سال شانزدهم، شماره‌ی ۵۶
زمستان ۱۳۹۵، صفحات ۱۱۳-۹۵

دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

حسین محمدی[۱]
قاسم عزیزی[۲]
فاطمه ربانی[۳]
داریوش مظاهری[٤]

# پیش بینی درازمدت متغیرهای اقلیمی در ساحل شمالی ایران با تأکید بر عدم قطعیت مدل های اقلیم جهانی

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۷/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۲/۲۳

## چکیده

تغییر اقلیم در دوره‌های آتی می‌تواند تبعات منفی گوناگونی بر منابع آب، کشاورزی، محیط‌زیست، بهداشت، اقتصاد و... برجای گذارد. هدف این پژوهش، بررسی وضعیت اقلیم آینده در ساحل شمالی ایران است. داده‌های مورد استفاده شامل داده‌های روزانه بارش، دمای بیشینه، دمای کمینه و ساعت آفتابی مربوط به ۱۰ ایستگاه سینوپتیک حاشیه دریاچه خزر و داده‌های ماهانه دما و بارش مدل‌های جفت شده جوی-اقیانوسی می‌باشد. عدم قطعیت و عملکرد مدل‌های اقلیم جهانی با استفاده از معیارهای دقت برای دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) بررسی و اعتبارسنجی مدل مولد تصادفی داده‌های آب‌وهوایی با استفاده از آزمون‌های آماری کلموگراف-سمیرنوف، T و F در تمام ایستگاه‌ها ارزیابی گردید. اقلیم آینده منطقه خزری براساس مدل‌های Mpeh و Ncccsm برای دوره‌های آماری ۲۰۳۰-۲۰۱۱ و ۲۰٦۵-۲۰٤٦ تحت سه سناریوی A1B، A2 و B1 پیش‌بینی‌شده است. نتایج حاصل از پیش‌بینی دما و بارش در منطقه خزری نشان داد که روند دما در آینده افزایشی است و این افزایش برای دمای حداقل بیش‌تر از

۱- استاد گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران.
۲- دانشیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران.
۳- دانشجوی دکتری دانشگاه تهران.
٤- استاد گروه زراعت و اصلاح نباتات دانشگاه تهران.
E-mail: hmmohammadi@yahoo.com

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

دمای حداکثر می‌باشد. بیش‌ترین افزایش دما نسبت به دوره مشاهداتی، در دوره اول در ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر (فصل پاییز) و در دوره دوم در ماه‌های ژوئیه، اوت و سپتامبر (فصل تابستان) مشاهده شده است. همچنین بررسی‌های فصلی و ماهانه بارش نشان می‌دهد که در منطقه خزری در دوره آتی بارش پاییزه افزایش و بیش‌ترین بارش با یک ماه تأخیر نسبت به دوره کنونی در ماه نوامبر رخ خواهد داد. بارش در فصل زمستان به‌ویژه در ماه فوریه نسبت به دوره مشاهداتی افزایش و در فصل تابستان ۱۳ درصد و در بهار حدود ۵ درصد کاهش خواهد یافت.

**کلید واژه‌ها**: تغییر اقلیم، مدل‌های جفت شده جوی-اقیانوسی، مدل مولد تصادفی آب‌وهوا، منطقه خزری.

**مقدمه**

تغییر آب‌وهوا یکی از پیچیده‌ترین چالش‌هایی است که بشر در حال حاضر و در آینده با آن مواجه بوده و خواهد بود. گزارش‌ها هیات بین‌الدول تغییر اقلیم نشان می‌دهد که دمای زمین تا سال ۲۱۰۰ در مقایسه با سال ۱۹۹۰ حدود ۱/٤ تا ۵/۸ درجه سلسیوس افزایش خواهد یافت (گزارش هیات بین‌الدول تغییر اقلیم، ۲۰۰۱: ۱۳). این افزایش ناشی از انتشار گازهای گلخانه‌ای انسان منشأ می‌باشد و چنانچه در حال حاضر این انتشار متوقف شود، تغییر اقلیم تا اواخر قرن بیست‌ویک ادامه خواهد یافت (گزارش کارگروه ۲ هیات بین‌الدول تغییر اقلیم، ۲۰۰۷: ۱۹).

در سال‌های اخیر، جهت شناخت تغییرات آب‌وهوا و پیامدهای آن در دهه‌ها و قرن‌های بعد، استفاده از مدل‌های جفت شده جوی-اقیانوسی مورد توجه قرار گرفته است. این مدل‌ها ابزار شناخته شده‌ای برای مطالعه اقلیم آینده هستند (ایکسو[5]، ۱۹۹۹: ۲۳۰) و قادرند متغیرهای اقلیمی را برای دوره طولانی با استفاده از سناریوهای مختلف مدل‌سازی نمایند (عباسی و همکاران، ۱۳۸۹: ۲۱۸). مدل‌های گردش عمومی قادر به آشکارسازی رفتار اقلیم در مقیاس کوچک نیستند، لذا بایستی خروجی این گونه مدل‌ها را به مقیاس کوچک و منطقه‌ای تبدیل کرد. از جمله ابزارهای مطالعه اقلیم آینده در مقیاس کوچک و محلی، استفاده از مدل‌های مولد داده‌های آب‌وهوایی است. این مدل‌ها قادر برای پیش‌بینی وضع هوا یا اقلیم نیستند بلکه جهت بررسی اثرات و ارزیابی اقلیم دهه‌های آتی طراحی شده‌اند.

دلایل متعددی برای گسترش مولدهای آب‌وهوایی تصادفی و استفاده از داده‌های مصنوعی به‌جای داده‌های مشاهداتی وجود دارد. اولین دلیل، تولید سری زمانی طولانی مدت داده‌های آب‌وهوایی است که برای ارزیابی ریسک در مطالعات هیدرولوژی و کشاورزی کاربرد دارد. داده‌های آب‌وهوایی مشاهداتی روزانه مهم‌ترین ورودی برای مدل‌های ریاضی در مطالعات هیدرولوژی، کشاورزی و کاربری اراضی است؛ اما طول سری زمانی داده‌ها اغلب ناکافی است که امکان تخمین خوب وقایع حدی را نمی‌دهند. دومین دلیل این‌که، مولدهای آب‌وهوایی در

5- Xu

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

مکان‌هایی که داده‌های آب‌وهوایی مشاهداتی در دسترس نیستند میانگین‌های متغیرهای اقلیمی را شبیه‌سازی می‌کنند. این کار با درون‌یابی پارامترهای حاصل از مولد آب‌وهوایی بین مکان‌ها و با استفاده از تکنیک‌های میان‌یابی نظیر کریجینگ یا اسپیلاین به‌دست می‌آید. بخش سوم از کاربرد مولدهای آب‌وهوایی که اخیرا توسعه یافته است، مربوط به مطالعات تغییر اقلیم است. با استفاده از این مولدها می‌توان بروندادهای مدل‌های گردش عمومی جو را که به دلیل تفکیک فضایی زیاد قابل استفاده نمی‌باشند، در مقیاس کوچک‌تر استفاده نمود. علاوه بر این، مولدهای آب‌وهوایی از ابزار محاسباتی کم‌هزینه برای تولید سناریوهای تغییر اقلیم استفاده می‌کنند (زمنف و بارو[6]، ۱۹۹۷: ۳۹۸). تاکنون مطالعات بسیاری در زمینه بررسی نوسانات اقلیمی و تغییر اقلیم با استفاده از مدل‌های جفت شده جوی–اقیانوسی و مدل‌های مولد داده‌های هواشناسی انجام شده است. مساح بوانی و همکاران (۱۳۸٤)، اثر تغییر اقلیم بر دما، بارندگی و رواناب حوضه آبریز زاینده‌رود را با استفاده از برونداد مدل HadCM3 و دو سناریوی A2 وB2 برای دو دوره آماری ۳۰ ساله (۲۰۳۹–۲۰۱۰ و ۲۰۹۹–۲۰۷۰) مورد مطالعه قرار داده‌اند. در این مطالعه، تأثیر تغییر اقلیم بر جریان ورودی سد چادگان با استفاده از تکنیک شبکه عصبی مصنوعی[7] و شبیه‌سازی رواناب بررسی گردید. نتایج نشان داد که جریان آب رودخانه ۵/۸ درصد کاهش و ضریب تغییر جریان تا ۳ برابر افزایش خواهد یافت. به‌علاوه مقایسه سناریوهای A2 و B2 نشان از وضعیت بحرانی‌تر سناریوی A2 در این حوضه داشته است. بابائیان و همکاران (۱۳۸۸)، با استفاده از مدل ECHO-G و داده‌های ٤۳ ایستگاه سینوپتیک ایران، تغییر اقلیم ایران را برای دوره ۲۰۱۰ تا ۲۰۳۹ میلادی بررسی نمودند. بررسی آن‌ها نشان داد که در دوره مطالعاتی مذکور، بارش حدود ۹ درصد کاهش و میانگین سالانه دما به میزان ۰/۵ درجه سلسیوس افزایش خواهد یافت. محمدی و همکاران (۱۳۸۹)، تغییرات بارش و دمای ایران را با استفاده از مدل ارزیابی گازهای گلخانه‌ای[8] و ۸ سناریو بررسی نمودند. نتایج این بررسی افزایش دما به‌ویژه برای نواحی جنوبی و مرکزی ایران و کاهش بارش در تمامی نواحی ایران را نشان داد. بوبرگ و همکاران (۲۰۱۰)، با استفاده از هفت مدل منطقه‌ای و تحت سناریوی A1B در هشت منطقه اروپا، کاهش در روزهای با بارش متوسط و افزایش روزهای با بارش شدید را نتیجه گرفتند. چن و همکاران (۲۰۱۳)، با استفاده از تکنیک ریز مقیاس نمایی آماری به پیش‌بینی بارش و دما در سودان پرداختند. در این بررسی، با استفاده از ۷ مدل گردش عمومی و سناریو SRA2، مشخص گردید که بارش سودان در فصل بارانی و به‌ویژه در جنوب سودان روندی افزایشی خواهد داشت.

تغییرات اقلیمی گسترده در سطح جهان و پیامدهای آن، لزوم مطالعه اثرات تغییر اقلیم را به‌ویژه برای برنامه‌ریزان کشورها جهت ارزیابی و پیش‌بینی اقلیم دهه‌های آتی در بخش‌های مختلف اقتصادی، اجتماعی و برنامه‌ریزی‌های استراتژیک بیش‌ازپیش نمایان می‌سازد. مطالعه حاضر بر آن است تا وضعیت اقلیم آینده را در ساحل شمالی ایران

6- Semenov and Barrow
7- Artificial Neural Network (ANN)
8- Magicc Scengen

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

بررسی نماید. استان‌های شمالی ۹/۷۵ درصد از جمعیت کل کشور (مرکز آمار ایران، ۱۳۹۰: ۳۹) و ۱۱/۰٦ درصد از سطح زیر کشت اراضی زراعی کشور (آمارنامه کشاورزی، ۱۳۹۰: ٦) را دارا می‌باشند. از طرف دیگر منابع آب و کشاورزی نقش اساسی در وضعیت اقتصادی و اجتماعی مردم این منطقه دارد. بنابراین، هرگونه تغییری در پارامترهای اقلیمی می‌تواند بر منابع آب، محیط‌زیست، محصولات کشاورزی، سلامت انسان و... تأثیر داشته باشد. گرچه تحقیقات بسیاری در زمینه تغییر اقلیم ایران صورت پذیرفته است، لکن در این تحقیق سعی شده تا رفتار اقلیم آینده در ساحل شمال ایران با در نظرگرفتن عدم قطعیت مدل‌های گردش عمومی جو بررسی گردد.

## مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی این تحقیق حاشیه دریاچه خزر است که شامل استان‌های گیلان، مازندران و گلستان می‌باشد. در این مطالعه، از جامعه آماری موجود ایستگاه‌هایی مورد توجه قرار گرفتند که طول دوره آماری آن‌ها جهت پیش‌بینی کافی باشد و توزیع جغرافیایی ایستگاه‌ها تمام حاشیه دریاچه خزر را شامل شود. (جدول ۱) ویژگی‌های جغرافیایی ایستگاه‌های سینوپتیک منتخب را نشان می‌دهد. ایستگاه‌های بندر انزلی، رشت، بابلسر، رامسر، نوشهر و گرگان با طول دوره آماری ۳۰ سال (۲۰۱۰-۱۹۸۱)؛ و به‌منظور بررسی دقیق‌تر اقلیم آینده و به لحاظ این‌که مدل مولد داده‌های آب‌وهوایی می‌تواند برای ایستگاه‌هایی با دوره آماری ۱۵ سال نیز داده تولید نمایند، ایستگاه‌های آستارا (۲٤ سال)، قراخیل قائم‌شهر (۲٦ سال)، منجیل و مراوه تپه (۱۷ سال) با طول دوره آماری کم‌تر از ۳۰ سال مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

**جدول ۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه**

| منطقه | ایستگاه | نوع | عرض جغرافیایی | طول جغرافیایی | ارتفاع (متر) | طول دوره آماری |
|---|---|---|---|---|---|---|
| ایران | آستارا | سینوپتیک | ٤٨ ° ٥٢′ | ٣٨ ° ٢٥′ | -۱۸/۰ | ۲۰۱۰-۱۹۸٦ |
| | بندر انزلی | سینوپتیک | ٤٩ ° ٢٧′ | ٣٧ ° ٢٩′ | -۲۳/٦ | ۲۰۱۰-۱۹۵۱ |
| | بابلسر | سینوپتیک | ٥٢ ° ٣٩′ | ٣٦ ° ٤٣′ | -۲۱ | ۲۰۱۰-۱۹۵۱ |
| | رامسر | سینوپتیک | ٥٠ ° ٤٠′ | ٣٦ ° ٥٤′ | -۲۰ | ۲۰۱۰-۱۹۵۵ |
| | رشت | سینوپتیک | ٤٩ ° ٣٧′ | ٣٧ ° ١٩′ | -۸/٦ | ۲۰۱۰-۱۹۵٦ |
| | گرگان | سینوپتیک | ٥٤ ° ٢٤′ | ٣٦ ° ٥٤′ | ۰ | ۲۰۱۰-۱۹۵۲ |
| | قراخیل قائمشهر | سینوپتیک | ٥٢ ° ٤٦′ | ٣٦ ° ٢٧′ | ۱٤/۷ | ۲۰۱۰-۱۹۸٤ |
| | منجیل | سینوپتیک | ٤٩ ° ٢٥′ | ٣٦ ° ٤٤′ | ۳۳۸/۳ | ۲۰۱۰-۱۹۹۳ |
| | مراوه تپه | سینوپتیک | ٥٥ ° ٥٧′ | ٣٧ ° ٥٤′ | ٤٦۰ | ۲۰۱۰-۱۹۹۳ |
| | نوشهر | سینوپتیک | ٥١ ° ٣٠′ | ٣٦ ° ٣٩′ | -۲۰/۹ | ۲۰۱۰-۱۹۷۷ |

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

داده‌های مورد استفاده شامل داده‌های روزانه بارش، دمای بیشینه، دمای کمینه و ساعت آفتابی است که از سازمان هواشناسی کشور به‌منظور واسنجی و اعتبارسنجی مدل مولد داده‌های آب‌وهوایی و داده‌های ماهانه دما و بارش مدل‌های گردش عمومی جو برای دوره آماری ۲۰۰۰-۱۹۸۱ (دوره پایه) از مرکز سناریوی تغییر اقلیم کانادا[9] جهت بررسی عملکرد مدل‌های گردش عمومی جو استخراج شده‌اند.

برای فائق آمدن به نقیصه تفکیک فضایی کم در مدل‌های گردش عمومی جو از تکنیک ریزمقیاس نمایی برای تبدیل خروجی‌های مدل‌های گردش عمومی به متغیرهایی در مقیاس محلی استفاده شده است. روش‌های ریزمقیاس نمایی برونداد مدل‌های گردش عمومی عبارتند از: روش تناسبی، روش درون‌یابی اطلاعات سلول مجاور، ریزمقیاس نمایی دینامیکی با استفاده از مدل‌های اقلیم منطقه‌ای[10] و ریزمقیاس نمایی آماری (کمال و مساح بوانی، ۱۳۹۱: ۱۸۰). در میان این روش‌ها، ریزمقیاس نمایی دینامیکی با استفاده از مدل‌های اقلیم منطقه‌ای و ریزمقیاس نمایی آماری روش‌های پرکاربرد و شناخته شده‌ای هستند. مدل‌های اقلیم منطقه‌ای با استفاده از خروجی مدل‌های گردش عمومی، فرآیندهای جوی را برای مقیاس کوچک‌تر با تفکیک‌پذیری مکانی دقیق‌تر (مقیاس زمانی روزانه با قدرت تفکیک ۵۰ کیلومتر) شبیه‌سازی می‌کنند. از نظر محاسباتی، مدل‌های منطقه‌ای پرهزینه هستند و معمولا برونداد آن‌ها برای بسیاری از مناطق و سناریوها در دسترس نمی‌باشد. در مقایسه با این روش، روش ریزمقیاس نمایی آماری کم‌هزینه بوده و برای تخمین اثرات محلی تغییر اقلیم بسیار مناسب است (ویلبای، ۲۰۰۷: ۷). تکنیک‌های ریزمقیاس نمایی آماری برونداد گردش عمومی جو عبارتند از: روش‌های مبتنی بر الگوی آب‌وهوا، روش‌های تصادفی و روش‌های وایازی. روش مولد تصادفی داده‌های آب‌وهوایی[11] برای ریزمقیاس نمایی امتیاز بیش‌تری دارد. این روش سری‌های طولانی‌مدتی را تولید می‌کند و عدم قطعیت نوسانات اقلیمی را کاهش می‌دهد (زمنف و همکاران، ۲۰۰۲: ۲). در این روش علاوه بر تغییر در میانگین، تغییر در نوسانات نیز نشان داده می‌شود (پرادهم و همکاران، ۲۰۰۲: ۱۱۳۸).

در مطالعه حاضر جهت ریزمقیاس نمایی خروجی مدل‌های گردش عمومی جو، از مدل مولد تصادفی داده‌های آب‌وهوایی لارس[12] استفاده شده است. مدل لارس برای شبیه‌سازی داده‌های آب‌وهوایی در مکان معین تحت شرایط اقلیم پایه و آینده استفاده می‌شود. در این مدل با استفاده از داده‌های آب‌وهوایی مشاهده شده روزانه مربوط به مکانی معین، سری‌های روزانه دمای بیشینه، دمای کمینه، بارش، تابش و تبخیر و تعرق تولید می‌شود. مدل لارس از توزیع نیمه تجربی برای مدل‌سازی طول دوره‌های خشک و تر، بارش روزانه و سری‌های تابش استفاده می‌کند (زمنف و همکاران، ۱۹۹۸: ۹۶).

9- CCCSN
10- RCMs
11- Weather Generator (WGs)
12- Lars-WG

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

در نسخه جدید مدل مولد داده‌های آب‌وهوایی لارس، پیش‌بینی‌ها با استفاده از ۱۵ مدل گردش عمومی جو براساس سناریوهای انتشار مختلف صورت می‌پذیرد. در میان ۱۵ مدل موجود در لارس، تنها ٦ مدل هر سه سناریوی A1B، A2 و B1 را دارا می‌باشند که در این مطالعه استفاده شده است (جدول شماره ۲). مدل‌های گردش عمومی نوعی مدل کامپیوتری برای شناخت و پیش‌بینی آب‌وهوا و تغییر اقلیم هستند که عمدتاً مدل‌های اقلیم جهانی نامیده می‌شوند. این مدل‌ها رفتار اقلیم را با تلفیق انواع معادلات دینامیک سیالات، شیمیایی و بیولوژیکی تشریح می‌کنند. دو نوع مدل با عنوان مدل‌های گردش عمومی جو و مدل‌های گردش عمومی اقیانوس وجود دارد. با جفت شدن این مدل‌ها، مدل‌های جفت شده گردش عمومی جو–اقیانوس[13] به‌وجود آمده است (گزارش کارگروه ۱ هیات بین‌الدول تغییر اقلیم، ۲۰۰۷: ٦۰۲).

**جدول ۲- مشخصات مدل‌های گردش عمومی جو**

| ردیف | مدل‌های گردش عمومی | مرکز تحقیقات | قدرت تفکیک مکانی |
|---|---|---|---|
| ۱ | GFDL-CM2 | این مدل در آزمایشگاه ژئوفیزیک دینامیک سیالات امریکا تولید شده است. در این مرکز مدل‌های زوجی جو–اقیانوس با قدرت بالا تولید می‌شوند. | ۲° × ۲/۵° |
| ۲ | HadCM3 | این مدل که در مرکز تحقیقات آب‌وهوایی هدلی انگلستان تهیه شده است، در سومین، چهارمین و پنجمین گزارش هیات بین‌المللی تغیر اقلیم به‌عنوان مهم‌ترین مدل جهت شبیه‌سازی اقلیم حاضر و آینده استفاده می‌شود. | ۲/۵° × ۳/۷۵° |
| ۳ | INCM3 | در موسسه مدل‌سازی ریاضی- عددی روسیه از ترکیب سیستم اتمسفر، اقیانوس، یخ دریا، سطح زمین، پوشش‌گیاهی و تابش جو ساخته شده است. | ٤°× ۵° |
| ٤ | IPCM4 | این مدل در موسسه پیرسایمون لاپلاس فرانسه با جفت شدن چهار سیستم اتمسفری، اقیانوسی، یخ دریا و سطح زمین ساخته شده است. در این مدل اثرات مستقیم و غیرمستقیم تمرکز ذرات سولفات و واداشت‌های مربوط به تمرکز آئروسل‌ها مورد توجه قرار گرفته است. | ۲/۵° × ۳/۷۵° |
| ۵ | MPEH5 | در مرکز هواشناسی ماکس-پلانک آلمان تولید شده است. در این مرکز تغییر اقلیم با ترکیب مدل‌های سیستم زمین، جو و اقیانوس مدل‌سازی می‌شود. | ۱/۹°× ۱/۹° |
| ٦ | NCCCSM | این مدل مربوط به مرکز ملی تحقیقات اتمسفری آمریکا است که رفتار جو را در ارتباط با پدیده‌های فیزیکی، بیولوژیکی و سیستم‌های اجتماعی مطالعه می‌کند. | ۱/٤°×۱/٤° |

13- AOGCM

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

در سناریوی A1B با تأکید بر استفاده متعادل از انواع منابع انرژی، گویای جهانی است که در آن رشد اقتصاد و گسترش تکنولوژی بسیار سریع می‌باشد. در این سناریو، جمعیت جهان در نیمه قرن به اوج رسیده و سپس کاهش خواهد یافت. سناریوی A2 گویای جهانی نامتجانس است که در آن جمعیت جهان پیوسته در حال افزایش و رشد منطقه‌ای اقتصاد آهسته و منطقه محور می‌باشد. سناریوی B1 بر رشد سریع اقتصاد همراه با ارائه خدمات و اطلاعات، استفاده از منابع پاک، فناوری‌های نوین و کاهش مواد آلاینده تأکید دارد (چهارمین گزارش هیات بین‌الدول تغییر اقلیم، ۲۰۰۷).

در مطالعات تغییر اقلیم، نتایج نهایی می‌تواند از منابع مختلف عدم قطعیت نظیر عدم قطعیت برونداد گردش عمومی جو، عدم قطعیت روش‌های ریزمقیاس کردن و عدم قطعیت سناریوهای انتشار متأثر شود (المهدی و همکاران، ۲۰۰۹: ۳۹۲٤). از این‌رو لازم است اعتبار مدل‌های استفاده شده در شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی مورد ارزیابی قرار گیرد. اعتبارسنجی یک مدل عبارتست از: تحلیل و مقایسه ویژگی‌های آماری داده‌های مشاهداتی و تولید شده جهت سنجش توانایی مدل در شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی برای منطقه مورد مطالعه (چن و همکاران، ۲۰۱۲: ۳٦۷). در این مطالعه، مدل لارس با استفاده از آزمون‌های آماری T-test، F، کلموگراف–سمیرنوف[14] و محاسبه مقادیر P-value برای هر یک از آزمون‌ها اعتبارسنجی شده است. همچنین، اعتبار و عملکرد مدل‌های گردش عمومی جو در پیش‌بینی اقلیم آینده با تجزیه‌وتحلیل خطاهای پیش‌بینی تعیین و برای اندازه‌گیری خطای پیش‌بینی از معیارهای دقت[15] استفاده شده است (خرمی و بزرگ‌نیا، ۱۳۸٦: ۱۰۰). بنابراین جهت بررسی عملکرد مدل‌های گردش عمومی جو در شبیه‌سازی دما و بارش منطقه خزری، میانگین‌های ماهانه دما و بارش ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه و خروجی ماهانه دما و بارش مدل‌های گردش عمومی جو برای دوره پایه (۲۰۰۰–۱۹۷۱) با استفاده از شاخص‌های عملکرد مانند ضریب همبستگی، میانگین قدر مطلق خطاها و ریشه میانگین مربع خطاها[16] مقایسه شدند.

پس از اعتبارسنجی مدل لارس، ارزیابی دقت پیش‌بینی مدل‌های گردش عمومی جو و انتخاب بهترین مدل، داده‌های اقلیم آینده برای دو دوره آماری ۲۰۳۰–۲۰۱۱ و ۲۰٦۵–۲۰٤٦ تحت سه سناریوی A1B، A2 وB1 تولید و وضعیت اقلیم آینده در منطقه خزری بررسی گردید.

**یافته‌ها و بحث**

اعتبارسنجی مدل لارس

به‌منظور ارزیابی توانایی مدل لارس در شبیه‌سازی اقلیم منطقه، تست‌های آماری توسط مدل اجرا گردید. آزمون کلموگراف–سمیرنوف جهت سنجش یکسانی توزیع فصلی سری‌های خشک و تر، توزیع بارش روزانه و توزیع

14- Kolmogorov-Smirnov (K-S)
15- Measures of Accuracy
16- RMSE

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

دمای بیشینه و کمینه روزانه، آزمون T جهت تست همانندی برای میانگین بارش ماهانه و میانگین ماهانه دمای بیشینه و کمینه روزانه و آزمون F جهت ارزیابی واریانس ماهانه بارش اجرا شده است. (جدول ۳) نتایج آزمون‌های کلموگراف-سمیرنوف، T و F را برای هریک از ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. در این جدول، تعداد آزمون‌های خارج از سطح معناداری (۰/۰۵) نسبت به کل آزمون در هر سری نشان داده شده است. به عبارتی اگر مقدار P-value کم‌تر از سطح معناداری (۰/۰۵) باشد فرض صفر مبنی بر این‌که داده شبیه‌سازی شده همانند داده واقعی می‌باشد، رد می‌شود. بنابراین اعداد بزرگ‌تر گویای این است که مدل در تولید داده ضعیف عمل می‌کند. بر این اساس، با توجه به نتایج (جدول ۳)، میانگین نتایج خارج از سطح معناداری در تمام ایستگاه‌ها برای توزیع سری‌های خشک و تر فصلی برابر با صفر از ۸ تست و برای توزیع بارش روزانه، دمای کمینه و دمای بیشینه برابر با صفر از ۱۲ تست است. میانگین نتایج خارج از سطح معناداری برای بارش، دمای کمینه و دمای بیشینه ماهانه به‌ترتیب ۰/۲، ۰/۲ و ۰/۱ از ۱۲ تست و برای واریانس بارش ماهانه برابر با ۰/۸ از ۱۲ تست می‌باشد. با توجه به میانگین تعداد خارج از سطح معناداری می‌توان گفت که مدل برای شبیه‌سازی میانگین‌های ماهانه و روزانه دما و بارش در منطقه خزری مناسب است.

**جدول ۳- نتایج اعتبارسنجی مدل لارس در شبیه‌سازی بارش و دمای روزانه و ماهانه**

| ایستگاه | سری تر و خشک | توزیع بارش روزانه | میانگین بارش ماهانه | واریانس ماهانه بارش | توزیع دمای کمینه روزانه | توزیع دمای بیشینه روزانه | میانگین ماهانه دمای حداقل روزانه | میانگین ماهانه دمای حداکثر روزانه |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| آستارا | ۰ | ۰ | ۰ | ۱ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| بندر انزلی | ۰ | ۰ | ۰ | ۲ | ۰ | ۰ | ۱ | ۰ |
| بابلسر | ۰ | ۰ | ۰ | ۱ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| رامسر | ۰ | ۰ | ۰ | ۱ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| رشت | ۰ | ۰ | ۰ | ۱ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| قراخیل | ۰ | ۰ | ۲ | ۱ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| گرگان | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۱ | ۰ |
| منجیل | ۰ | ۰ | ۰ | ۱ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| مراوه‌تپه | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۱ |
| نوشهر | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ |
| میانگین | ۰ | ۰ | ۰/۲ | ۰/۸ | ۰ | ۰ | ۰/۲ | ۰/۱ |
| مجموع آزمون | ۸ | ۱۲ | ۱۲ | ۱۲ | ۱۲ | ۱۲ | ۱۲ | ۱۲ |

برای روشن‌تر شدن نتایج حاصل از ارزیابی توانمندی مدل لارس، از آزمون آماری T برای مقایسه تفاوت میانگین‌های ماهانه بارش، دمای کمینه و دمای بیشینه تولید شده و مشاهداتی در سطح ۰/۰۵ درصد استفاده گردید

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

(جداول ٤ و ٥). همان‌طور که ملاحظه می‌شود، مقادیر P-value تطابق خوبی را بین میانگین‌های ماهانه داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده نشان می‌دهد.

**جدول ٤- مقایسه میانگین دمای کمینه و بیشینه مشاهداتی و تولید شده در ایستگاه‌های منطقه خزری**

| نام ایستگاه | دمای کمینه (سلسیوس) | | | دمای بیشینه (سلسیوس) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | دوره مشاهداتی | تولید شده | P-value | دوره مشاهداتی | تولید شده | P-value |
| آستارا | ۱۱/۸۵ | ۱۱/۸٤ | ۰/٤۷ | ۱۸/۸۵ | ۱۸/۷۷ | ۰/٥٥ |
| بندر انزلی | ۱۳/۸۸ | ۱۳/۸٦ | ۰/۳۷ | ۱۸/۹۳ | ۱۸/۸٥ | ۰/٦٦ |
| بابلسر | ۱۳/۷۹ | ۱۳/۸۲ | ۰/٥٤ | ۲۱/۱۹ | ۲۱/۱۲ | ۰/٥ |
| رامسر | ۱۳/۱۱ | ۱۳/۱٦ | ۰/٥۲ | ۱۹/٤۳ | ۱۹/۳٦ | ۰/٥۳ |
| رشت | ۱۲/۱۱ | ۱۲/۰۹ | ۰/٤۹ | ۲۰/٦٥ | ۲۰/٤۹ | ۰/٥٦ |
| قراخیل قائمشهر | ۱۲/٤۷ | ۱۲/٤۸ | ۰/٤۲ | ۲۱/٥۱ | ۲۱/۳٥ | ۰/٥ |
| گرگان | ۱۲/٦۳ | ۱۲/٥۹ | ۰/٦ | ۲۳ | ۲۲/۸۹ | ۰/٥۳ |
| منجیل | ۱۲/۷۹ | ۱۲/۷۳ | ۰/٥٥ | ۲۲/٥۷ | ۲۲/٤٤ | ۰/٤۷ |
| مراوه‌تپه | ۱۳/۲٤ | ۱۳/۱۱ | ۰/٥۷ | ۲۲/٦۹ | ۲۲/٤۹ | ۰/٥٥ |
| نوشهر | ۱۲/۸٤ | ۱۲/۸۷ | ۰/٥٥ | ۱۹/٦۷ | ۱۹/٥۷ | ۰/٥۷ |

**جدول ٥- مقایسه میانگین بارش مشاهداتی و تولید شده در ایستگاه‌های منطقه خزری**

| ایستگاه | میانگین بارش دوره مشاهداتی (میلی‌متر) | میانگین بارش تولید شده (میلی‌متر) | P-value |
|---|---|---|---|
| آستارا | ۱۰۹/۱ | ۱۱۲/٤۷ | ۰/٦۷ |
| بندر انزلی | ۱٤۰/٦٥ | ۱۳۸/۰۱ | ۰/٥٤ |
| بابلسر | ۷٦/۰٦ | ۷٦/۱٥ | ۰/٦۷ |
| رامسر | ۹۷/۰۷ | ۱۰۲/۸۹ | ۰/٥٥ |
| رشت | ۱۰۸/۳۲ | ۱۰۸/٥٤ | ۰/٦۳ |
| قراخیل قایمشهر | ٥۹/٦٥ | ٦٤/۲۹ | ۰/٤۷ |
| گرگان | ٤۳/۰۸ | ٤۳/٤٥ | ۰/٦۹ |
| منجیل | ۱٦/٤٤ | ۱٦/۳۷ | ۰/٦۷ |
| مراوه‌تپه | ۲۸/٥٦ | ۲۹/۲۱ | ۰/٦٥ |
| نوشهر | ۱۰۳/٥۹ | ۱۰۸/۲٤ | ۰/٤۲ |

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

- ارزیابی عملکرد مدل‌های گردش عمومی در شبیه‌سازی بارش و دما

هنگامی‌که از چند مدل برای بررسی شرایط اقلیمی هر منطقه استفاده می‌شود، لازم است بهترین مدل از بین مدل‌ها انتخاب گردد. (جدول ٦) نتایج اندازه‌گیری خطای پیش‌بینی را با استفاده از معیارهای دقت برای دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، مدل‌های Mpeh و Ncccsm بیش ترین ضریب همبستگی را با کم‌ترین خطا در شبیه‌سازی دما و بارش منطقه خزری دارند. از این‌رو با توجه به اصل عدم قطعیت و به‌منظور کاهش خطای شبیه‌سازی، از مدل‌های Mpeh و Ncccsm جهت پیش‌بینی اقلیم آینده منطقه خزری استفاده گردید.

**جدول ٦- ارزیابی عملکرد مدل‌های گردش عمومی جو در شبیه‌سازی دما و بارش**

| متغیر اقلیمی | دما (سلسیوس) | | | بارش (میلی‌متر) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| معیارهای دقت / مدل | ضریب همبستگی | میانگین قدر مطلق خطاها | ریشه میانگین مربع خطاها | ضریب همبستگی | میانگین قدر مطلق خطاها | ریشه میانگین مربع خطاها |
| Gfcm2 | ۰/۹۸ | ۵/۷ | ٦/۱ | ۰/۳٦ | ۱/۸ | ۲/۳ |
| Hadcm3 | ۰/۸۷ | ۵/۲ | ۵/۹ | ۰/٤ | ۱/۸ | ۲/۳ |
| Incm3 | ۰/۹٦ | ۵/۵ | ۵/۹ | ۰/۱۲ | ۱/۹ | ۲/۵ |
| Ipcm4 | ۰/۹۹ | ۳/۳ | ۳/٦ | ۰/٤۳ | ۱/۹ | ۲/٤ |
| Mpeh5 | ۰/۹۹ | ۲/٦ | ۳/۰ | ۰/٦٤ | ۲/۰ | ۲/۳ |
| Ncccsm | ۰/۹۹ | ۲/۸ | ۳/۱ | ۰/٦۵ | ۱/۷ | ۲/۲ |

پیش‌بینی مدل‌های گردش عمومی بر اساس سناریوهای اقلیمی

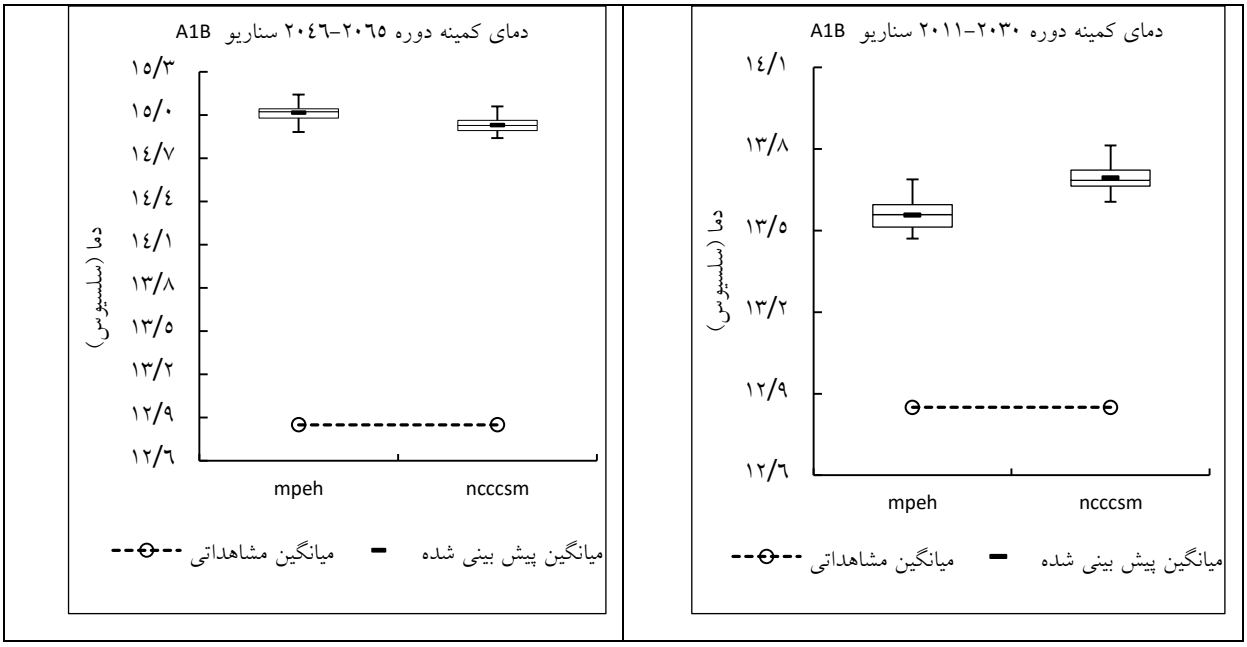
با توجه به تحلیل‌های انجام شده، مشخص گردید که مدل لارس توانایی تولید داده‌های روزانه بارش، دماهای کمینه و بیشینه را در منطقه خزری دارد. بنابراین این مدل را می‌توان برای پیش‌بینی دما و بارش در ایستگاه‌های سواحل شمالی به‌کار برد. نتایج پیش‌بینی دمای کمینه، دمای بیشینه و بارش مدل‌های Mpeh و Ncccsm برای دو دوره آماری ۲۰۳۰-۲۰۱۱ و ۲۰٦۵-۲۰٤٦ با استفاده از نمودارهای باکس-ویسکر نشان داده شده است. در نمودار باکس-ویسکر، ابتدا و انتهای هر جعبه مقدار چارک اول و چارک سوم، خط افقی داخل جعبه مقدار میانه اعداد و خطوط عمودی دو طرف جعبه حداقل و حداکثر مقدار داده را در طول دوره آماری مورد نظر نشان می‌دهد. هر جعبه نتایج پیش‌بینی یک مدل اقلیمی است.

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

- پیش‌بینی دمای کمینه و بیشینه

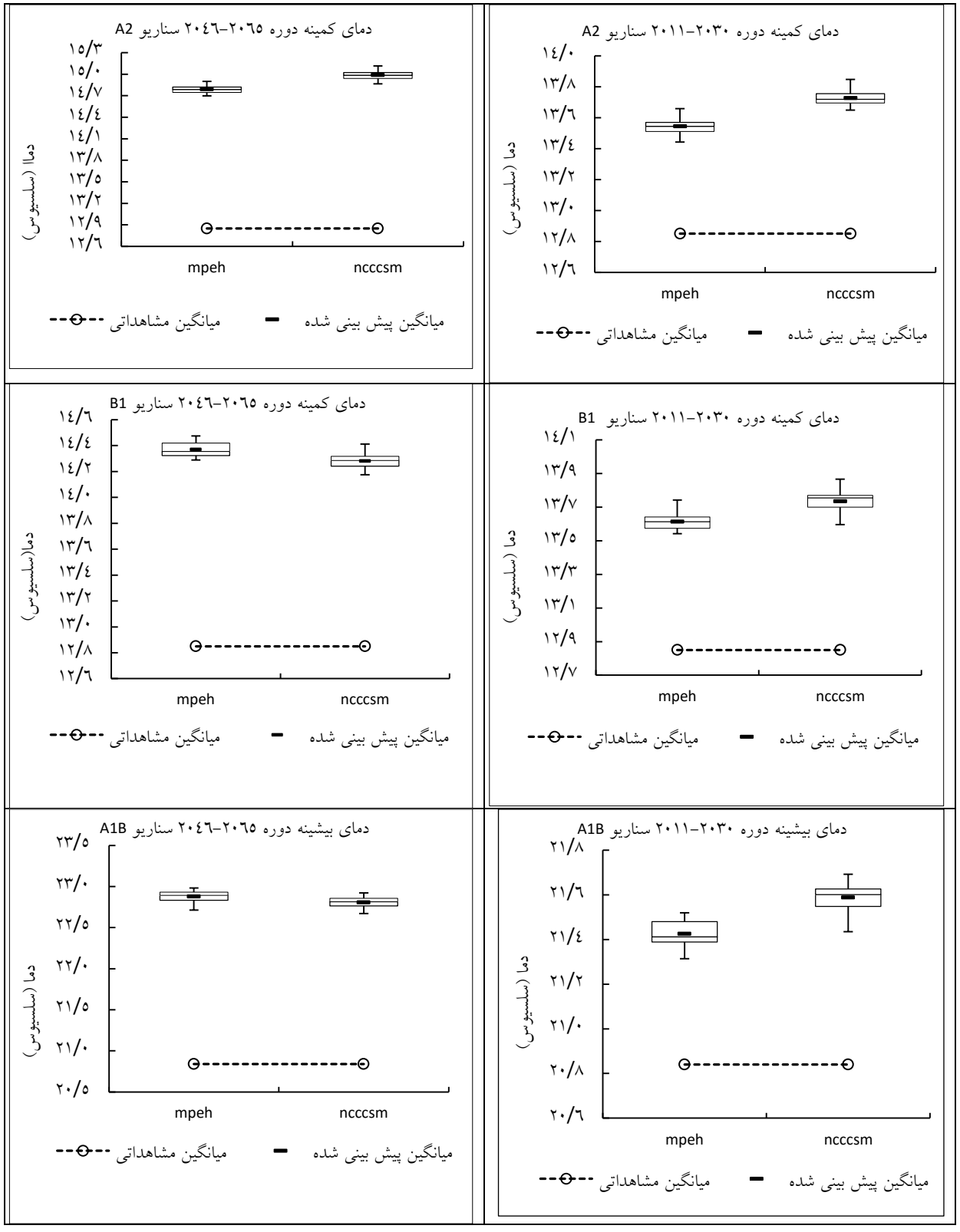
(شکل‌های ۱ و ۲)، نتایج پیش‌بینی دمای کمینه و بیشینه تحت سناریوهای A1B، A2 و B1 و میانگین دمای کمینه و بیشینه دوره مشاهداتی را نشان می‌دهند. میانگین دمای کمینه در دوره مشاهداتی ۱۲/۸۵ درجه و میانگین دمای بیشینه ۲۰/۸٤ درجه سلسیوس می‌باشد. در دوره اول (۲۰۳۰-۲۰۱۱) براساس سناریوی A1B، افزایش میانگین دمای کمینه بین ۰/۷ الی ۰/۸ درجه و افزایش دمای بیشینه بین ۰/٦ الی ۰/۷ درجه سلسیوس، براساس سناریوی A2، افزایش دمای کمینه بین ۰/۹ تا ۰/۷ درجه و افزایش دمای بیشینه ۰/٦ تا ۰/۷ درجه سلسیوس و براساس سناریوی B1، افزایش میانگین دمای کمینه بین ۰/۸ تا ۰/۹ درجه و افزایش دمای بیشینه ۰/٦ تا ۰/۸ درجه سلسیوس خواهد بود.

در دوره دوم (۲۰٦۵-۲۰٤٦) براساس سناریوی A1B، افزایش میانگین دمای کمینه ۲/۱ تا ۲/۲ درجه و افزایش دمای بیشینه ۲ درجه سلسیوس، براساس سناریو A2، افزایش دمای کمینه ۱/۹ تا ۲/۱ درجه و افزایش دمای بیشینه ۱۸/۸ تا ۲ درجه سلسیوس و براساس سناریوی B1، افزایش دمای کمینه بین ۱/٤ تا ۱/۵ درجه و افزایش دمای بیشینه بین ۱/۳ تا ۱/٤ درجه سلسیوس پیش‌بینی شده است. با توجه به پیش‌بینی‌های هر دو مدل، در کل منطقه میانگین دمای کمینه و بیشینه در دوره‌های آینده افزایش خواهد یافت. مقدار افزایش دمای کمینه و بیشینه در دوره دوم بیش تر از دوره اول است که نشان‌دهنده روند افزایشی دما در آینده می‌باشد. همچنین این افزایش برای دمای کمینه نسبت به دمای بیشینه بیش‌تر است.



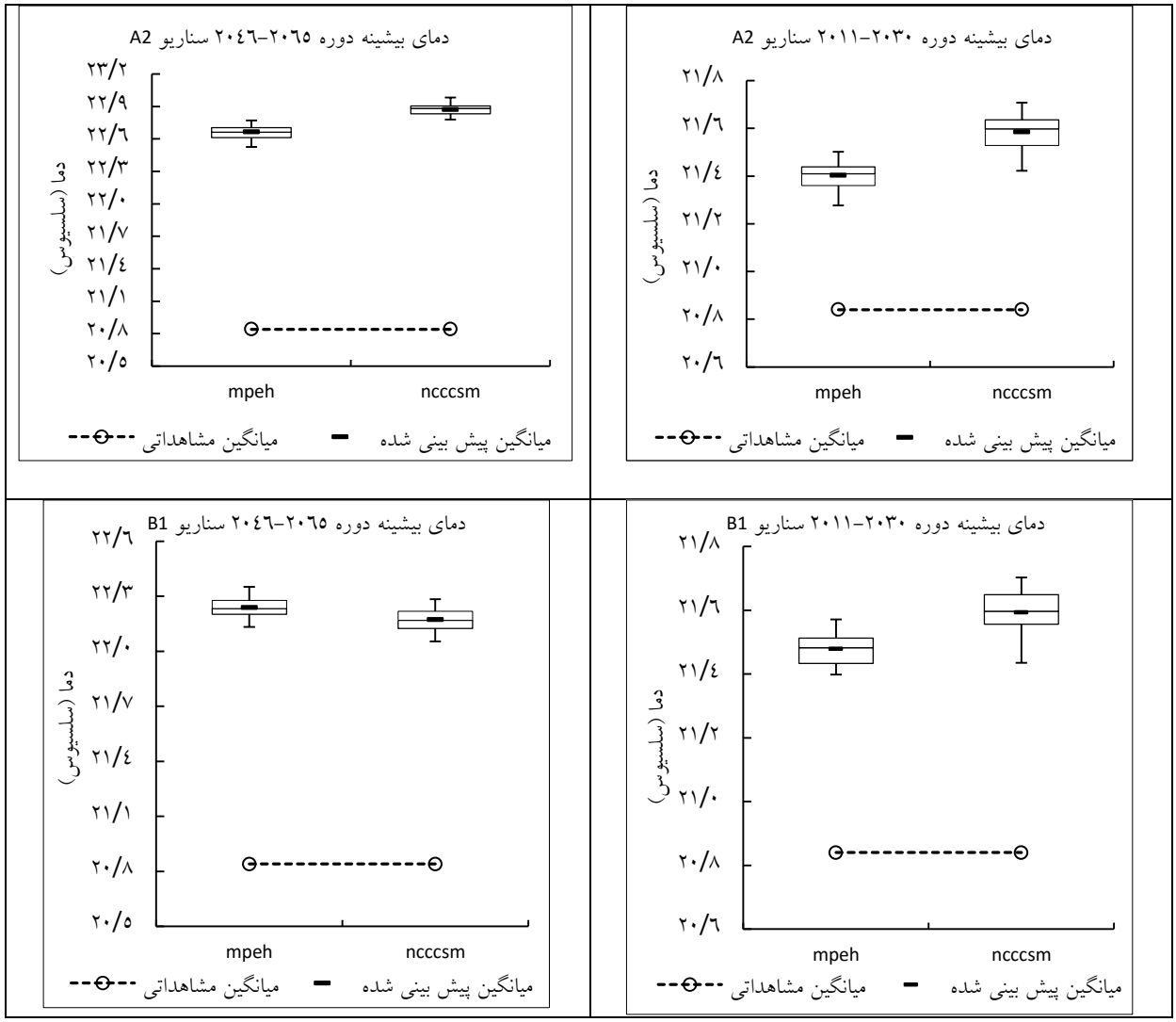

**شکل ۱: پیش‌بینی میانگین دمای کمینه در دوره‌های آماری ۲۰۳۰-۲۰۱۱ و ۲۰٦۵-۲۰٤٦**

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]




**ادامه شکل ۲: پیش‌بینی میانگین دمای بیشینه در دوره‌های آماری ۲۰۳۰-۲۰۱۱ و ۲۰۶۵-۲۰۴۶**

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]



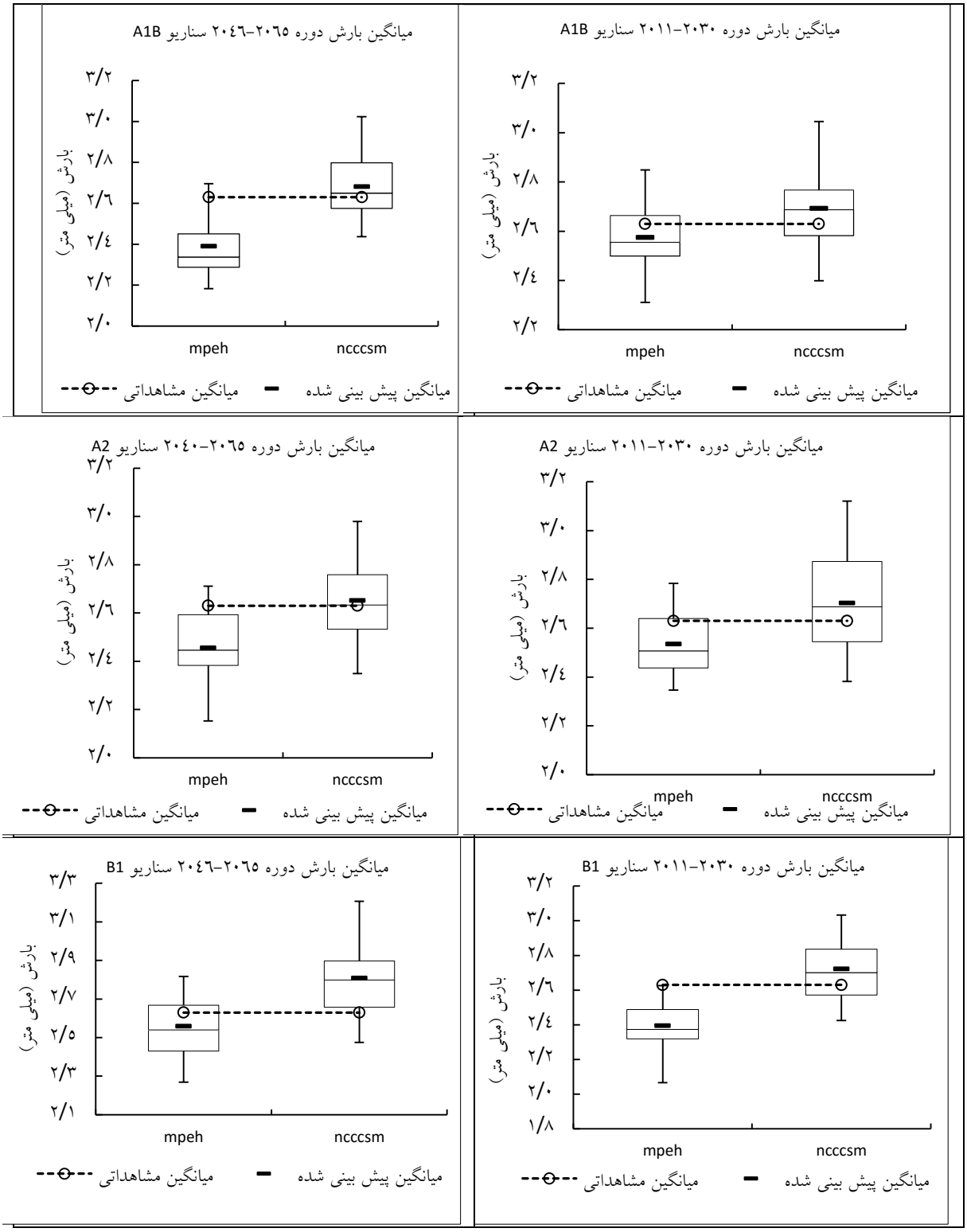

**ادامه شکل ۲: پیش‌بینی میانگین دمای بیشینه در دوره‌های آماری ۲۰۳۰-۲۰۱۱ و ۲۰۶۵-۲۰۴۶**

- پیش‌بینی بارش

(شکل ۳) ، میانگین بارش حاصل از پیش‌بینی مدل‌های Mpeh و Ncccsm را برای دوره‌های آماری ۲۰۳۰-۲۰۱۱ و ۲۰۶۵-۲۰۴۶ نشان می‌دهد. مدل Mpeh میانگین بارش را کم‌تر از میانگین دوره مشاهداتی و مدل Ncccsm میانگین بارش را بیش‌تر از دوره مشاهداتی پیش‌بینی کرده است. در مدل Mpeh، کاهش بارش براساس سناریوی A1B، در دوره اول ۰/۰۶ و دوره دوم ۰/۲ میلی‌متر، براساس سناریوی A2، در دوره اول ۰/۱ میلی‌متر در دوره دوم ۰/۲ میلی‌متر و براساس سناریوی B1، در دوره اول ۰/۲ و در دوره دوم ۰/۱ میلی‌متر پیش‌بینی شده است. در مدل Ncccsm، افزایش بارش تحت سناریوی A1B در دوره اول و دوم به میزان ۰/۱ میلی‌متر، براساس سناریوی A2 در

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

دوره اول ۰/۱ و در دوره دوم ۰/۰۲ میلی‌متر و براساس سناریوی B1 در دوره اول ۰/۱ و در دوره دوم ۰/۲ میلی‌متر می‌باشد.

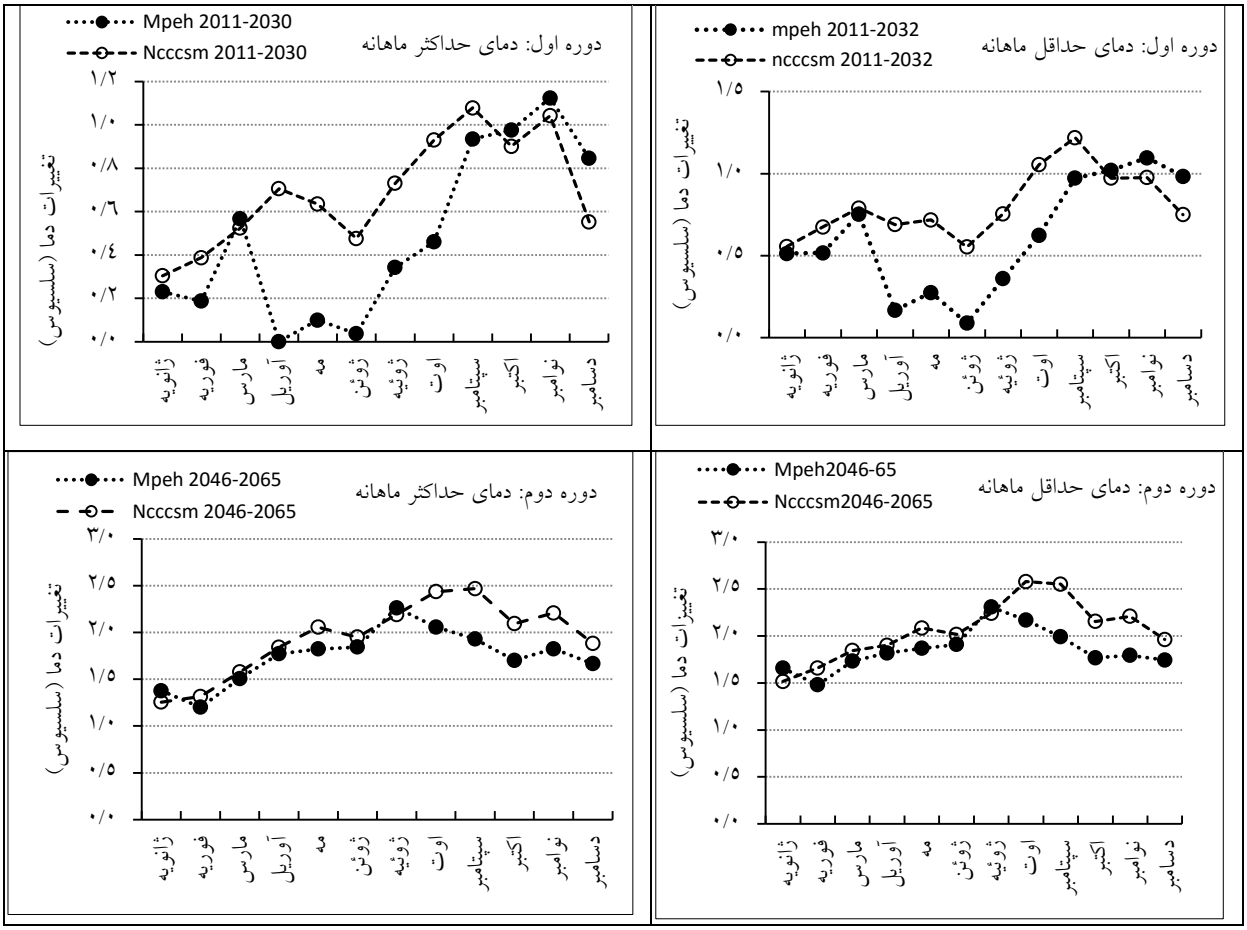



**شکل ۳: پیش‌بینی میانگین بارش در دوره‌های آماری ۲۰۳۰-۲۰۱۱ و ۲۰۶۵-۲۰۴۶**

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

- پیش‌بینی ماهانه دما و بارش

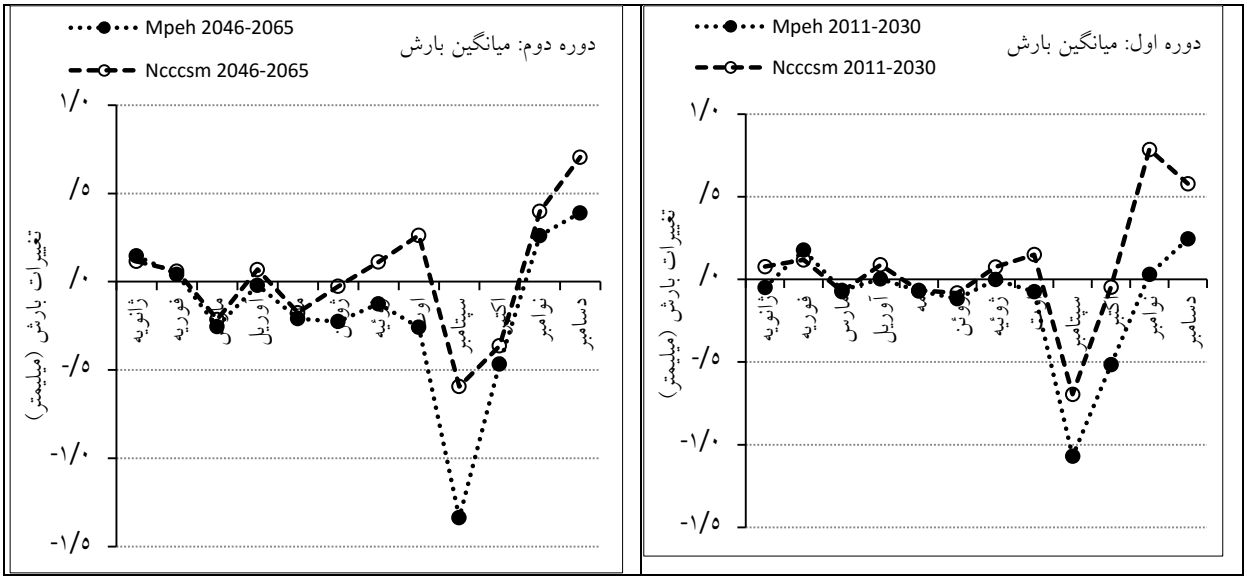
بررسی نتایج پیش‌بینی سناریوهای اقلیمی نشان می‌دهد که تفاوت قابل ملاحظه‌ای در پیش‌بینی‌های ماهانه سناریوهای مدل‌های Mpeh و Ncccsm وجود ندارد. بنابراین تغییرات ماهانه دماهای کمینه، دمای بیشینه و بارش براساس میانگین خروجی‌های سناریوهای تغییر اقلیم بررسی شده‌اند. (شکل ٤)، مقدار تغییرات ماهانه میانگین دمای کمینه و دمای بیشینه در دوره‌های آینده را نسبت به دوره مشاهداتی نشان می‌دهد. در هر دو دوره مطالعاتی، میانگین دمای کمینه و بیشینه در همه ماه‌ها افزایش یافته است. بیش‌ترین افزایش دمای کمینه و بیشینه در دورهٔ آماری ۲۰۳۰-۲۰۱۱ مربوط به ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر (فصل پاییز) و کم‌ترین افزایش در ماه‌های آوریل، مه و ژوئن مشاهده می‌شود. در دوره آماری ۲۰٦٥-۲۰٤٦ بیش‌ترین افزایش دمای کمینه و بیشینه مربوط به ماه‌های ژوئیه، اوت و سپتامبر (فصل تابستان) و کمترین افزایش مربوط به ماه‌های ژانویه و فوریه می‌باشد. در دوره اول بیش‌ترین افزایش برای دمای کمینه معادل ۱/۲ درجه و برای دمای بیشینه معادل ۱ درجه سانتی‌گراد و در دوره دوم بیش‌ترین افزایش دمای کمینه برابر با ۲/٦ درجه و برای دمای بیشینه برابر با ۲/٤ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.




**شکل ٤: مقایسه تغییرات میانگین ماهانه دمای کمینه و دمای بیشینه در دوره‌های آینده نسبت به دوره مشاهداتی**

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

در خصوص تغییرات ماهانه بارش، با توجه به این‌که منطقه خزری بیش‌ترین بارش را در فصل پاییز و به‌ویژه ماه اکتبر دریافت می‌کند، نتایج بررسی سناریوهای هر دو مدل نشان می‌دهد که در هر دو دوره آماری، بارش از ماه مارس تا اکتبر نسبت به میانگین دوره مشاهداتی کاهش می‌یابد که بیش‌ترین کاهش بارش در ماه‌های سپتامبر و اکتبر (فصل پاییز) مشاهده می‌شود. همچنین بارش در ماه‌های نوامبر و دسامبر و ژانویه و فوریه (فصل زمستان) نسبت به دوره مشاهداتی افزایش خواهد یافت. در هر دو دوره آماری، مدل Mpeh کاهش بارش در ماه‌های سپتامبر و اکتبر را بیش‌تر از مدل Ncccsm و افزایش بارش را کم‌تر از مدل Ncccsm پیش‌بینی کرده است. همین مسأله سبب گردید تا میانگین بارش کل دوره در مدل Mpeh کمتر از مدل Ncccsm نشان داده شود (شکل شماره ۵).




**شکل ۵: مقایسه میزان تغییرات میانگین ماهانه بارش در دوره‌های آینده نسبت به دوره مشاهداتی**

## نتیجه‌گیری

در مطالعه حاضر، خروجی مدل‌های گردش عمومی جو Mpeh و Ncccsm به‌منظور شناخت اقلیم آینده منطقه خزری بر روی ۱۰ ایستگاه سینوپتیک برای دوره‌های آماری (۲۰۳۰-۲۰۱۱) و (۲۰۶۵- ۲۰۴۶) ریزمقیاس شدند. بررسی توانمندی مدل‌سازی اقلیم دوره گذشته براساس یک سناریوی تغییر اقلیم پایه که میانگین‌ها و انحراف معیارهای این سناریو دقیقا مشابه میانگین‌ها و انحراف معیارهای دوره آماری باشد، نشان داد که مدل مولد داده‌های آب‌وهوایی لارس توانمندی تولید داده‌های آینده را در منطقه خزری دارد. همچنین با سنجش عملکرد مدل‌های گردش عمومی جو مشخص گردید که مدل‌های آب‌وهوایی Mpeh و Ncccsm با همبستگی بالا و خطای کم‌تر می‌توانند وضعیت آینده دما و بارش را با دقت بیش‌تری نسبت به سایر مدل‌ها پیش‌بینی کنند. به عبارتی، هر مدلی که

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

وزن بیش‌تری در مدل‌سازی گذشته منطقه داشته باشد، طبیعتاً انتظار می‌رود در مدل‌سازی آینده هم کم‌وبیش همان وزن را داشته باشد. نتایج حاصل از بررسی اقلیم آیندهٔ منطقه خزری به شرح زیر می‌باشد:

– پیش‌بینی میانگین دماهای کمینه و بیشینه براساس دو مدل مذکور و تحت سه سناریوی A1B، A2 و B1 نشان می‌دهد که محدوده افزایش دمای کمینه در دوره آماری ۲۰۳۰–۲۰۱۱ بین ۰/۷ تا ۰/۹ درجه و در دوره آماری ۲۰٦۵–۲۰٤٦ بین ۱/٤ تا ۲/۲ درجه سانتی‌گراد است. همچنین محدوده افزایش دمای بیشینه در دوره اول مطالعاتی بین ۰/٦ تا ۰/۸ درجه و در دوره دوم بین ۱/۳ تا ۲ درجه سانتی‌گراد پیش‌بینی شده است. بنابراین، روند دمای حداقل و حداکثر در منطقه خزری صعودی است و این افزایش برای دمای کمینه بیش‌تر از دمای بیشینه می‌باشد.

– بررسی تغییرات ماهانه دمای کمینه و بیشینه نشان داد که در دوره آماری ۲۰۱۱–۲۰۳۰، افزایش دمای کمینه و بیشینه در ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر (فصل پاییز) و دوره آماری ۲۰٦۵–۲۰٤٦، در ماه‌های ژوئیه، اوت و سپتامبر (فصل تابستان) بیش‌تر از سایر فصول خواهد بود. در دوره اول، افزایش میانگین دما در فصل پاییز، زمستان، بهار و تابستان به‌ترتیب حدود ۷، ۵/۹، ۱/٦ و ۳ درصد و در دوره دوم به‌ترتیب حدود ۱۳/۷، ۱۷/۹، ۹/۷ و ۸/۸ درصد پیش‌بینی شده است.

– بررسی‌های فصلی و ماهانه بارش نشان می‌دهد که در هر دو دوره آماری، بارش از ماه مارس تا اکتبر نسبت به میانگین دوره مشاهداتی کاهش می‌یابد که بیش‌ترین کاهش بارش در ماه‌های سپتامبر و اکتبر مشاهده می‌شود. همچنین بارش در ماه‌های نوامبر، دسامبر، ژانویه و فوریه (پاییز و زمستان) نسبت به دوره مشاهداتی افزایش خواهد یافت. با توجه به این‌که منطقه خزری هم اکنون بیش‌ترین بارش سالانه را در فصل پاییز و به‌ویژه ماه اکتبر دریافت می‌کند، پیش‌بینی‌ها نشان می‌دهد که بیش‌ترین بارش سالانه با یک ماه تأخیر در ماه نوامبر رخ خواهد داد. همچنین مقدار بارش در فصل تابستان ۱۳ درصد و در بهار ۵ درصد نسبت به دوره مشاهداتی کاهش خواهد یافت. این مسأله با توجه به افزایش دمای کمینه و بیشینه در فصل پاییز و تابستان و در نتیجه افزایش دمای آب دریای خزر که می‌تواند موجب تزریق بیش‌تر رطوبت به درون جو و افزایش بارندگی‌های پاییزه در منطقه گردد، قابل تأمل است؛ اما در مورد علت تأخیر در وقوع حداکثر بارش سالانه نسبت به زمان کنونی لازم است تغییرات زمانی و مکانی سیستم‌های جوی موثر بر بارش در سواحل شمالی ایران در دوره‌های آینده مورد بررسی قرار گیرند.

– مدل‌های Mpeh و Ncccsm در تخمین میانگین بارش کل دوره نسبت به دوره پایه هماهنگ نبوده‌اند. مدل Mpeh مقدار بارش در دوره‌های مورد مطالعه را کم‌تر از میانگین دوره مشاهداتی و مدل Ncccsm مقدار بارش را بیش‌تر از دوره مشاهداتی پیش‌بینی کرده است. مدل Ncccsm افزایش بارش ماه‌های نوامبر و دسامبر را بیش‌تر از مدل Mpeh و کاهش بارش در ماه‌های سپتامبر و اکتبر را کم‌تر از مدل Mpeh پیش‌بینی کرده است. این امر موجب ناهماهنگی در پیش‌بینی بارش کل دوره نسبت به دوره مشاهداتی شده و موجب گردید تا مدل Ncccsm مقدار بارش کل دوره را بیش‌تر از دوره مشاهداتی نشان دهد. با وجود این، هر دو مدل در پیش‌بینی تغییرات بارش ماهانه هماهنگ بوده‌اند.

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

## منابع


- بابائیان، ا؛ نجفی‌نیک، ز؛ زابل عباسی، ف؛ حبیبی‌نوخندان، م؛ ادب، ح؛ ملبوسی، ش (۱۳۸۸)، «ارزیابی تغییر اقلیم کشور در دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۰ میلادی با استفاده از ریزمقیاس نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو ECHO-G»، ***جغرافیا و توسعه***، شماره ۱۶، صص ۱۵۲-۱۳۵.

- خرمی، م؛ بزرگ نیا، ا (۱۳۸۶)، «***تجزیه‌وتحلیل سری‌های زمانی***»، تهران، انتشارات سخن‌گستر.

- کمال، ع؛ مساح بوانی، ع (۱۳۹۱)، «مقایسه عدم قطعیت مدل‌های تغییر اقلیم و در تأثیر رواناب حوضه در دوره آتی»، ***مجله فیزیک زمین و فضا***، شماره ۳، صص ۱۸۸-۱۷۵.

- عباسی، ف؛ ملبوسی، ش؛ بابائیان، ا؛ اثمری، م؛ برهانی، ر (۱۳۸۹)، «پیش‌بینی تغییرات اقلیمی خراسان جنوبی در دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ میلادی با استفاده از ریزمقیاس نمایی آماری خروجی مدل ECHO-G»، ***نشریه آب‌وخاک***، شماره ۲۴، صص ۲۳۳-۲۱۸.

- معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی مرکز آمار ایران، (۱۳۹۱)، «گزیده نتایج سرشماری عمومی نفوس و مسکن ۱۳۹۰»، دفتر ریاست (روابط عمومی و همکاری های بین الملل)، تهران.

- مساح‌بوانی، ع؛ مرید، س (۱۳۸۴)، «اثرات تغییر اقلیم بر جریان رودخانه زاینده‌رود اصفهان»، ***فصلنامه علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب‌وخاک***، شماره ۹، صص ۲۸-۱۷.

- محمدی، ح؛ مقبل، م؛ رنجبر، ف (۱۳۸۹)، «مطالعه تغییرات بارش و دمای ایران با استفاده از مدل Magicc Scengen»، ***جغرافیا (فصلنامه انجمن جغرافیایی ایران)***، شماره ۲۵، صص ۱۴۲-۱۲۵.

- وزارت جهاد کشاورزی، (۱۳۹۰)، «آمارنامه کشاورزی»، تهران، وزارت جهاد کشاورزی.

- Boberg, F., Berg, P., Gutowski, W. J., Christensen, J. H., (2010), "Improved confidence in climate change projections of precipitation further evaluated using daily statistics from ensembelse models", ***Climate Dynamics***, 35(7): 1509-1520.

- Chen, H., Guo, J., Zhang, Z., Xu, C., (2013), "Prediction of temperature and precipitation in Sudan and South Sudan by using LARS-WG in future", ***Theor Appl Climatol***, 113: 363–375.

- Elmahdi, A., Shahkarami, N., Morid, S., Massah, B. A., (2009), "Assessing the impact of AOGCMs uncertainty on the risk of agricultural water demand caused by climate change", 18th World IMACS / MODSIM Congress, Cairns, Australia 13-17 July.

- Intergovernmental Panel on Climate Change., (2001), "Climate change 2001:The scientific basis", contribution of working group i to the third assessment report, Cambridge, Cambridge University Press.

- Intergovernmental Panel on Climate Change., (2007), "Climate change 2007: The physical science basis", contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental panel on climate change, Cambridge University Press, Cambridge.


[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]

- Intergovernmental Panel on Climate Change, (2007), "Impact, adaptation and vulnerability of climate change", Contribution of working group II to the Fourth assessment report, Cambridge University Press, Cambridge.
- Pittok, A. B., (2005), ***"Climate Change: turning up the heat***", London, CSIRO Publishing, 329 pp.
- Prudhomme, C., Jakob, D., Svensson, C., (2003), "Uncertainty and climate change impact on the flood regime of small UK catchments", ***Journal of Hydrology***, 277: 1–23.
- Prudhomme, C., Reynard, N., Crooks, S., (2002), "Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now"?, ***Hydrological Processes***, 16: 1137–1150.
- Richardson, C., (1981), "Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation", ***Wat Resour Res***, 17:182–190.
- Semenov, M., Barrow, E., (1997), "Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios", ***Clim Change***, 35:397–414.
- Semenov, M., Brooks, R., Barrow, E., Richardson, C., (1998), "Comparison of the WGEN and LARS-WG stochastic weather generators for diverse climates", ***Clim Res***, 10(2):95–107.
- Semenov, M., Stratonovitch, P., (2010), "Use of multi-model ensembles from global climate models for assessment of climate change impacts", ***Clim Res***, 41(1): 1–14.
- Wilby, R., Christian, W., (2007), "***Sdsm 4.1- a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts***", user manual. [on line]: http://copublic.lboro.ac.uk/cocwd/ SDSM/SDSM Manual.pdf.
- Wilby, R. L., Harris, I., (2006), "A frame work for assessing uncertainties in climate change impacts: low flow scenarios for the River Thames, UK", ***Water Resources Research***, 42 (2): 2419-2429.
- Xu, C.Y., (1999), "From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches", ***Prog Phys Geogr***, 23 (2): 229–249.

[ Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-11-01 ]