

تحلیل عدم قطعیت برآورد بارش مدل های اقلیم جهانی در حوضه سواحل جنوبی دریای خزر

فاطمه جعفرزاده*^۱، باقر قرمز چشمه^۲

۱- دکترای اقلیم شناسی دانشگاه تبریز ، f.jafarzadeh1@gmail.com

۲- استادیار پژوهشی پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، baghergh@gmail.com

چکیده

برآورد و تحلیل مقادیر بارش حوضه های آبخیز در دوره های آتی از الزامات برنامه ریزی دقیق در مناطق مختلف است. مدل های مختلفی برای برآورد مقادیر آتی بارش مورد استفاده قرار می گیرد، مهم ترین مساله در رابطه با به کارگیری نتایج به دست آمده از مدل های جهانی محاسبه میزبان عدم قطعیت آنها است. در پژوهش حاضر درحوضه سواحل جنوبی دریای خزر از داده های بارندگی هفت ایستگاه سینوپتیک (انزلی، آستارا، بابلسر، گرگان، نوشهر، رامسر و رشت) استفاده شد. برای تحقق اهداف پژوهش از خروجی مدل HadCM3 استفاده شد. داده های AOGCM با استفاده از مدل SDSM ریزمقیاس شد و پارامترهای آماری مرتبط با بارش محاسبه شد. مقادیر بارش برای دوره مشاهده ای شبیه سازی شد و پس از تأیید تطابق مقادیر داده های شبیه سازی شده با داده های مشاهده ای، مقادیر دوره آتی (۲۰۳۹-۲۰۱۱) برآورد شد. مقدار عدم قطعیت برآورد به وسیله معیارهای MBE و MAE، و آزمون من-ویتنی بصورت ماهانه محاسبه و سپس مقایسه شد. مطابق نتایج به دست آمده، در بیشتر ایستگاهها کمترین مقدار خطای برآورد بارش در ماه های فصل بهار به دست آمد. کمینه مقدار عدم قطعیت بارش در ایستگاه بابلسر و بیشینه عدم قطعیت در ایستگاه نوشهر محاسبه شد. با توجه به نتایج آزمون من ویتنی، عدم قطعیت برآورد در ماه نوامبر، فوریه و اوت کمتر از سایر ماهها به دست آمد.

واژه های کلیدی: آزمون ویتنی، بارش، سواحل جنوبی دریای خزر، عدم قطعیت.

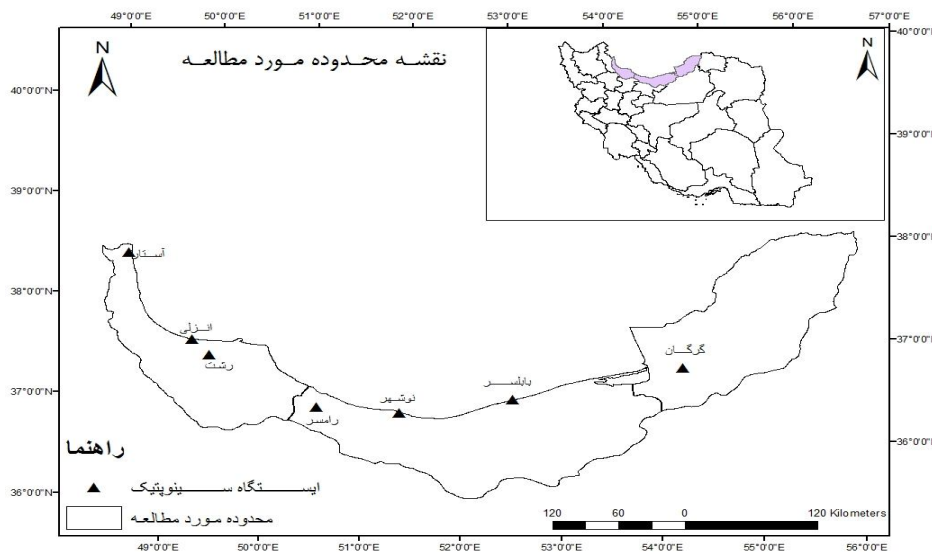
مقدمه

توجه به وضعیت اقلیمی و میزان منابع آبی کشور در آینده با در نظر گرفتن نیازهای آتی ضروری است. تغییر اقلیم باعث تغییرات آتی در متغیر اقلیمی بارش می شود که به نوبه خود باعث تغییر در وضعیت هیدرولوژیکی مناطق مختلف می شود. به همین دلیل بررسی و شبیه سازی تغییرات آتی متغیر بارش ضروری است. برای بررسی اثرات تغییر اقلیم بر روی متغیرهای اقلیمی مناطق مختلف از داده های مدل های گردش عمومی جو به همراه داده های اقلیمی منطقه استفاده می شود. معمولاً خروجی مدل های گردش عمومی با عدم قطعیت همراه است. در بررسی و تحلیل تغییرات آتی پارامترهای اقلیمی منطقه ای مقدار عدم قطعیت برآورد باید محاسبه شود. عدم توجه به مقادیر عدم قطعیت پیش بینی های انجام یافته باعث می شود تا از میزان دقت و قطعیت خروجی نهایی کاسته شود و می تواند نتایج غیر واقعی در اختیار برنامه ریزان قرار دهد. عدم قطعیت برآورد مدل های گردش عمومی جو معمولاً به دلیل خودکارکرد مدل های گردش عمومی جو، سناریوهای انتشار و یا فرایند ریزمقیاس نمایی است (شهیدی و همکاران، ۱۳۹۶). در مطالعات مرتبط با بررسی اثر تغییر اقلیم در دوره های آتی، در خروجی مدل های گردش عمومی جو، سناریوهای انتشار و مدل های ریزمقیاس گردانی عدم قطعیت وجود دارد و میزان عدم قطعیت برآورد این پژوهش ها به برای کاربرد در امر برنامه ریزی منطقه ای باید محاسبه شود. عدم قطعیت برآورد مدل های اقلیمی جهانی اگرچه کاملاً حذف نمی شود و اجتناب ناپذیر است، ولی گاهی با در نظر گرفتن عوامل بیش تر می توان آن را کاهش داد (Knutti, ۲۰۱۰) در تمامی مطالعات مرتبط با ارزیابی و پیش بینی اثرات تغییر اقلیم باید مقادیر عدم قطعیت به دقت محاسبه شود. (فتحیان و همکاران، ۱۳۸۹) در پژوهش خود تحت عنوان تحلیل عدم قطعیت مقدار، توزیع زمانی و مکانی بارش در پیش بینی سیل، به منظور بررسی عدم قطعیت بارش در مدل پیش بینی سیل، از روش گسسته سازی زمانی در چهارچوب اصل بسط تئوری فازی و در ترکیب با الگوریتم ژنتیک معمولی استفاده کردند. نتایج نشان داد که عدم قطعیت دبی بیشتر از عدم قطعیت بارش است. (کمال و مساح بوانی، ۱۳۹۰) عدم قطعیت مدل های AOGCM-AR₄ و مدل های هیدرولوژی در تخمین دما و بارش و رواناب حوضه قره سو تحت تاثیر تغییر اقلیم را تحلیل و ارزیابی نمودند. نتایج بیانگر این بود که در نظر گرفتن عدم قطعیت مربوط به مدل های AOGCM و مدل های هیدرولوژی باعث تعیین دقیق تر تغییرات رواناب در منطقه ای مطالعاتی می شود. (پوررضایی و همکاران، ۱۳۹۱) عدم قطعیت برآورد پارامترهای مدل توزیعی بارش - رواناب را با کاربرد الگوریتم مونت کارلو - زنجیره مارکف بررسی کردند. نتایج بیانگر این بود که دبی های اوج هیدروگراف که یکی از مهم ترین مولفه های آن است به خوبی در بازه های اطمینان ۹۵ درصد تعیین شده قرار می گیرد. (شرافتی و ذهبیون، ۱۳۹۱) عدم قطعیت برآورد سیلاب با مدل HEC-HAS در حوضه آبریز سد جامیشان را مطالعه نموده و دریافته اند که بیشترین تاثیر بر عدم قطعیت بیشینه و حجم سیلاب ناشی از عدم قطعیت مدت بارش و الگوی توزیع زمانی بارش است. (انصاری و همکاران، ۱۳۹۳) عدم قطعیت مدل Lars-WG تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 در پیش بینی بارش و دمای ایستگاه مشهد را مطالعه کردند. نتایج نشان داد که این مدل با عدم قطعیت همراه است و مقادیر ریزمقیاس شده ی بارش در چارک های اول تا چهارم متفاوت است. (سید کابلی، ۱۳۹۴) در بررسی بیشینه بارش روزانه تحت سناریوهای انتشار و گازهای گلخانه ای در افق ۲۰۴۰ استان خراسان جنوبی، مقدار عدم قطعیت سناریوهای تغییر اقلیم را با استفاده از برآوردگر پارامتریک در سه سطح ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد فرموله کرد. (قرمز چشمه و همکاران، ۱۳۹۵) در بررسی عدم قطعیت شبکه عصبی مصنوعی در ریزمقیاس نمایی مدل HadCM3 با روش فاصله اطمینان بوت استرپ به این نتیجه رسیدند که حدود اطمینان بارش به دلیل ماهیت تغییرات زیاد آن نسبت به دما بیش تر است. (جهانبخش اصل و همکاران، ۱۳۹۵) تاثیر تغییر اقلیم بر دما و بارش شهرچای را بررسی و عدم قطعیت مدل های مورد استفاده را محاسبه نمودند. در این پژوهش برای بررسی عدم قطعیت مدل ها و سناریوها از مقایسه ی خروجی مدل ها در دوره ی آتی با دوره ی پایه به صورت ماهانه به وسیله شاخص های آماری ضریب تعیین R₂ و خطای جزر میانگین مربعات RMSE استفاده گردید. (نورعلی و همکاران، ۱۳۹۶) در پژوهش خود عدم قطعیت مدل شبیه سازی سیلاب HEC-HMS را با استفاده از الگوریتم مونت کارلو - زنجیره مارکف بررسی نمودند و دریافته اند که علاوه بر عدم قطعیت ناشی از پارامترهای مدل بارش، منابع دیگر عدم قطعیت مانند ساختار مدل و داده های ورودی هم در خطای محاسبه نقش دارند. (رحمانی و همکاران، ۱۳۹۶) عدم قطعیت شبیه سازی بارش آینده را در ایستگاه همدید بجنورد مطالعه کردند. نتایج پژوهش ایشان نشان داد که عدم قطعیت شبیه سازی بارش ماهانه در بیشتر ماه ها به جز آگوست و اکتبر زیاد است. در پژوهش های مرتبط انجام یافته ی خارجی

(Hughes و همکاران، ۲۰۱۴) در بررسی عدم قطعیت مدل‌های مورد استفاده دریافتند که انتخاب GCM مناسب میزان عدم قطعیت را کاهش خواهد داد. (Rowell و همکاران، ۲۰۱۶) عدم قطعیت شبیه‌سازی مدل‌های اقلیمی در آفریقا را بررسی و مدل‌های با کارکرد ضعیف برای شبیه‌سازی را حذف نمودند. همچنین پژوهشگرانی مانند (Zhang، ۲۰۱۱)، (Kumar، ۲۰۱۳)، (Sunyer، ۲۰۱۴)، (Kent، ۲۰۱۵)، (Yu، ۲۰۱۶) نیز عدم قطعیت برآورد مدل‌های گردش عمومی جو را بررسی نمودند. در منطقه‌ی سواحل جنوبی دریای خزر در رابطه با تغییرات پارامتر اقلیمی بارش متأثر از تغییرات اقلیمی در دوره‌ی آتی مطالعه‌ی چندانی صورت نگرفته است و در اندک مطالعات انجام یافته میزان عدم قطعیت برآوردهای آتی محاسبه نشده است، از این‌رو هدف پژوهش حاضر محاسبه و تحلیل عدم قطعیت بارش برآوردی در دوره آتی (۲۰۱۱-۲۰۳۹) در منطقه است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه نواحی جنوبی دریای خزر در کشور ایران است که به طور تقریبی بین ۴۸ درجه و ۵۰ دقیقه تا ۵۶ درجه و ۲۵ دقیقه‌ی طول شرقی و ۳۶ تا ۳۸ درجه‌ی عرض شمالی قرار دارد. این منطقه شامل استان‌های گیلان، مازندران و گلستان است. شکل (۱) موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک منطقه‌ی مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

در پژوهش حاضر از داده‌های اقلیمی بارش ایستگاه‌های سینوپتیک انزلی، آستارا، بابلسر، گرگان، نوشهر، رامسر و رشت استفاده شد. داده‌های بارش ایستگاه‌های مورد استفاده از طول دوره‌ی آماری کافی برخوردار بوده و همچنین از صحت و دقت بالایی برخوردار هستند. داده‌ها مورد بررسی قرار گرفت و داده‌های پرت حذف شد و داده‌های مفقود شبیه‌سازی و مورد استفاده قرار گرفت. برای انجام پژوهش از داده‌های خروجی مدل جهانی AOGCM (که در این پژوهش از مدل HadCM3 استفاده شد) و داده‌های مشاهده‌ای (که از سایت سازمان هواشناسی اخذ شد) استفاده شد. برای بررسی اثر تغییرات اقلیمی بر روی بارش‌های منطقه، از مدل ریزمقیاس‌نمایی SDSM استفاده شد. مدل ریزمقیاس‌نمایی آماری SDSM برای شبیه‌سازی داده‌های اقلیمی در یک ایستگاه خاص در شرایط حال حاضر و در شرایط آینده تحت تأثیر پدیده‌ی تغییر اقلیم به کار می‌رود که داده‌های آن به صورت سری‌های زمانی روزانه برای یک سری از متغیرهای اقلیمی مانند بارندگی، کمینه و بیشینه دما و سایر پارامترهای جوی است. برای محاسبه‌ی میزان عدم قطعیت و خطای مدل‌ها از سه روش میانگین قدر مطلق خطا (MAE) و میانگین خطا (MBE) و همچنین از آزمون ناپارامتریک من-ویتنی

استفاده شد. دو روش اول مربوط به محاسبه مقدار خطای مدل است و آزمون من-ویتنی برای محاسبه عدم قطعیت به کار می‌رود. برای محاسبه مقدار خطای مدل با استفاده از تست‌های آماری و پارامترهای آماری MAE^۱ و MBE^۲ مطابق رابطه‌ی (۱) و (۲) اقدام به مقایسه‌ی میانگین‌های ماهانه‌ی هر کدام از پارامترهای هواشناسی در حالت واقعی و شبیه‌سازی شده به‌وسیله مدل (SDSM و LARS-WG) شد.

$$MBE = \frac{1}{N} \sum (S_i - O_i) \quad (1)$$

$$MAE = \frac{\sum |O_i - S_i|}{n} \quad (2)$$

در این روابط S مقادیر شبیه‌سازی شده به‌وسیله مدل، O نشان‌دهنده‌ی مقادیر واقعی، اندیس i ماه‌های سال و n تعداد ماه‌های سال است که برابر ۱۲ است.

برای محاسبه‌ی خطا (MBE) ابتدا مجموع بارش ماهانه‌ی مشاهده‌ای و HadCM3 در هر سال استخراج شد. سپس اختلاف بین هر یک از مدل‌ها با مقادیر مشاهده‌ای محاسبه و در نهایت از خطای به دست آمده میانگین گرفته شد. محاسبه‌ی قدر مطلق خطا (MAE) نیز همانند محاسبه‌ی خطا صورت گرفت. فقط قدر مطلق اختلاف ماهانه‌ی دوره، بین مقادیر مشاهده‌ای و هر یک از مدل‌های NCEP و HadCM3 در هر سال محاسبه و میانگین دوره به‌عنوان قدر مطلق خطا منظور شد.

برای تخمین میزان عدم قطعیت، از روش من-ویتنی استفاده شد. آزمون من-ویتنی جزو آزمون‌های غیر پارامتری است و برای سنجش تفاوت میان نمونه‌ها به کار می‌رود. در این آزمون رتبه‌بندی روی می‌دهد و محاسبات بر روی رتبه‌ها انجام می‌گیرد. آزمون من-ویتنی برای محاسبه‌ی تفاوت‌های بین دو گروه مورد بررسی، مقادیر مربوط به هر دو گروه یا توزیع را به صورت یک مجموع واحد و بدون توجه به این‌که هر مقدار به کدام گروه تعلق دارد، از بیشترین صفت تا کمترین، رتبه‌بندی می‌کند. اگر در زمان رتبه‌بندی، مقادیر یکسان یا تکراری وجود داشته باشد، رتبه‌های مربوط به آن مقادیر با یکدیگر جمع شده و مجموع بدست آمده بر تعداد آن‌ها تقسیم می‌شود و رتبه‌بندی مشترکی برای تمام آن‌ها لحاظ می‌شود. آماره آزمون من-ویتنی به صورت رابطه‌ی (۳) تعریف می‌شود:

$$U_1 = R_1 - n(n+1)/2, U_2 = R_2 - (m(m+1))/2 \quad (3)$$

که در آن n و m به ترتیب حجم گروه‌های ۱ و ۲ و R₁ و R₂ نیز مجموع رتبه‌های گروه‌های ۱ و ۲ می‌باشد. مقدار کوچکتر بین U₁ و U₂ برای مقایسه در مرحله‌ی آزمون استفاده می‌شود. بنابراین $U = \min\{U_1, U_2\}$ تعریف می‌شود و برای آزمون معناداری آماره‌ی U در صورتی که حجم گروه کوچکتر از مقدار تعیین شده و حجم نمونه بزرگتر از آن باشد، از جدول مقادیر بحرانی من-ویتنی استفاده می‌شود. در صورتی که آماره‌ی U در سطح اطمینان $1-\alpha$ بزرگتر از مقدار حاصل از جدول باشد، فرضیه‌ی صفر پذیرفته نمی‌شود. اما در صورتی که حجم هر دو گروه بزرگتر از مقدار تعیین شده یا حجم یکی از آن‌ها بزرگتر باشد، جدول مقادیر بحرانی من-ویتنی نمی‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. اما در این صورت توزیع آماره‌ی U، به توزیع نرمال گرایش پیدا می‌کند. در این حالت با محاسبه‌ی میانگین و انحراف معیار، U محاسبه شده و آماره‌ی Z به کمک رابطه‌ی (۴) محاسبه می‌شود:

$$Z = (U - (n_1 n_2) / 2) / \sqrt{((n_1 n_2) (n_1 + 1) n_2 (2 + 1)) / 12} \quad (4)$$

در این رابطه: $(n_1 n_2) / 2$ میانگین U و $\sqrt{((n_1 n_2) (n_1 + 1) n_2 (2 + 1)) / 12}$ نیز انحراف معیار U است. در اینجا نیز چنانچه مقدار آماره‌ی Z، از مقدار حاصل از جدول توزیع نرمال استاندارد برای سطح اطمینان $1-\alpha$ بزرگتر باشد، فرضیه صفر تایید نمی‌شود. در تحلیل نتایج آزمون من-ویتنی دو فرضیه مطرح است:

۱- فرض H₀: بین داده‌های مشاهده‌ای و برآوردی بارش تفاوت معنی‌داری وجود ندارد

¹ - Mean Absolute Error

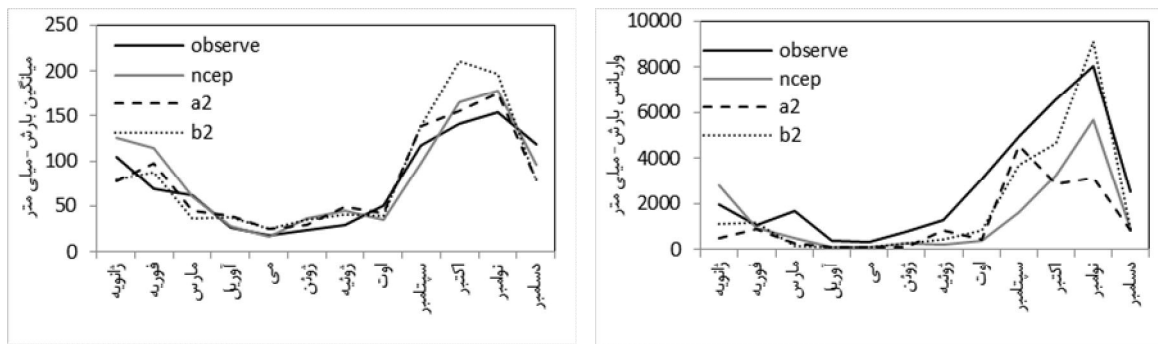
² - Mean Basin Error

۲- فرض H1: بین داده‌های مشاهده‌ای و برآوردی بارش تفاوت معنی‌داری وجود دارد

چنانچه مقدار sig بدست آمده بزرگتر از مقدار ۰/۰۵ باشد، فرض H0 پذیرفته می‌شود، ولی چنانچه مقدار بدست آمده کمتر از ۰/۰۵ باشد، فرض H1 آزمون تایید می‌شود و بیانگر وجود اختلاف بین داده‌های دوره‌ی مشاهده‌ای و برآوردی است.

نتایج

مدل SDSM با استفاده از داده‌های روزانه‌ی بارش ایستگاه‌های سینوپتیک منطقه اجرا شد. و نتایج ایستگاه بابلسر به‌عنوان نمونه مورد بررسی قرار می‌گیرد. بررسی میانگین بارش مشاهده‌ای مطابق شکل ۲ نشان داد که ماه نوامبر با میانگین ماهانه‌ی ۱۵۴/۵ میلی‌متر پر بارش‌ترین و ماه می با ۱۵/۸ میلی‌متر کم بارش‌ترین ماه سال است. مدل در برآورد بارش در ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر با بیش برآورد همراه بوده است. بررسی واریانس نشانگر این است که مدل در برآورد مقادیر بارش در ماه‌های فصل پاییز که نوسان بارش زیاد است، انطباق کمتری با مقادیر مشاهده‌ای داشته است. واریانس برآوردی به غیر از ماه نوامبر و ژانویه کمتر از واریانس مشاهده‌ای به دست آمد.



شکل ۲- میانگین و واریانس مقادیر بارش مشاهده‌ای و برآوردی مدل SDSM

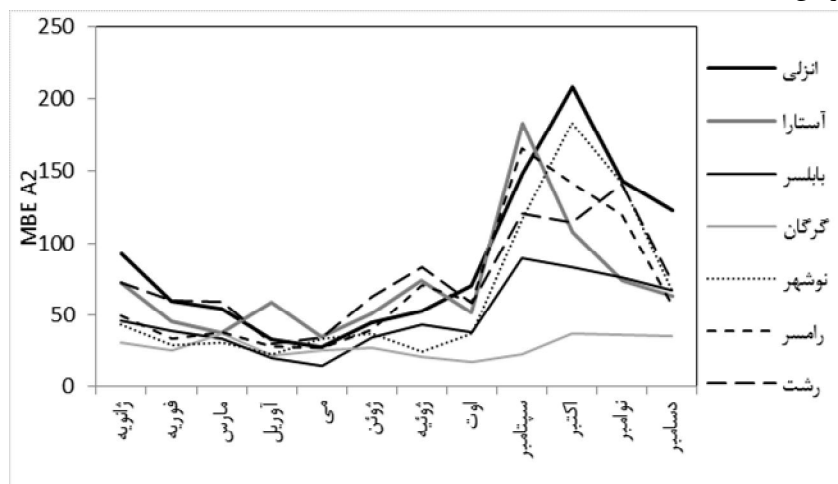
محاسبه خطا (MBE) و قدر مطلق خطا (MAE):

برای محاسبه‌ی خطا (MBE) ابتدا مجموع بارش ماهانه‌ی مشاهده‌ای و HadCM3 در هر سال استخراج شد. سپس اختلاف بین هر یک از مدل‌ها با مشاهده‌ای محاسبه و در نهایت از خطای به دست آمده میانگین گرفته شد. محاسبه‌ی قدر مطلق خطا (MAE) نیز همانند محاسبه خطا صورت گرفت. فقط قدر مطلق اختلاف ماهانه‌ی دوره بین مشاهده‌ای و مدل HadCM3 در هر سال محاسبه شد و میانگین دوره به‌عنوان قدر مطلق خطا منظور شد. آزمون خطا و قدر مطلق خطا در تمام ایستگاه‌ها انجام گرفت. نتایج آزمون‌های فوق مورد تحلیل قرار گرفت و نتایج حاصل از محاسبه‌ی مقادیر خطا، به‌صورت تحلیل بیشینه و کمینه خطای ماهانه‌ی به‌دست آمده در هر یک از ایستگاه‌ها به‌وسیله هر دو معیار و سناریوهای A2 و B2 طبقه‌بندی شد. همچنین تعداد تکرار هر ماه در طبقه‌بندی بیشینه و کمینه خطای ایستگاه‌ها محاسبه و هر ماه که تکرار بیشتری داشت به همراه تعداد تکرار ماه در تمام ایستگاه‌ها در جداول مربوطه آورده شد. بر اساس نتایج به‌دست آمده، همان‌گونه که در جدول ۱ آورده شده است، اختلاف مقادیر برآورد سناریوی A2 بر اساس معیار MBE در بیشتر ایستگاه‌های سینوپتیک در فصل پاییز زیاد بوده و بیشتر اختلاف در ماه‌های اکتبر، سپتامبر و دسامبر محاسبه شد. بر اساس معیار MAE نیز خطای برآورد در فصل پاییز در ماه سپتامبر زیاد بوده است. نتایج سناریوی B2 بیانگر اینست که بر اساس هر دو معیار MBE و MAE دقت مدل در فصل پاییز کمتر از سایر فصول بوده است و به ترتیب ماه‌های سپتامبر و اکتبر کم دقت‌ترین برآورد را داشته‌اند. کمینه اختلاف برآورد سناریوی A2 بر اساس معیار MBE در فصل زمستان و سپس در فصل بهار و با توجه به معیار MAE نیز فصل بهار و ماه می بوده است. بر اساس نتایج سناریوی B2 و محاسبات هر دو معیار، فصل بهار و ماه‌های آوریل و می با کمینه خطای محاسبه شناسایی شد.

جدول ۱- بیشینه و کمینه اختلاف بارش در ایستگاه‌های سینوپتیک

ایستگاه	مقدار	بیشینه اختلاف				کمینه اختلاف			
		سناریوی A ₂		سناریوی B ₂		سناریوی A ₂		سناریوی B ₂	
		MAE	MBE	MAE	MBE	MAE	MBE	MAE	MBE
انزلی	مقدار	۲۰۷	-۱۹۷	۲۱۵	-۱۸۶	۲۸	-۱۷	۲۸	-۶
	ماه	اکتبر	اکتبر	اکتبر	اکتبر	می	فوریه	می	فوریه
آستارا	مقدار	۱۸۳	۱۵۹	۱۵۷	۱۵۱	۴۳	۴	۳۴	۶
	ماه	سپتامبر	سپتامبر	سپتامبر	سپتامبر	می	فوریه	می	اوت
بابلسر	مقدار	۹۰	-۵۴	۹۴	۵۴	۱۴	۲	۱۴	۳
	ماه	سپتامبر	دسامبر	اکتبر	سپتامبر-دسامبر	می	می اکتبر	می	می
گرگان	مقدار	۳۷	-۳۲	۴۲	-۳۳	۲۱	۰/۲	۱۷	۰/۰۵
	ماه	نوامبر	دسامبر	اکتبر	دسامبر	اوت	اوت	سپتامبر	سپتامبر
نوشهر	مقدار	۱۸۳	-۱۸۱	۱۸۷	-۱۸۵	۲۲	۹	۲۲	-۱۱
	ماه	اکتبر	اکتبر	اکتبر	اکتبر	آوریل	ژانویه	آوریل	آوریل
رامسر	مقدار	۱۶۵	۱۳۱	۱۵۹	۱۱۸	۲۶	۰/۹	۲۷	-۲
	ماه	سپتامبر	سپتامبر	سپتامبر	سپتامبر	می	فوریه	می	دسامبر
رشت	مقدار	۱۴۰	۸۷	۱۴۰	۹۷	۳۲	-۴	۳۰	۰/۶
	ماه	نوامبر	نوامبر	نوامبر	نوامبر	آوریل	آوریل-اکت	آوریل	آوریل
فصل	فصل	پاییز	پاییز	پاییز	پاییز	بهار	زمستان	بهار	بهار
ماه	ماه	سپتامبر	اکتبر-سپت-دسامبر	اکتبر	سپتامبر	می	فوریه	می	آوریل
تعداد	تعداد	۳	۲	۴	۳	۴	۳	۴	۲

خطای برآورد در تمام ایستگاه‌های سینوپتیک با هم مقایسه شد. مطابق شکل ۳ بر اساس معیار MAE در بیشتر ایستگاه‌ها کمترین مقدار خطای بارش در ماه‌های فصل بهار به‌دست آمده است. علت اصلی آن بارش اندک در این فصل نسبت به سایر فصول بوده است. خطا در فصل پاییز و در ماه سپتامبر و اکتبر زیاد است. علت اصلی بارش‌های شدید و فراگیر فصل پاییز توده هوای قطبی قاره‌ای است که ورود آن به منطقه از طریق زبانه‌های پرفشار سیبری می‌باشد. این توده هوای سرد و خشک به هنگام عبور از روی دریا در اثر جذب رطوبت و گرما ناپایدار شده و باعث بارش‌های قابل توجه در این فصل می‌شود. خطای برآورد در ایستگاه انزلی بیشتر از سایر ایستگاه‌ها است. دقت برآورد در قسمت‌های پربارش نیمه‌ی غربی کمتر از قسمت‌های کم‌بارش تر نیمه‌ی شرقی می‌باشد. کمترین مقدار خطا در ایستگاه گرگان به‌دست آمده است.

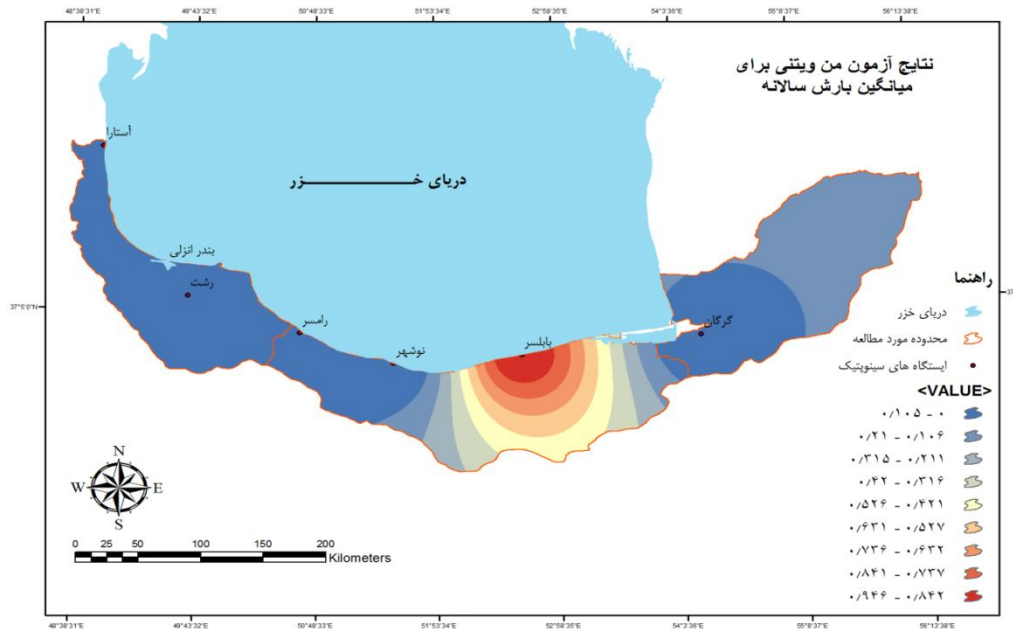


شکل ۳- خطای برآورد بارش ایستگاه‌های سینوپتیک بر اساس معیار MAE

تغییرات زمانی و مکانی پارامتر بارش از توزیع نرمال تبعیت نمی‌کند و به این دلیل برای بررسی و مقایسه‌ی آن باید از روش‌های ناپارامتریک استفاده شود (قرمز چشمه، ۱۳۹۲). در این پژوهش از روش ناپارامتریک من-ویتنی برای مقایسه‌ی ماهانه و سالانه‌ی بارش مشاهده‌ای و برآوردی به‌وسیله مدل SDSM در ایستگاه‌های مورد بررسی در منطقه استفاده شد. نتایج به‌دست آمده در جدول ۲ و شکل ۴ آورده شده است. فرض H0 آزمون بر این استوار است، که بین داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های برآوردی به‌وسیله مدل اختلاف معنی‌داری وجود ندارد و بر اساس فرض H1 بین داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های برآوردی به‌وسیله مدل اختلاف معنی‌دار وجود دارد. بر این اساس در ایستگاه انزلی، به غیر از ماه‌های فوریه و اوت، که مدل با دقت بالایی شبیه‌سازی کرده است، در سایر ماه‌ها عدم قطعیت مدل بالا بوده است و دارای اختلاف معنی‌دار با داده‌های مشاهده‌ای است. مدل در ایستگاه آستارا از دقت بالایی برخوردار بوده و برآورد مدل در ماه‌های ژانویه، فوریه، مارس، اوت، اکتبر، نوامبر و دسامبر قطعیت بالایی دارد. مدل در ماه‌های آوریل، ژوئن، ژوئیه و سپتامبر با عدم قطعیت بیشتر شبیه‌سازی کرده است. داده‌های مشاهده‌ای و برآوردی سالانه نیز در ایستگاه آستارا دارای اختلاف معنی‌دار بوده است. در ایستگاه بابلسر در ۱۰ ماه از سال مدل با دقت بالایی برآورد کرده است و با توجه به میزان عدم قطعیت به‌دست آمده به‌وسیله آزمون من-ویتنی، اختلاف معنی‌داری بین داده‌های مشاهده‌ای و برآوردی در این ماه‌ها وجود ندارد. در این ایستگاه، فقط در ماه‌های سپتامبر و دسامبر مدل با دقت پایین شبیه‌سازی کرده است. بالاترین دقت مدل در ماه نوامبر مشاهده شد. در ایستگاه گرگان در ماه‌های مارس، ژوئیه، نوامبر و دسامبر، عدم قطعیت داده‌های برآوردی بیشتر است و اختلاف معنی‌دار بین داده‌های مشاهده‌ای و برآوردی بارش وجود دارد. در سایر ماه‌های سال مدل SDSM با دقت بالا برآورد کرده است. با توجه به جدول ۲ مدل در ماه‌های فصل پاییز با دقت کمتری برآورد کرده است. در ایستگاه نوشهر نسبت به سایر ایستگاه‌ها مدل از عملکرد ضعیف‌تری برخوردار بوده است به‌طوری‌که به غیر از ماه‌های ژانویه، فوریه و ژوئن، در سایر ماه‌ها دقت مدل پایین بوده و اختلاف معنی‌دار بین داده‌های مشاهده‌ای و برآوردی وجود دارد و فرض H1 در این ماه‌ها پذیرفته است. بیشترین دقت مدل در ماه‌های ژانویه و فوریه به دست آمده است، به‌طوری‌که سطح معنی‌داری در آن معادل ۰/۵۴ است. در ایستگاه رامسر در ماه‌های فوریه، آوریل، می، ژوئن، اوت، اکتبر و دسامبر، مدل SDSM بارش را به خوبی شبیه‌سازی نموده است. کمترین اختلاف مقادیر شبیه‌سازی و مشاهده‌ای در ماه‌های فوریه و ژوئن با سطح معنی‌داری ۰/۷۶ به دست آمد. در ایستگاه رشت، مدل داده‌های بارش دوره‌ی آبی را با دقت بالایی برآورد کرده است. به‌طوری‌که، در ماه‌های ژانویه، فوریه، آوریل، اوت، اکتبر و دسامبر اختلاف معنی‌داری بین داده‌های مشاهده‌ای و برآوردی به دست نیامد. بیشترین عدم قطعیت مدل در ماه نوامبر بوده است، به‌طوری‌که سطح معنی‌داری مقادیر برآوردی و مشاهده‌ای معادل ۰/۰۰۱ بوده است. بر اساس نتایج پهنه‌بندی مطابق شکل ۵ بیشینه عدم قطعیت در ایستگاه بابلسر محاسبه شد.

جدول ۲- سطح معنی‌داری ماهانه‌ی بارش ایستگاه‌های سینوپتیک بر اساس آزمون من-ویتنی و مدل SDSM

ایستگاه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر	سالانه
انزلی	۰/۰۰	۰/۳۲	۰/۰۰	۰/۰۳۷	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۶۳۳	۰/۰۰۷	۰/۰۰۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
آستارا	۰/۸۹	۰/۷۲	۰/۱۶	۰/۰۰۱	۰/۰۷۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۲۵۴	۰/۰۰۰	۰/۴۹۱	۰/۰۸۶	۰/۵۳۹	۰/۰۰۰
بابلسر	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۱۰	۰/۱۵۰	۰/۰۹۴	۰/۱۷۸	۰/۰۹۴	۰/۹۴۶	۰/۰۱۷	۰/۷۲۰	۱/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۹۴۶
گرگان	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۷۶۹	۰/۷۰۱	۰/۳۷۶	۰/۰۰۴	۰/۴۰۱	۰/۳۰۲	۰/۸۶۷	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۹
نوشهر	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۰۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۱	۰/۱۵۰	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۰
رامسر	۰/۰۴	۰/۷۶	۰/۰۰	۰/۳۰۶	۰/۱۶۴	۰/۷۶۹	۰/۰۰۸	۰/۱۰۴	۰/۰۲۲	۰/۲۲۰	۰/۰۰۸	۰/۶۱۶	۰/۰۲۷
رشت	۰/۷۳	۰/۸۰	۰/۰۲	۱/۰۰۰	۰/۸۳۹	۰/۰۲۴	۰/۰۱۶	۰/۰۵۰	۰/۰۶۸	۰/۱۰۵	۰/۰۰۱	۰/۵۵۰	۰۰۹



شکل ۵- پهنه بندی اختلاف بارش ایستگاه های سینوپتیک بر اساس آزمون من- ویتنی

به منظور جمع بندی و مقایسه دقت مدل SDSM در ایستگاه های مورد بررسی، تعداد ماه هایی که در آن ها، مقادیر برآوردی و مشاهده ای پارامترهای بارش تفاوت معنی داری با هم ندارند و به عبارتی دارای برابری میانگین هستند، ملاک عمل قرار گرفت. بدین منظور در هر ایستگاه تعداد ماه هایی که فرض H_0 آزمون من- ویتنی پذیرفته شد، محاسبه و در جدول ۳ آورده شد. در مجموع از کل نتایج به دست آمده می توان چنین نتیجه گرفت که چنانچه در هر ایستگاه تعداد ماه هایی از سال که مقادیر برآوردی به وسیله مدل با مقادیر مشاهده ای اختلاف نداشته است ملاک سنجش قرار گیرد، می توان این گونه بیان کرد که در مجموع در ایستگاه انزلی در دو ماه، در ایستگاه آستارا در هشت ماه، در ایستگاه بابلسر در ۱۱ ماه، در ایستگاه گرگان در هشت ماه، در ایستگاه نوشهر در دو ماه، در ایستگاه رامسر در هفت ماه و در ایستگاه رشت در هشت ماه از سال بین مقادیر برآوردی بارش به وسیله مدل SDSM و مقادیر مشاهده ای ایستگاه اختلاف معنی داری وجود ندارد و به این ترتیب بیشترین دقت مدل در ایستگاه بابلسر (با مجموع ۱۱ ماه بدون اختلاف معنی دار) و کمترین دقت مدل در ایستگاه نوشهر (دو ماه بدون اختلاف معنی دار) بوده است. همچنین مدل در ماه های فوریه و اوت در تمامی ایستگاه ها بدون اختلاف برآورد کرده است.

جدول ۳- تعداد ماه های بدون اختلاف معنی دار بین مقادیر مشاهده ای و برآوردی مدل SDSM

مدل	پارامتر اقلیمی	انزلی	آستارا	بابلسر	گرگان	نوشهر	رامسر	رشت
SDSM	بارش	۲	۸	۱۱	۸	۳	۷	۸
	دمای بیشینه	۵	۳	۶	۴	۶	۷	۱۱
	دمای کمینه	۵	۶	۳	۱	۹	۶	۸

نتیجه گیری

نتایج حاصل از محاسبه مقادیر خطای مطلق، به صورت تحلیل بیشینه و کمینه خطای ماهانه بدست آمده در هر یک از ایستگاه های سینوپتیک به وسیله هر دو آزمون MAE و MBE و سناریوهای A_2 و B_2 بیانگر این بود که خطای بارش برآوردی بر اساس معیار MBE در بیشتر ایستگاه های سینوپتیک در فصل پاییز زیاد بوده و بیشینه اختلاف در ماه های اکتبر، سپتامبر و دسامبر محاسبه

شد. بر اساس معیار MAE نیز خطا در فصل پاییز و در ماه سپتامبر بیشتر از سایر فصول بوده است. با توجه به خطای محاسبه شده تو به وسیله سطر هر دو معیار کمینه خطای برآورد در فصل بهار و در ماه های آوریل و می بدست آمد.

مقایسه مقدار خطای ایستگاه های سینوپتیک بر اساس معیار MAE نشان داد که، خطای برآورد در ایستگاه انزلی بیشتر از سایر ایستگاه ها است، در بیشتر ایستگاه ها کمترین مقدار خطای بارش در ماه های فصل بهار به دست آمده است. علت اصلی آن بارش اندک در این فصل نسبت به سایر فصول بوده است. مقایسه مقدار خطای ایستگاه های سینوپتیک بر اساس معیار MBE بیانگر این بود که کمترین مقدار خطا در ایستگاه های گرگان و بابل سر به دست آمده است. با توجه به این که بارش در سواحل جنوبی دریای خزر از شرق به طرف غرب افزایش می یابد ایستگاه های گرگان و بابل سر کم بارش تر از سایر ایستگاه های منطقه هستند. در ایستگاه های کم بارش مقدار خطای محاسبه شده نیز اندک به دست آمده است. در سایر ایستگاه های نیمه ی غریبی دریای خزر به ویژه در ایستگاه انزلی و نوشهر و رامسر و رشت خطای برآورد نسبت به ایستگاه های واقع در نیمه ی شرقی دریای خزر بیشتر بوده است. به طور کلی در تمام ایستگاه ها خطای برآورد در فصل بهار کمتر بوده است.

مقدار عدم قطعیت بارش به روش مقایسه ای میانگین ها به وسیله روش ناپارامتریک من - ویتنی مورد آزمون قرار گرفت. نتایج آزمون نشان داد که بیشترین دقت مدل در برآورد بارش در ایستگاه بابل سر (با مجموع ۱۱ ماه بدون اختلاف معنی دار) و کمترین دقت مدل در ایستگاه نوشهر (دو ماه بدون اختلاف معنی دار) بوده است. همچنین برآورد مدل در ماه های فوریه و اوت در تمامی ایستگاه ها بدون اختلاف بود. بر اساس نتایج به دست آمده هر دو معیار MAE و MBE و همچنین آزمون من ویتنی در برآورد مقدار خطای برآورد مقادیر بارش منطقه از توانایی بالایی برخوردار بود.

منابع

- انصاری، حسین، خدیوی، مهدی، صالح نیا، نسرین، بابائیان، ایمان، (۱۳۹۳)، بررسی قطعیت مدل LARS تحت سناریوهای A2، A1B و B1 در پیش بینی بارش و دما (مطالعه ی موردی: ایستگاه سینوپتیک مشهد)، نشریه آبیاری و زهکشی ایران، شماره ۴، انجمن آبیاری و زهکشی ایران، تهران.
- پوررضا بیلندی، محسن، آخوند علی، علی محمد، قهرمان، بیژن، (۱۳۹۱)، تحلیل عدم قطعیت در برآورد پارامترهای مدل توزیعی بارش - رواناب با کاربرد الگوریتم مونت کارلو - زنجیره مارکوف، مجله پژوهش منابع آب ایران، شماره ۱۱، دانشگاه شهر کرد.
- جهانبخش اصل، سعید، خورشید دوست، علی محمد، عالی نژاد، محمد حسین، پوراصغر، فرناز، (۱۳۹۵)، تاثیر تغییر اقلیم بر دما و بارش با در نظر گرفتن عدم قطعیت مدل ها و سناریوهای اقلیمی، نشریه ی هیدروژئومورفولوژی، شماره ۷، دانشگاه تبریز، تبریز.
- روحانی، حامد، قندی، اعظم، سیدیان، سیدمرتضی، کاشانی، مجتبی، (۱۳۹۶)، بررسی عدم قطعیت شبیه سازی بارش آینده (مطالعه موردی: ایستگاه همدیدی بجنورد مشهد)، نشریه پژوهش های حفاظت آب و خاک، شماره اول، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان.
- سید کابل، حسام، (۱۳۹۴)، عدم قطعیت حداکثر بارش روزانه تحت سناریوهای انتشار و گازهای گلخانه ای در افق ۲۰۴۰، نشریه اکوهیدرولوژی، شماره ۴، دانشگاه تهران، تهران.
- شرافتی، احمد، ذهبیون، باقر، (۱۳۹۱)، تحلیل عدم قطعیت در برآورد سیلاب با مدل HEC-HMS در حوضه آبریز سد جامیشان، نشریه هیدرولیک، شماره ۱، انجمن هیدرولیک ایران، تهران.
- شهیدی، علی، تاجبخش، سید محمد، خاشعی سیوکی، عباس، خزیمه نژاد، حسین، جعفرزاده، احمد، (۱۳۹۶)، تحلیل عدم قطعیت متغیرهای بارش و دما تحت تاثیر تغییر اقلیم (مطالعه موردی: استان خراسان جنوبی)، نشریه اکوهیدرولوژی، دانشگاه تهران، تهران.
- فتحیان، حسین، صدقی، حسین، بوستانی، فردین، موسوی جهرمی، حبیب، منشوری، محمد، (۱۳۸۹)، تحلیل عدم قطعیت مقدار، توزیع زمانی و مکانی بارش در پیش بینی سیل، نشریه علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، شماره ۱۳، تهران.

- قرمزچشمه، باقر، رسولی، علی اکبر، رضایی بنفشه، مجید، مساح بوانی، علیرضا، خورشیددوست، علی محمد، (۱۳۹۵)، بررسی عدم قطعیت شبیه سازی شبکه عصبی مصنوعی در ریزمقیاس نمایی مدل HadCM3 با روش فاصله اطمینان بوت استرپ، نشریه مدیریت آب، شماره ۷، دانشاه شیراز.
- کبیر، آتنا، بهره مند، عبدالرضا، (۱۳۹۲)، بررسی عدم قطعیت پارامترهای مدل بارش- رواناب WET SPA با استفاده از روش مونت کارلو، نشریه پژوهش های حفاظت آب و خاک، شماره ۵، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان.
- کمال، علیرضا، مساح بوانی، علیرضا، (۱۳۹۰)، ارزیابی عدم قطعیت مدل های AOGCM-AR4 و مدل های هیدرولوژی در تخمین دما- بارش و رواناب حوضه قره سو تحت تاثیر تغییر اقلیم، مجله پژوهش منابع آب ایران، شماره ۹، دانشگاه شهر کرد.
- نورعلی، مه روز، قهرمان، بیژن، پوررضا بیلندی، محسن، داوری، کامران، (۱۳۹۶)، تخمین عدم قطعیت مدل شبیه سازی سیلاب HEC-HMS با استفاده از الگوریتم مونت کارلو- زنجیره مارکف، پژوهشنامه مدیریت حوضه آبخیز، شماره ۱۵، تهران.
- Hughes, D.A., Mantel, S., and Mohobane, T. 2014. An assessment of the skill of downscaled GCM outputs in simulating historical patterns of rainfall variability in South Africa. *Hydrology Research*. 45: 1. 134-147.
- Kent, C., Chadwick, R., and Rowell, P.D. 2015. Understanding Uncertainties in Future Projections of Seasonal Tropical Precipitation. *J. Clim.* 28: 4390-4413.
- Kumar, P., Wiltshire, A., Mathison, C., Asharaf, Sh., Ahrens, B., Lucas-Picher, P., Christensen, H.J., Gobiet, A., Saeed, F., Hagemann, S., and Jacob, D. 2013. Downscaled climate change projections with uncertainty assessment over India using a high resolution multi-model approach. *Science of the Total Environment*. 468: 18-30.
- Rowell, D.P., Senior, C.A., Vellinga, M., and Graham, R.J. 2016. Can climate projection uncertainty be constrained over Africa using metrics of contemporary performance? *Climate Change*. 134: 621-633.
- Sunyer, M.A., Hundecha, Y., Lawence, D., Willems, P., Martinkova, M., Vormoor, K., Burger, G., Hanel, M., Kriauciuniene, J., Loukas Osuch, M., and Yucel, I. 2014. Inter-comparison of projection of extreme precipitation in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 11: 6167-6214.
- Yu, W., Nakakita, E., Kim, S., and Yamaguchi, K. 2016. Impact assessment of uncertainty propagation of ensemble NWP rainfall to flood forecasting with catchment scale. *Advances in Meteorology*. 2016: 1-17.
- Zhang, H., Huang, G., Wang, D., and Zhang, X. 2011. Uncertainty assessment of climate change impacts on the hydrology of small prairie wetlands. *J. Hydrol.* 396:1-2. 94-103.