفی از میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای تا افق ۲۱۰۰ براساس فعالیت‌های بشری ارائه کرده است. این سناریوها پایه‌ای برای پیش‌بینی تغییرات آب و هوایی آینده توسط مدل‌های اقلیمی گردش عمومی (GCM) شد، اما به دلیل دانش ناشناخته بشر از پیچیدگی ذاتی سیستم زمین و ناتوانی ما در پیش‌بینی شرایط اقتصادی - اجتماعی آینده و رفتار جوامع انسانی در یک رویه مشخص، مطالعات تغییر اقلیم با نبود قطعیت همراه است [۵، ۱۱، ۲۱]. این موارد سبب شده است که دقت شبیه‌سازی‌ها با ریزش‌شدن مقیاس زمانی و مکانی سلول‌های محاسباتی کاهش یابد در حالی که صحت مطالعات تغییر اقلیم با ریزش‌شدن مقیاس‌ها افزایش پیدا می‌کند و در مطالعات اثر کاربردی خواهد بود [۴]. از طرفی ساختار متفاوت روش‌های ریزمقیاس‌نمایی [۲۴] و اطلاعات متفاوت از شرایط اقلیم منطقه‌ای سبب شده است مطالعات تغییر اقلیم با عدم قطعیت دیگری ناشی از ریزمقیاس‌نمایی داده‌های اقلیمی مواجه باشد. با وجود این عدم قطعیت مختص به استفاده از مدل‌های مختلف GCMs نسبت به سایر منابع عدم قطعیت، بیشترین تأثیر را بر نتایج نهایی می‌گذارد [۱۵، ۲۳].

هدف اصلی این تحقیق بررسی تغییر خصوصیات حداکثر بارش روزانه تحت شرایط اقلیم آینده در پهنه استان خراسان رضوی است. با این تفاوت که برای درک بهتر اثر انتشار گازهای گلخانه‌ای، عدم قطعیت بیشترین بارش روزانه براساس سه سناریوی انتشار به صورت احتمالاتی بررسی شده است. این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر خط مشی‌های توسعه‌ای آینده بشر روی الگوهای بارش باشد.

## مواد و روش‌ها

## منطقه مطالعه شده

استان خراسان رضوی وسعتی بیش از ۱۲۷ هزار کیلومتر مربع دارد که بین مدار جغرافیایی ۵۲' ۳۳° تا ۴۲°۳۷' عرض شمالی و ۵۶°۱۹' تا ۶۱° ۱۶' طول شرقی

1. Intergovernmental Panel Climate Change (IPCC)  
2. General Circulation Models

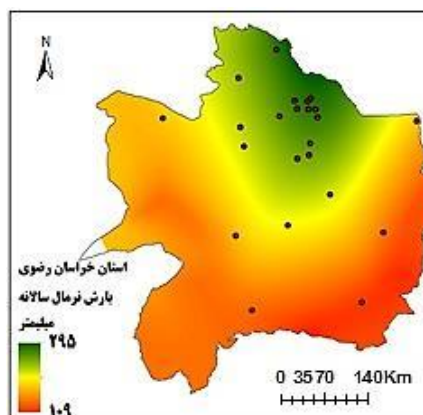
استان یکنواخت نیست و به‌طور کلی مقدار آن از شمال به جنوب استان کاهش می‌یابد (شکل ۲). دامنه تغییرات بارش سالانه در گستره استان بین ۱۲۰/۴ تا ۳۷۵/۳ میلی‌متر است. زمان بارندگی در استان از اواخر پاییز شروع و به اوایل بهار ختم می‌شود. بیشترین بارندگی‌ها به اواخر زمستان و اوایل بهار مربوط است و در واقع خیلی از مناطق نیز در بیشتر سال‌ها پاییز خشکی را تجربه می‌کنند. همچنین میزان بارش‌ها در تابستان بسیار کم است به طوری که در نواحی جنوبی استان تقریباً صفر است. همچنین بیشترین شدت بارش روزانه با دوره بازگشت ۲ ساله در استان بین ۰/۵ تا ۱/۱ و با دوره بازگشت ۵۰ ساله بین ۱/۲ تا ۲/۱ میلی‌متر در ساعت تغییر می‌کند. این تغییرات کم نشان می‌دهد که تقریباً شدت بارش روزانه در کل استان به یک شکل است.



شکل ۲. پهنه‌بندی بارش نرمال سالانه در استان

قرار گرفته است (شکل ۱). در این مطالعه از داده‌های بارش روزانه و رگبار ثبت‌شده در ۲۳ ایستگاه باران‌سنجی وابسته به وزارت نیرو بین سال‌های ۱۳۵۴ تا ۱۳۹۲ استفاده شده است.

استان خراسان رضوی از نظر اقلیمی خشک و نیمه‌خشک سرد است. متوسط بارندگی سالانه استان طی دوره آماری (۱۳۷۲-۱۳۹۲) ۲۳۲ میلی‌متر است، در حالی که متوسط درازمدت بارندگی در ایران و جهان به ترتیب ۲۴۳ و ۷۸۰ میلی‌متر در سال برآورد شده است. بنابراین، متوسط بارندگی استان کمتر از یک‌سوم متوسط بارش جهانی است که این نشان می‌دهد این منطقه جزء مناطق بسیار کم‌باران جهان به‌شمار می‌آید. از طرفی قسمت عمده بارندگی‌های سالیانه را بارش‌های سیل‌آسا، کوتاه‌مدت و رگباری تشکیل می‌دهند. توزیع بارش‌ها در



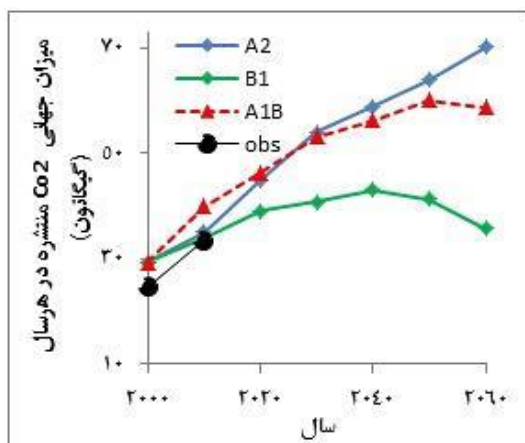
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی استان

می‌گیرد. رشد فزاینده جمعیت پیوسته است و توسعه اقتصادی منطقه‌گرا و تغییر تکنولوژی آهسته و ناهمگون خواهد بود. سناریوی A1B جهان آینده را با رشد سریع اقتصادی که در آن جمعیت جهان تا نیمه قرن ۲۱ رشد افزایشی و بعد از آن کاهش دارد، توصیف می‌کند. معرفی سریع تکنولوژی‌های کارآمد و جدید از دیگر خصوصیات دنیا پیش رو خواهد بود. این سناریو جهان همگونی را در ابعاد اقتصادی-اجتماعی-فرهنگی تصویر می‌کند که در آن تعدیل پایدار سرانه درآمد در مناطق مختلف صورت می‌گیرد. سیستم انرژی نیز براساس تعادل بین تمامی منابع انرژی اعم از فسیلی و غیرفسیلی خواهد بود. سناریوی B1 مشابه سناریوی A1B است، اما با این تفاوت که ساختار اقتصادی به

### سناریوهای تغییر اقلیم بارش روزانه

مقادیر بارش روزانه برای دوره آتی (۲۰۲۱-۲۰۴۰) با ریزمقیاس کردن ۳۰ سناریوهای تغییر اقلیم به‌دست‌آمده از ۱۰ مدل گردش عمومی (GCM) شامل: HadCM3, CSIRO-MK3.5, GFDL-CM2.1, CGCM3.1(T63), INMCM3, MIROC3.2, MEDRES, GISS-ER, MRICGM2.3.2a, CNRMCM3, ECHAM5OM تحت سه سناریوی انتشار گازهای گلخانه‌ای A2, B1, A1B تصویرسازی می‌شوند. سناریوهای انتشار در واقع بیان‌کننده وضعیت‌های مختلف اقتصادی-اجتماعی-فرهنگی جهان در آینده هستند. سناریوی A2 جهان بسیار ناهمگونی را توصیف می‌کند که در آن رشد و توسعه با محوریت خودکفایی و حفظ هویت ملی و منطقه‌ای صورت

A2 میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای و جمعیت جهان به صورت شکل‌های ۳ و ۴ خواهد بود. بنابراین، مقایسه شرایط اقلیم آینده تحت سناریوی‌های انتشار می‌تواند به ارائه راهکارهای سازگاری به‌خصوص در قالب کاهش گازهای گلخانه‌ای و استفاده پایدار از محیط زیست با توجه به مسئله جهانی سازی منجر شود.



شکل ۴. میزان انتشار CO<sub>2</sub> تحت سناریوهای مختلف

از مدل‌های GCM به این مولد تعریف کردند. آن‌ها با استفاده از روش دلتا [۱۰] سناریوهای تغییر اقلیم بارش را برای دوره آتی نسبت به دوره پایه و براساس خروجی هر یک از مدل‌های GCM به صورت ماهانه به دست آوردند. در روش دلتا سناریوهای تغییر اقلیم بارش براساس نسبت بین مقادیر میانگین ماهانه در دوره آتی نسبت به دوره پایه، محاسبه می‌شوند (رابطه ۱).

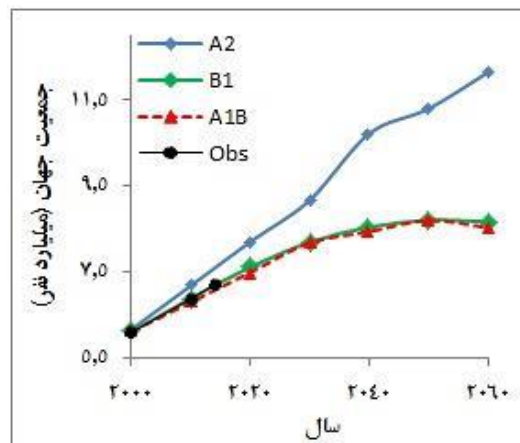
$$\Delta f(i) = \frac{V_{m,f}(i)}{V_{m,b}(i)}; i = 1, 2, \dots, 12 \quad (1)$$

در این روابط  $m$ ،  $f$  و  $b$  به ترتیب بیانگر مدل GCM، دوره آتی و دوره پایه (۱۹۹۳-۲۰۱۲) هستند. همچنین  $V(i)$  مقادیر میانگین ماهانه در یک دوره آماری را نشان می‌دهد. سپس با فرض یکنواختی توزیع فاکتور تغییر در روزهای هر ماه، پایگاه داده مختص به هر سناریو را با اعمال فاکتور تغییر اقلیم بر داده‌های روزانه مشاهداتی ایجاد کردند (رابطه ۲):

$$i = 1, 2, \dots, 12; j = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

$$V_{d,f}(i, j) = V_{o,b}(i, j) \Delta f(i);$$

سمت اقتصاد اطلاعاتی و خدماتی با کاهش مصرف مواد و استفاده از انرژی‌ها و تکنولوژی‌های پاک و دوستدار محیط زیست به سرعت تغییر خواهد کرد. همچنین بر حل جهانی مسائل اقتصادی-اجتماعی و محیط زیستی به‌طور پایدار تأکید دارد که در آن تساوی حقوق همگان بهبود یابد. مطابق توصیف جهان آینده در هر یک از سناریوهای B1، A1B و



شکل ۳. جمعیت جهان تحت سناریوهای مختلف

از طرفی پیچیدگی ذاتی سیستم اقیانوس-جو، نبود رفتاری قانونمندی از توسعه جوامع انسانی در آینده و اثر جهانی افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای سبب شده است که دقت مدل‌های اقلیمی (GCM) با ریزش مقیاس‌ها کاهش یابد. بنابراین، خروجی مدل‌های GCM برای کاربرد در مقیاس منطقه‌ای نیاز به ریزمقیاس شدن دارند. یکی از روش‌های پرکاربرد ریزمقیاس نمایی آماری مولدهای تصادفی آب و هوایی هستند. شریف و برن [۱۸] براساس روش ناپارامتریک نزدیک‌ترین همسایگی<sup>۱</sup> (K-NN) یک مولد تصادفی آب و هوا را توسعه دادند. سید کابلی و همکارانش [۱]، شریف و برن [۱۸] و گوپال و همکارانش [۹] نشان دادند که روش K-NN مقادیر میانگین داده‌های بازتولیدشده را به خوبی حفظ می‌کند. بنابراین، میانگین تغییر اقلیم براساس هر یک از سناریوهای موجود به خوبی شبیه‌سازی می‌شوند. مولدهای تصادفی آب و هوایی در واقع از یک پایگاه داده که معرف اقلیم منطقه است، به صورت تصادفی داده تولید می‌کنند. سلیمان و سیمونویچ [۱۹] پایگاه داده‌ای را براساس سناریوهای خروجی به دست آمده

1. K-Nearest Neighbor

که در آن  $x_{i,t+1}$  مقدار پارامتر هواشناسی به‌دست‌آمده برای روز  $t+1$  از الگوریتم پایه‌ای K-NN،  $y_{i,t+1}$  مقدار همان پارامتر بعد از فرایند اغتشاش،  $Z_{t+1}$  متغیر تصادفی تولیدی برای روز  $t+1$  از توزیع نرمال با میانگین صفر و واریانس واحد،  $\sigma_i$  انحراف معیار مشروط از همسایگان  $\lambda$  پهنای باند هستند. طی این فرایند ممکن است مقدار منفی بارش تولید شود، که با تعریف حدود پهنای باند و تکرار تصادفی رابطه ۳ از تولید مقادیر منفی جلوگیری می‌شود.

#### نبود قطعیت سناریوهای تغییر اقلیم

روش‌های پارامتریک (مانند روش‌های مونت کارلو-تئوری بیز؛ [۱۷، ۲۵]) و ناپارامتریک (برآوردگر چگالی کرنل؛ [۲۰]) به‌طور رایج در تجزیه و تحلیل عدم قطعیت‌ها استفاده می‌شوند. هر دو روش براساس اصول متفاوت، عدم قطعیت را با برازش یک تابع چگالی احتمال به متغیر تصادفی که می‌تواند ورودی و یا خروجی یک مدل ارزیابی‌کننده اثر تغییر اقلیم باشد، برآورد می‌کنند. در هر دو حالت با داشتن تابع چگالی برازش‌شده و با استفاده از تئوری‌های احتمالاتی دامنه احتمال رخداد سناریوی اقلیمی در آینده به دست می‌آید.

در این تحقیق با توجه به اهداف تعیین‌شده، عدم قطعیت سناریوهای تغییر اقلیم آتی به‌عنوان ورودی مدل ریزمقیاس نمایی با تفکیک سناریوی انتشار گاز گلخانه‌ای تحلیل می‌شوند. این تفکیک براساس سناریوهای انتشار سبب شده است که حجم داده‌ها با توجه به تعداد محدود مدل‌های GCM برای برازش یک توزیع احتمال کم باشد و روش‌های معمول در برازش یک تابع احتمال کارایی نداشته باشند.

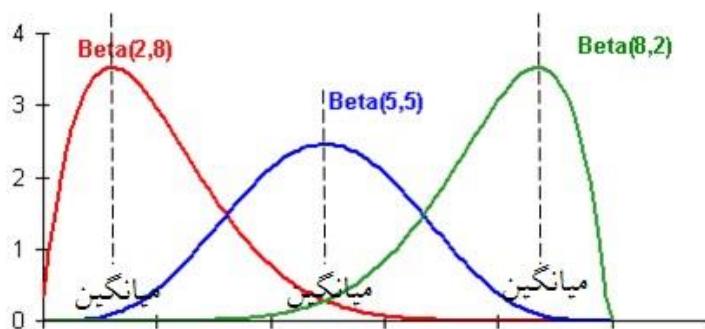
از طرفی با توجه به اینکه هر یک از مدل‌های GCM براساس فرضیات خاصی اقلیم آینده را پیش‌بینی می‌کنند. بنابراین، ممکن است بعضی از مدل‌ها دوره پایه را با دقت قابل قبولی برآورد کنند درحالی‌که تضمینی برای برآورد صحیحی از اقلیم آینده ندارند. همچنین ممکن است عکس این قضیه صادق باشد، زیرا که وضعیت اقتصادی-اجتماعی آینده که تأثیر مستقیم بر اقلیم دارند در ترکیب با تغییرات درونی اقلیم شرایط بسیار پیچیده و مبهمی را برای پیش‌بینی اقلیم آینده به‌وجود آورده‌اند. بنابراین، دقت مدل‌ها در پیش‌بینی آینده

$V_{d,f}(i, j)$  مقادیر پایگاه داده روزانه براساس سناریوی تغییر اقلیم دوره آتی (f) نسبت به دوره پایه (b) که برای هر مدل GCM به‌دست می‌آید.  $V_{o,b}(i, j)$  مقادیر روزانه مشاهداتی در دوره پایه است و همچنین  $Z$  بیانگر تعداد روزهای موجود در ماه  $\lambda$  است. در رابطه ۲ فرض شده است که پراکندگی داده‌ها تغییر نمی‌کند و تنها داده‌ها به یک نسبت و یا مقدار ثابتی تغییر می‌کنند. این موضوع سبب شباهت توزیع داده‌ها در سناریوهای مختلف نسبت به هم می‌شود، که فرایند اغتشاش اضافه‌شده به الگوریتم پایه‌ای K-NN این مورد را نیز مرتفع کرده است. در الگوریتم پایه‌ای K-NN داده روز منتخب از نزدیک‌ترین همسایگان فاصله‌ای خود با در نظر گرفتن یک توزیع احتمال ناپارامتریک، به‌صورت تصادفی بازتولید می‌شوند. بنابراین، تعیین فضای همسایگی مناسب، به معنای برآورد صحیح فضای احتمال انتخاب است. شریف و برن [۱۸] و گوپال و همکارانش [۹] بدون در نظر گرفتن اینکه روز منتخب بارانی است یا نه، فضای همسایگان ممکن این روز را تعیین کردند. درحالی‌که در یک اقلیم خشک روزهای بدون بارش بسیار زیاد است و همچنین توزیع داده‌های بارش روزانه چولگی زیادی دارند. بنابراین، ممکن است بسیاری از همسایگان یک روز بارانی منتخب بدون بارش باشند و نزدیک‌ترین همسایگان یک روز منتخب بدون بارش نیز حتماً بدون بارش خواهند بود. این موضوع بازتولید داده‌های بارشی حداکثر را بیشتر تحت تأثیر قرار می‌دهد چراکه بارش‌ها با مقدار کم در این نواحی احتمال وقوع بیشتری دارند. بنابراین، فضای همسایگان با توجه به روز منتخب باید طوری اصلاح شوند تا حجم محاسبات کاهش یابد و دقت برآوردها بیشتر شود. در روش پیشنهادی بارانی بودن و نبودن روز منتخب مبنای تعیین فضای همسایگان خواهد بود. به‌طوری‌که اگر روز منتخب بارانی باشد، فضای همسایگان به روزهای بارانی محدود می‌شود و اگر بدون بارش باشد فضای احتمال انتخاب صفر خواهد بود. با وجود این الگوریتم پایه‌ای K-NN تنها قادر به بازتولید داده‌های مشابه با داده‌های مشاهداتی خواهد بود. شریف و برن [۱۸] و گوپال و همکارانش [۹] با اضافه کردن فرایند اغتشاش براساس توزیع نرمال و گاما به داده‌های بازتولیدشده، از تولید داده‌های مشابه نیز جلوگیری کردند. در این مطالعه نیز از توزیع نرمال به‌عنوان فرایند اغتشاش استفاده شده است:

$$y_{i,t+1} = x_{i,t+1} + \sigma_i Z_{t+1} \quad (3)$$

$$f(x) = \frac{(x-a)^{p-1}(b-x)^{q-1}}{B(p,q)(b-a)^{p+q-1}} \quad a \leq x \leq b; p, q > 0 \quad (4)$$

این توزیع با برآورد دو پارامتر شکل (p و q) براساس چولگی داده‌ها تعیین شود. با وجود این برآزش این توزیع براساس چولگی به دلیل واضح نبودن دقت پیش‌بینی مدل‌ها و تعداد کم آن‌ها نمی‌تواند قابل قبول باشد. بنابراین، با فرض اینکه مقدار میانگین سناریوهای تغییر اقلیم بیشترین وزن تأثیرگذاری را دارد، این توزیع به داده‌ها برآزش داده می‌شوند. مطابق شکل ۵ این توزیع با تعیین دو پارامتر شکل به گونه‌ای برآزش داده شده است که مقدار میانگین سناریوهای تغییر اقلیم بیشترین وزن را داشته باشد.



شکل ۵. توزیع بتا برای پارامترهای شکل مختلف

تاریخی شبیه‌سازی شده نامیده شده است که در آن روند پیشین تغییر میزان غلظت گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر ثابت نگه داشته می‌شود. با فرض یک فضای نمونه‌گیری برابر با داده‌های تاریخی در مدل ریزمقیاس نمایی K-NN سری سناریو تاریخی شبیه‌سازی شده با طول آماری ۱۲۰۰ سال تولید شد. در اینجا صحت‌سنجی برای ایستگاه مشهد به‌عنوان نمونه ارائه می‌شود.

نتایج آزمون t-test بین بارش‌های ماهانه در جدول ۱ و نمودار جعبه‌ای بارش ماهانه در شکل ۶ نشان می‌دهند که میانگین و تغییرات درون‌سال بارش‌های تاریخی در داده‌های شبیه‌سازی شده به‌خوبی حفظ شده است. این موضوع در حالی است که ساخت داده‌های مغشوش توسط توزیع نرمال تغییر قابل ملاحظه‌ای روی مقادیر میانگین نگذاشته است.

شریف و برن [۱۸] و گوپال و همکارانش [۹] اظهار داشتند که این مدل در بازتولید میزان پراکندگی

کاملاً روشن نیست و نمی‌توان براساس دقت برآوردها در دوره پایه مدل‌ها را از هم تمیز داد.

تعداد کم سناریوهای تغییر اقلیم و مشخص نبودن دقت آن‌ها سبب شده است که در برآزش تابع چگالی نتوان به چگونگی توزیع آن‌ها اعتماد کرد، زیرا ممکن است یک سناریو با دقت کم احتمال رخداد زیادی داشته باشد. در این پژوهش با توجه به خصوصیات تابع توزیع بتا روشی بر مبنای این توزیع پیشنهاد شده است که می‌تواند با محدودیت‌های موجود تحلیل مناسب و قابل قبولی ارائه کند. توزیع بتا توسط دو پارامتر شکل (p و q) و حد پایین و بالای داده‌ها (a و b) به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

سپس با استفاده از توزیع احتمال برآزش شده به سناریوهای تغییر اقلیم بارش تحت هر یک از سناریوهای انتشار، عدم قطعیت مربوط به استفاده از مدل‌های مختلف GCMs به‌صورت احتمالاتی بیان خواهد شد. این عدم قطعیت در سه سطح احتمالاتی ۲۵، ۵۰، و ۷۵ درصد - که براساس تئوری چندک‌ها انتخاب شده‌اند - محاسبه و وارد مدل ریزمقیاس نمایی می‌شوند. در نهایت سری بیشترین بارش روزانه در سه سطح احتمال فرض می‌شوند و براساس هر سناریوی انتشار برای دوره آتی ۲۰۲۱-۲۰۴۰ در هر ۲۳ ایستگاه مطالعه شده استخراج می‌شوند.

## نتایج

### صحت‌سنجی روش تحقیق

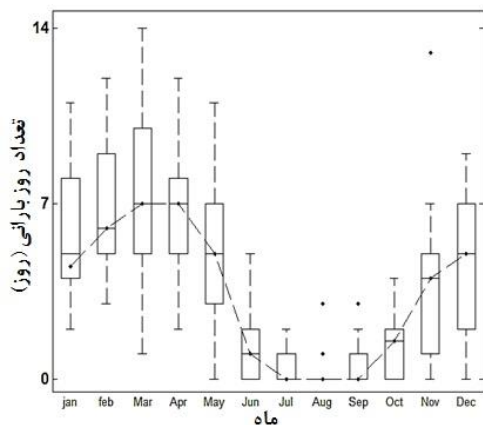
بدین منظور بارش روزانه براساس یک سناریوی اقلیمی مشابه با اقلیم مشاهداتی توسط مدل تولید و با مقادیر مشاهداتی آن مقایسه می‌شود. این سناریو، سناریوی

ریزمقیاس نمایی با استفاده از بارش‌های ماهانه بررسی شده است. در این تحقیق با استفاده از روش کولموگروف-اسمیرنوف (K-S) یکسانی توزیع بارش روزانه در دو دوره شبیه‌سازی و مشاهداتی تأیید شد (جدول ۱). تحلیل آماره تعداد روزهای بارانی در نشان‌دادن توانایی مدل برای بازتولید ساختار پایدار فضای نمونه‌گیری حائز اهمیت است. توزیع تعداد روزهای بارانی در ماه در شکل ۷ نشان می‌دهد که میانگین تعداد روزهای بارانی و ساختار فضای نمونه‌گیری به‌خوبی بازتولید شده است. بنابراین، مجموع بررسی‌ها نشان می‌دهد که مدل K-NN در بازتولید داده‌های بارش روزانه عملکرد مناسبی دارد.

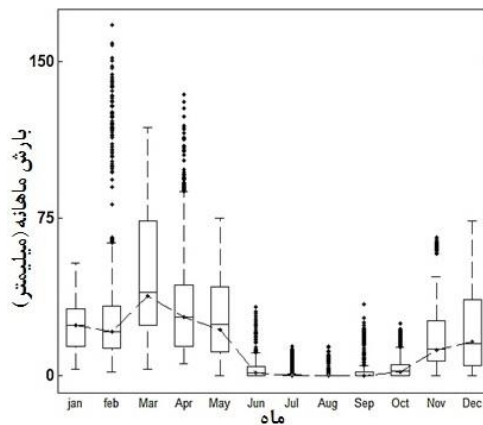
بارش‌های ماهانه با برآوردی کمتر از مقادیر مشاهداتی روبه‌روست. نتایج آزمون f-test در جدول ۱ نیز نشان می‌دهد که در برخی ماه‌ها (مانند فوریه) به‌دلیل چولگی زیاد داده‌های مشاهداتی، مدل نتوانسته است به‌خوبی پراکندگی داده‌ها را شبیه‌سازی کند، البته این اختلاف معنادار نیست. به‌هرحال با توجه به چولگی زیاد داده‌های بارش در نواحی خشک/نیمه‌خشک نسبت به مناطق مرطوب مطالعه‌شده در تحقیقات یادشده، این مدل بهینه‌شده توانسته است تا حد زیادی این مشکل را برطرف کند. در بسیاری از مطالعات پیشین (مانند شریف و برن، ۲۰۰۶ و گویال و همکارانش، ۲۰۱۲) اغلب ارزیابی مدل

جدول ۱. مقادیر آزمون K-S و توزیع میانگین بارش ماهانه برای طول آماری ۱۲۰۰ سال

| ماه     | توزیع بارش روزانه |         | توزیع میانگین بارش ماهانه |         |
|---------|-------------------|---------|---------------------------|---------|
|         | روش K-S           |         | F-test                    | t-test  |
|         | آماره k           | P-value | آماره f                   | P-value |
| ژانویه  | ۱                 | ۰/۰۱۳۲  | ۱/۳۸۷                     | ۰/۱۴۴   |
| فوریه   | ۱                 | ۰/۰۱۱۹  | ۱/۷۰۷                     | ۰/۰۱۸   |
| مارچ    | ۱                 | ۰/۰۱۳۲  | ۱/۴۱۳                     | ۰/۱۲۳   |
| آوریل   | ۱                 | ۰/۰۰۹۲  | ۱/۶۸۹                     | ۰/۰۱۸   |
| می      | ۱                 | ۰/۰۱۸۵  | ۰/۹۱۴                     | ۰/۷۸۲   |
| ژوئن    | ۱                 | ۰/۰۶۱۷  | ۰/۷۸۹                     | ۰/۴۰۴   |
| جولای   | ۱                 | ۰       | ۱/۲۰۵                     | ۰/۳۹۵   |
| آگوست   | ۱                 | ۰       | ۰/۹۱۲                     | ۰/۷۷۶   |
| سپتامبر | ۱                 | ۰       | ۱/۰۹۸                     | ۰/۶۴۴   |
| اکتبر   | ۱                 | ۰/۰۱۷۹  | ۱/۵۲۵                     | ۰/۰۶۳   |
| نوامبر  | ۱                 | ۰/۰۰۸۹  | ۱/۰۲۳                     | ۰/۰۱۱۲  |
| دسامبر  | ۱                 | ۰/۰۰۸۵  | ۱/۴۵۱                     | ۰/۰۹۶۹  |



شکل ۷. توزیع تعداد روزهای بارانی در ماه سری بازتولیدشده



شکل ۶. توزیع بارش ماهانه سری بازتولیدشده

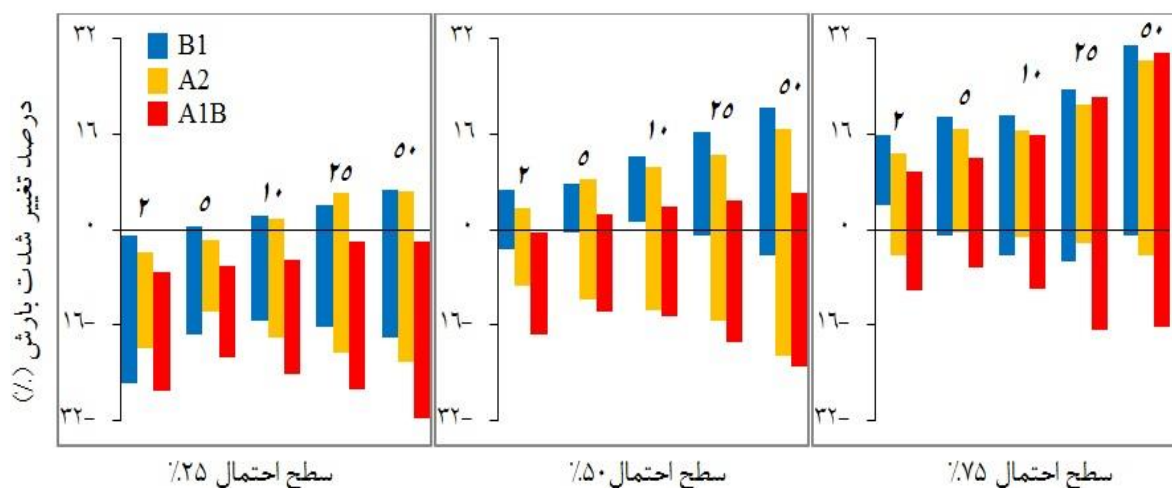
## بررسی اثر تغییر اقلیم

با تحلیل فراوانی سری‌های حداکثر بارش روزانه مربوط به هر ایستگاه، مقادیر شدت بارش‌ها با دوره‌های بازگشت مختلف در سه سطح احتمالاتی مد نظر برای دوره آتی استخراج شد. برای مشخص شدن میزان تأثیرگذاری تغییر اقلیم آتی، درصد تغییر شدت بارش‌ها نسبت به دوره پایه به تفکیک هر سناریو انتشار به دست آمد (شکل ۸). همچنین توزیع مکانی میزان تغییر شدت بارش‌ها در پهنه استان برای دوره‌های بازگشت مختلف و سطح ریسک ۵۰ درصد در شکل ۹ ارائه شد.

شبه‌سازی‌ها تحت تمامی سناریوهای انتشار نشان می‌دهد که با افزایش دوره بازگشت دامنه تغییر شدت بارش‌ها بیشتر خواهد بود. به‌طور مثال برای سناریوی A2 این میزان برای دوره‌های بازگشت ۲ و ۵۰ ساله در سطح ریسک ۵۰ درصد به ترتیب برای برابر با ۹/۵ تا ۳/۵ درصد و ۲۱/۲ تا ۱۶/۸ درصد خواهد بود و برای سناریوی B1 به ترتیب ۳/۴ تا ۶/۷ درصد و ۴/۴ تا ۲۰/۵ درصد است. با کاهش دوره بازگشت مناطق بیشتری از استان به‌خصوص مناطق مرکزی و جنوبی دچار کاهش می‌شوند درحالی‌که افزایش شدت بارش در مناطق شمالی استان نیز ناچیز خواهد بود. درمقابل با افزایش دوره بازگشت نواحی پرباران

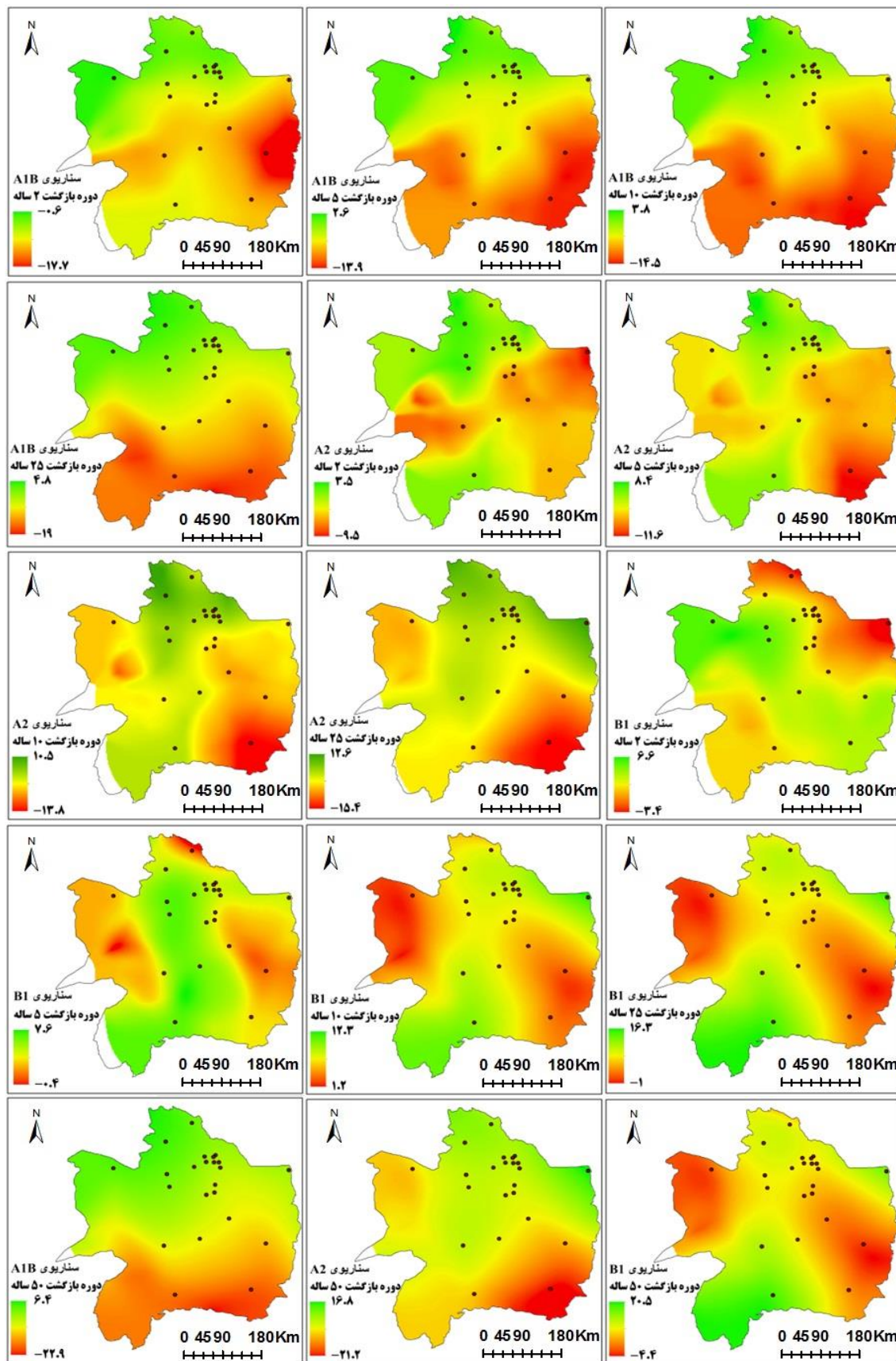
استان افزایش بیشتری را شاهد هستند و مناطق کم‌باران کاهش شدیدتری را تجربه خواهند کرد. بنابراین، در مناطق شمالی و شمال غربی استان شدت سیل‌خیزی افزایش می‌یابد و در مناطق شرقی، مرکزی و جنوبی استان خشکسالی‌های شدیدتری را شاهد خواهند بود.

تحت سناریوی B1 مناطق بیشتری افزایش را شاهد خواهند بود و درمقابل تحت سناریوی A1B نواحی بیشتری دچار کاهش خواهند شد. در سناریوی A2 نیز نسبت به دو سناریوی دیگر پراکندگی مناطق از نظر افزایش و یا کاهش بیشتر است و این درحالی است که میزان افزایش و کاهش به ترتیب از سناریوی B1 و A1B کمتر خواهد بود. با وجود این مناطق شمالی نسبت به مرکزی و جنوبی در دامنه افزایشی قرار می‌گیرند. با توجه به نتایج با افزایش انتشار گاز CO<sub>2</sub> (سناریوی A1B نسبت به B1) و به دنبال آن گرمایش زمین، نواحی بیشتری دچار کاهش بارش‌ها می‌شوند، که این تأثیر بر بارش‌ها با دوره بازگشت شدت کمتری خواهد داشت. همچنین در سطوح ریسک کمتر نسبت به سطوح ریسک بیشتر دامنه تغییرات افزایشی‌تر است که در این بین مناطق خشک‌تر استان (نواحی جنوبی) تغییرات کاهشی و یا افزایشی بیشتری را در بین دیگر نقاط استان تجربه می‌کنند.



شکل ۸. درصد تغییر حداکثر بارش روزانه با دوره بازگشت مختلف در گستره استان





شکل ۹. توزیع مکانی درصد تغییر حداکثر بارش روزانه با دوره‌های بازگشت مختلف در افق ۲۰۴۰ با سطح ریسک ۵۰ درصد

## بحث و نتیجه‌گیری

تفکیک نتایج برآورد عدم قطعیت سناریوهای تغییر اقلیم آتی براساس سناریوهای انتشار مقایسه‌ اثرگذاری دیدگاه‌های توسعه‌ای را میسر ساخته است. به‌طور مثال در ریسک ۵۰ درصد وقوع تغییر اقلیم در افق ۲۰۴۰ با مرز جمعیتی ۸/۵ میلیارد نفر و میزان انتشار ( $Gt^1$ ) ۴۳ گاز  $CO_2$  (سناریوی B1) بیشترین بارش روزانه با دوره بازگشت ۲۵ ساله تقریباً در تمامی استان حداکثر تا ۱۶/۳ درصد افزایش می‌یابد. درحالی‌که با همین میزان جمعیتی و میزان انتشار ( $Gt$ ) ۵۳/۱ (سناریوی A1B) تمامی مناطق استان به‌جز بخش کوچکی در شمال و شمال غرب استان که حداکثر به میزان ۴/۸ درصد افزایش را شاهدند، کاهش حداکثری را تا ۱۸/۹- درصد دریافت می‌کنند. این موضوع نشان می‌دهد که تا چه حد استفاده از تکنولوژی‌های پاک و سیاست‌های توسعه‌ای زیست‌محیطی پایدار می‌تواند پدیده خشکسالی را تعدیل کند. از طرفی با مرز جمعیتی ۱۰/۷ میلیارد نفر و میزان انتشار ( $Gt$ ) ۵۸/۹ (سناریوی A2) دامنه تغییر بین ۱۵/۴- تا ۱۲/۶ درصد خواهد بود. در این صورت مناطق کم‌باران خشک‌تر می‌شود و در نواحی پر باران شدت سیل‌خیزی افزایش می‌یابد. بنابراین، سیاست توسعه اقتصادی جهانی منطقه‌گرا و به تبع آن رشد ناهمگون جمعیتی سبب تغییر نامتوازن در بارش‌های حداکثر می‌شود، اگرچه وسعت بیشتری از استان کاهش را تجربه خواهد کرد. از طرفی بررسی عدم قطعیت در سه سطح ریسک نشان داد که با پذیرش سطح ریسک کم، نواحی بیشتری از استان افزایش را در حداکثر شدت بارش روزانه به‌خصوص برای دوره‌های بازگشت بیشتر از ۱۰ سال در آینده تجربه می‌کنند. این موضوع می‌تواند هشدار برای طراحی سازه‌های آبی پراهمیت باشد که برای دوره آتی ساخته می‌شوند.

نتایج این تحقیق توانایی زیاد مدل پیشنهادی را در شبیه‌سازی بارش روزانه تحت سناریوهای تغییر اقلیم آتی برای مناطق خشک و نیمه‌خشک تأیید می‌کند. از آنجاکه این مدل می‌تواند با تغییرات اندک برای شبیه‌سازی هم‌زمان داده‌های اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای در شرایط تغییر اقلیم آینده به کار رود. بنابراین، پیشنهاد می‌شود که

با بسط این مدل در مطالعات آتی، کارایی این مدل در شبیه‌سازی هم‌زمان سری‌های اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای بررسی شود. از طرفی نباید عدم قطعیت ناشی از کاربرد مدل‌های ریزمقیاس‌نمایی نادیده گرفته شود هرچند که توسعه صحیح مدل برای مطالعه مد نظر می‌تواند تا حدی این محدودیت را برطرف سازد.

## تشکر و قدردانی

بدین‌وسیله از حمایت مالی شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی در انجام این تحقیق سپاسگزار می‌شود.

## منابع

- ۱]. سیدکابلی، حسام؛ آخوندعلی، محمدعلی؛ مساح بوانی، علیرضا و رادمنش، فریدون، ۱۳۹۱. «ارائه مدل ریزمقیاس‌نمایی داده‌های اقلیمی براساس روش ناپارامتریک نزدیک‌ترین همسایگی (KNN)». نشریه آب و خاک، ۲۶(۴): ۱۰۶۳-۷۹۹.
- [2]. Abbaspour, K.C., Faramarzi, M., Ghasemi, S.S. and Yang, H., 2009. Assessing the impact of climate change on water resources in Iran. *Water Resources Research* 45, W10434.
- [3]. Beniston M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B., Ferro, C. A. T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T. and Woth, K., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81(s.1): 71-95.
- [4]. Brissette, F., Leconte, R. and Khalili, M., 2007. Efficient stochastic generation of multi-site synthetic precipitation data. *Journal of Hydrology*, 345, 121-133.
- [5]. Buytaert, W., Ce'leri, R. and Timbe, L., 2009. Predicting climate change impacts on water resources in the tropical Andes: Effects of GCM uncertainty. *Geophysical Research Letters*, 36, L07406, doi:10.1029/2008GL037048.
- [6]. Emori, S., and Brown, S. J., 2005. Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17706.
- [7]. Fowler, H. J., Ekström, M., Blenkinsop, S. and Smith, A. P., 2007. Estimating change in extreme European precipitation using a multimodel ensemble. *J. Geophys. Res.*, 112, D18104.

- [8]. Frich, P., Alexander, L.V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein Tank, A. M.G. and Peterson, T., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research* 19, 193–212.
- [9]. Goyal M. K., Burn, D. H. and C.S.P.Ojha, 2012. Precipitation Simulation based on k-Nearest Neighbour Approach using Gamma Kernel. *ASCE Journal of Hydrologic Engineering*, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000615.
- [10]. Helfer F., Lemckert C., and Zhang H., 2012. Impacts of climate change on temperature and evaporation from a large reservoir in Australia. *Journal of Hydrology*, 475: 365–378.
- [11]. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 2007. *Climate change 2007: The physical science basis—Summary for policy makers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva.
- [12]. Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X. and Hegerl, G. C., 2007. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *J. Clim.*, 20, 1419–1444.
- [13]. Krishnamurthy, S.K.B., Lall, U. and Kwon, H., 2009. Changing Frequency and Intensity of Rainfall Extremes over India from 1951 to 2003. *Journal of Climate* (22), 4737-4746, DOI: 10.1175/2009JCLI2896.1.
- [14]. Mailhot, A., Duchesne, S., Caya, D. and Talbot, G., 2007. Assessment of future change in intensity-duration-frequency (IDF) curves for southern Quebec using the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *Journal of Hydrology* 347, 197-210.
- [15]. Minville M., Brissette F. and Leconte R. 2008. Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a Nordic watershed. *Journal of Hydrology*, 358: 70-83
- [16]. Prodanovic P. 2008. Response of Water Resources Systems to Climate Change. Ph.D. dissertations, Department of Civil and Environmental Engineering, The University of Western Ontario, London, Ontario, Canada. 356pp.
- [17]. Prudhomme, C., Jakob, D. and Svensson C., 2003. Uncertainty and climate change impact on the flood regime of small UK catchments, *Journal of Hydrology*, 277, 1 – 23.
- [18]. Sharif, M. and Burn, D.H., 2006. Simulating climate change scenarios using an improved K-nearest neighbor model. *Journal of Hydrology* 325,179-196.
- [19]. Solaiman T.A. and Simonovic, S. P., 2011a. Quantifying Uncertainties in the Modelled Estimates of Extreme Precipitation Events at Upper Thames River Basin. *Water Resources Research Report no. 067, Facility for Intelligent Decision Support, Department of Civil and Environmental Engineering, London, Ontario, Canada*, 64 pages.
- [20]. Solaiman T.A., Simonovic, S. P., 2011b. Development of Probability Based Intensity-Duration-Frequency Curves under Climate Change. *Water Resources Research Report no. 072, Facility for Intelligent Decision Support, Department of Civil and Environmental Engineering, London, Ontario, Canada*, 94 pages. ISSN: (print) 1913-3200; (online) 1913-3219.
- [21]. Stainforth, D. A., Downing, T. E., Lopez, R. W. A. and New, M., 2007. Issues in the interpretation of climate model ensembles to inform decisions, *Philos. Trans. R. Soc., Ser. A*, 365, 2163–2177.
- [22]. Tank, A.K., Wijngaard, J. and van Engelen, A., 2002. *Climate of Europe. Assessment of observed daily temperature and precipitation extremes. European Climate Assessment. De Bilt, The Netherlands. ISBN 90-396- 2208-9.*
- [23]. Toews M.W. and Allen D.M., 2009. Evaluating different GCMs for predicting spatial recharge in an irrigated arid region. *Journal of Hydrology*, 374: 265-281
- [24]. Tolika K., Anagnostopoulou C., Maheras P. and Vafiadis M. 2008. Simulation of future changes in extreme rainfall and temperature conditions over the Greek area: A comparison of two statistical downscaling approaches. *Global and Planetary change*, 63, 132-151.
- [25]. Yi Zheng, Y., Wanga, W., Han, F. and Ping, J., 2001. Uncertainty assessment for watershed water quality modeling: A Probabilistic Collocation Method based approach. *Advances in Water Resources*, 34, 887-898.