

ارزیابی توانمندی مدل‌های AOGCM در شبیه‌سازی طول دوره‌های خشک با رویکرد بررسی عدم قطعیت و تغییر اقلیم در گستره ایران

محمود خسروی^۲

سید کرامت هاشمی عنا^۱

حمید نظری پور^۴

تقی طاوسی^۳

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۵/۰۳/۲۰

تاریخ دریافت مقاله: ۹۴/۰۷/۲۰

چکیده

شناسایی و استخراج طول دوره‌های خشک در نواحی خشک و نیمه خشک از اهمیت خاصی برخوردار است، بنابراین استفاده از مدل‌های پیش‌یابی تغییرات اقلیمی برای بررسی رفتار پارامترهای اقلیمی در آینده امری اجتناب ناپذیر است. زیرا با شناخت رفتار زمانی- مکانی عناصر اقلیمی مانند بارش، قادر خواهیم بود شدت اثرات عوامل مخرب محیطی را کاهش دهیم. در این پژوهش عملکرد مدل گردش عمومی جو - اقیانوس (AOGCMs- AR₄) در شبیه‌سازی طول دوره‌های خشک در گستره ایران مورد ارزیابی قرار گرفت. بدین منظور مقادیر ماهانه بارش ۱۵ مدل AOGCM که در نسخه ۵ مدل LARS-WG تعبیه شده تحت سناریوهای مختلف برای دهه‌های ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰ بر روی ۴۵ ایستگاه همدید واقع در گستره ایران زمین ریزمقیاس شدند. بعد از اعتبارسنجی و وزندهی به مدل‌ها با شاخص‌های آماری، مشخص شد که مدل Hadcm3 و GFDL-CM2.1 بهترین کارایی و عملکرد را در شبیه‌سازی طول دوره‌های خشک دارد. در مقابل خروجی مدل‌های NCPCM و INM-CM3.0 کمترین همبستگی را با داده‌های مشاهداتی دارا می‌باشند. مدل‌سازی دوره‌های خشک با محاسبه سناریوهای تغییر اقلیم و لحاظ نمودن منابع عدم قطعیت‌ها در خروجی مدل‌های (AOGCM)، نشان داد که بر اساس بدترین سناریو (A2)، و حدی‌ترین وضعیت (۲۰۸۰)، میانگین دمای کشور ۲/۷ درجه سلسیوس افزایش و میانگین بارش با وجود افزایش نقطه‌ای آن در برخی از ایستگاه‌ها، با کاهش ۳۳ درصدی در کل کشور روبرو است. در خوشبینانه‌ترین سناریو (B1)، نیز میانگین دمای کشور ۱/۴ درجه سلسیوس نسبت به دوره مشاهداتی افزایش و میانگین بارش نیز با کاهش ۱۴ درصدی همراه است.

نتایج حاصل از بررسی عدم قطعیت در بررسی دوره‌های خشک در ایران نشان داد که در هر دو دهه ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰ و بر اساس هر سه سناریو (B1, A1B, A2)، طول دوره‌های خشک در تمامی پهنه‌های ایران افزایش می‌یابد. بیشترین درصد تغییرات طول دوره‌های خشک مربوط به پهنه شمال غرب (ارومیه، خوی، کرمانشاه، همدان و لرستان) است. واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، دوره‌های خشک، ارزیابی مدل‌های AOGCM، عدم قطعیت، ایران.

۱- دانشجوی دکتری جغرافیای طبیعی و اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان (نویسنده مسئول) S.climate@yahoo.com

۲- دانشیار جغرافیای طبیعی و اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان Khosravi@gep.usb.ac.ir

۳- استاد جغرافیای طبیعی و اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان T.Tavousi@gep.usb.ac.ir

۴- استادیار مرکز علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، کرمان h-nazari-3488@yahoo.com

۱- مقدمه

یکی از وظایف عمده مدل‌های آب و هواشناسی محاسبه مقدار بارش است. شرایط کنونی آب و هوای جهانی نشان می‌دهد که خطرات ناشی از پدیده خشکی در بسیاری از مناطق جهان در آینده رو به افزایش است. بررسی پدیده تغییر اقلیم از مهمترین چالش‌هایی است که جامعه بشری در قرن بیست و یکم با آن مواجه خواهد بود. اثرات تغییر اقلیم در مناطق مختلف جهان، نشان‌دهنده روندها و تغییرپذیری طولانی مدت در پارامترهای آب و هوایی مانند بارش و دما است (خارین و زایرس، ۲۰۰۰). در سال ۱۹۵۵ هیئت بین دول تغییر اقلیم (IPCC) این سؤال را مطرح کرد که آیا آب و هوا دستخوش تغییر است یا تشدید؟ گزارش IPCC در سال ۲۰۰۷ به این نکته اشاره دارد که در طول دهه‌های اخیر روند بارش در عرض‌های میانه افزایش داشته و در نواحی جنب حاره نیمکره شمالی دارای روند کاهشی بوده است. در بسیاری از تحقیقات انجام شده با بهره‌گیری از خروجی مدل‌های گردش عمومی جو مشخص شد که شدت و میانگین بارش‌ها به دلیل افزایش گازهای گلخانه‌ای در بسیاری از نواحی و مناطق کره زمین کاهش پیدا می‌کند و این کاهش بارش در افزایش ضریب خشکی مناطق مختلف تأثیرگذار است (سمنوف و بنگسون، ۲۰۰۲؛ وسول و همکاران، ۲۰۰۲؛ ویلی و ویگلی، ۲۰۰۲؛ و هنر، ۲۰۰۴).

چون کشور ایران در کمربند خشک و نیمه خشک نیمکره شمالی واقع شده است، بنابراین نیاز حیاتی به پیش‌بینی‌های معتبر آب و هوا دارد. زیرا منابع آب و کشاورزی آن به شدت تحت تأثیر خشکسالی‌های ویرانگر قرار دارد. اکثر شبیه‌سازی‌هایی که با مدل‌های گردش عمومی جو- اقیانوس در چهارمین گزارش هیئت بین دول تغییر اقلیم برای نقاط مختلف جهان انجام شد بیانگر کاهش بارش برای اکثر این نقاط بود (کارمکار، ۲۰۱۱).

توصیف بارش در مقیاس‌های آب و هوایی و مدل‌سازی عددی آن یکی از مسائل چالش برانگیز در تحقیقات آب

و هوایی است که بیانگر ساختار پیچیده و نامنظم مکانی و زمانی آن می‌باشد و در همین راستا چندین روش مدل‌سازی برای مقابله با این پیچیدگی ابداع شده است (سانچز و همکاران، ۲۰۱۱). یکی از این روش‌ها استفاده از خروجی مدل‌های گردش عمومی جو- اقیانوس (AOGCM)^۲ و ریزمقیاس‌نمایی این خروجی‌ها با استفاده از مدل‌های منطقه‌ای است. به طوری‌که شبیه‌سازی بارش توسط مدل‌ها در مقیاسه با درجه حرارت حاکی از اختلاف زیاد بین شرایط اقلیمی حاضر و تغییر اقلیم آینده دارد (کاولکاتی و همکاران، ۲۰۰۶). مدل‌های جهانی آب و هوا (Gcms)^۳ برای توصیف و شبیه‌سازی فرایندهای منطقه‌ای و محلی دارای نواقصی بودند لذا از مدل‌های منطقه‌ای (Rcms)^۴ برای بهبود پیش‌بینی تغییرات اقلیمی استفاده شد (روئل، ۲۰۰۶). نواقص آنها در قدرت تفکیک افقی پایین و عدم تولید سناریوهای تغییر اقلیم در مقیاس منطقه‌ای بود بنابراین با وجود افزایش قدرت محاسباتی مدل‌های گردش عمومی جو- اقیانوس (AOGCMS) هنوز فواصل شبکه‌ای ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر قابل اجرا هستند (مارنگو و همکاران، ۲۰۱۰). از ضعف‌های دیگر مدل‌ها خطای مربوط به عدم قطعیت‌ها است (خان و همکاران، ۲۰۰۶). عدم قطعیت‌هایی که در پیش‌بینی تغییرات آب و هوا برای بارش در اکثر نواحی و دوره‌ها وجود دارد نسبت به دما زیاده‌تر است (کریستن و کریستن، ۲۰۰۷). عدم قطعیت در رویدادهای حدی به دلیل تغییرپذیری ذاتی آنها بیشتر است (بنیستون، ۲۰۰۷). با این تفاسیر تاکنون مطالعات زیادی در زمینه مدل‌سازی رفتار بارش با رویکرد تغییر اقلیم در سراسر جهان انجام شده اما تحقیقاتی که دوره‌های خشک را بر اساس خروجی مدل‌های منطقه‌ای اقلیم مورد تجزیه و تحلیل قرار دهد نادر هستند. میانگین طول دوره‌های خشک تا حدود زیادی در ارتباط با رفتار الگوهای بزرگ مقیاس جوی است (هات و همکاران، ۲۰۰۰). اما بسیاری از شرایط خاص محلی و منطقه‌ای در میانگین طول دوره‌های

2- Atmosphere-Ocean General Circulation Models

3 - General Circulation Models

4 - Regional Climate Models

1- Intergovernmental Panel of Climate Change

شد (هاشمی عنا و همکاران، ۲۰۱۵).

این پژوهش نیز با هدف بررسی توانمندی‌های مدل‌های گردش عمومی جو- اقیانوس (AOGCMs) در شبیه‌سازی طول دوره‌های خشک در گستره ایران زمین انجام می‌شود. در واقع خروجی مدل‌های AOGCMs جهت شبیه‌سازی رفتار طول دوره‌های خشک مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. البته این ارزیابی با وزندهی مدل‌ها و لحاظ نمودن عدم قطعیت‌های ناشی از ریزمقیاس نمایی توسط این مدل‌ها انجام خواهد شد.

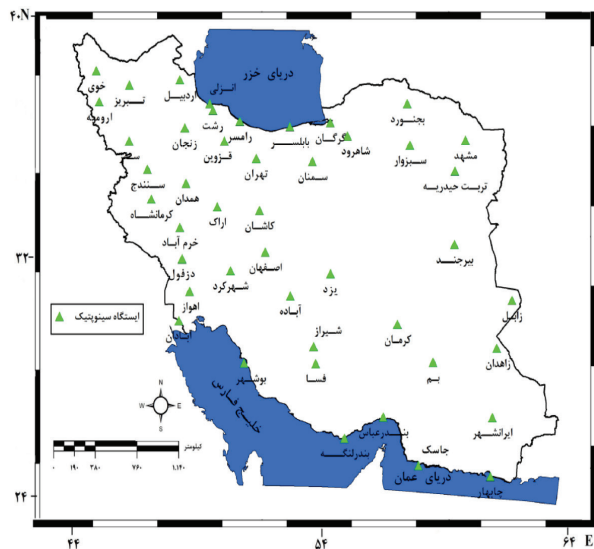
۲- داده‌ها و روش‌ها

گستره مطالعاتی این تحقیق، پهنه ایران زمین بین ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و ۴۴ تا ۶۴ درجه شرقی با مساحت ۱,۶۴۸,۱۹۵ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. ساختار جغرافیایی کشور ایران دارای دو ویژگی بارز است: نخست کوهستانی و ناهموار بودن آن که غالباً منطبق بر رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز می‌باشد. دامنه تغییرات ارتفاعی در ایران بسیار زیاد است و میانگین آن از تراز دریا حدود ۱۲۵۰ متر می‌باشد و این ناهمواری‌ها آرایش مکانی عناصر اقلیمی بویژه دما و بارش را تعیین می‌کنند به طوریکه در همه جای ایران با افزایش ارتفاع از دمای هوا کاسته می‌شود. بنابراین کوهستان‌ها نقش مهمی را در تعدیل دما دارند و از شدت یک اقلیم بیابانی بر ایران می‌کاهند (مسعودیان، ۱۳۹۰، ۱۰). ویژگی بارز دیگر قرار گرفتن در کمربند خشک و نیمه خشک جهانی است که در پیدایش شرایط خشکی و بیابانی شدن نقش اساسی دارند و بیش از ۴۳ درصد ایران را آب و هوای بیابانی تشکیل می‌دهد (خسروشاهی و همکاران، ۱۳۹۰: ۳۴۹). واقع شدن در این کمربند شرایط را برای ورود سامانه‌های هم‌دید (مانند طوفان‌های گرد و غبار، پرفشارهای آזור و غیره) بویژه در دوره گرم سال فراهم می‌کند. بنابراین بررسی ویژگی‌های اقلیمی ایران برای نمایش دادن بهتر ساز و کار آن همواره از اهمیت زیادی برخوردار است. به طور کلی بارش و دما مهم‌ترین متغیرهای

خشک اثر گذار است. بلنکسپ و فوئر، (۲۰۰۷) برای بیش از پنج حوزه اروپا، اشمیدی و فری، (۲۰۰۵) برای قسمت‌های وسیعی از سوئیس و دنی و همکاران (۲۰۰۸) برای شبه جزیره مالزی مطالعاتی را در زمینه بررسی طول دوره‌های تر و خشک و خشکسالی‌ها با استفاده از خروجی مدل‌های منطقه‌ای انجام دادند. در زمینه افزایش حداکثر طول دوره‌های خشک با استفاده از خروجی مدل‌های منطقه‌ای (RCMs) تحت تأثیر تغییر اقلیم در سرتاسر مدیترانه و نواحی وسیعی از شمال و مرکز اروپا توسط (ژائو و گنورگی، ۲۰۰۸؛ بنستون و همکاران، ۲۰۰۷؛ ژائو و همکاران، ۲۰۰۶) مطالعاتی انجام شد که حاکی از افزایش طول دوره‌های خشک کوتاه مدت در فصول سرد سال و افزایش فراوانی رخداد‌های خشک در فصول گرم سال دارد. اما در تحقیقات جامعی که با تأکید بر پیش‌بینی‌های AR4 با مدل‌های AOGCM انجام شد افزایش گرمایش جهانی در آینده سبب افزایش بارش در جنوب شرق آمریکای جنوبی (ورا و همکاران، ۲۰۰۶؛ بلانگر و همکاران، ۲۰۰۶) و کاهش در آمازون مرکزی و شرقی (گرایم و ناتوری، ۲۰۰۶) و نواحی وسیعی از شمال برزیل (لی و همکاران، ۲۰۰۶؛ مهل و همکاران، ۲۰۰۷) خواهد شد. در تحقیقاتی مشابه، که توسط (دستیدار و همکاران، ۲۰۱۰؛ اسچوف و پرایر، ۲۰۰۸؛ راسکو و همکاران، ۱۹۹۱؛ سمینوف و بروک، ۱۹۹۹) شبیه‌سازی طول دوره‌های تر و خشک با استفاده از مدل (LARS-WGS) بر اساس توابع نیمه تجربی انجام شد، بر ویژگی‌های دوره‌های خشک مانند (فراوانی رخداد، میانگین طول دوره‌های تر و خشک و حداکثر طول دوره‌های تر و خشک تأکید شده است.

بررسی اسناد و تحقیقات موجود نشان می‌دهد تاکنون، پژوهش‌هایی که به برآورد و شبیه‌سازی طول دوره‌های خشک با رویکرد تغییر اقلیم و استفاده از خروجی مدل‌های AOGCM در ایران پرداخته باشد بسیار کم است، اما در تازه‌ترین پژوهشی که توسط نویسندگان انجام شده است، طول دوره‌های خشک در پهنه جنوب غرب مورد بررسی و مدلسازی قرار گرفت و افزایش ۲۰ درصدی طول دوره‌های خشک به ویژه در فصل زمستان برای دهه ۲۰۵۰ پیش‌بینی

۴۵ ایستگاه که دارای شرایط مطلوب (حداکثر پوشش مکانی و داده‌های پیوسته و قابل اعتماد) بودند برای پردازش نهایی به عنوان پایگاه اول داده‌ها انتخاب شدند. با توجه به یکسان نبودن طول دوره آماری ایستگاه‌های مذکور، دوره ۲۰۱۰-۱۹۸۱ به عنوان دوره پایه در نظر گرفته شد. نام و موقعیت این ایستگاه‌ها در نگاره ۱ ارائه شده است. پایگاه دوم شامل داده‌هایی است که توسط نسخه ۵ مدل LARS-WG و بر اساس سناریوهای انتشار (B1, A1B, A2) مدل‌های AOGCM برای دو دهه ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰ ریزمقیاس می‌شوند. در واقع این داده‌ها همان داده‌های پایگاه اول (دمای حداقل، حداکثر، بارش و ساعات آفتابی) است که بر اساس فرمت مدل تهیه و بعد از ریزمقیاس نمودن برای تحلیل و پیش‌بینی تغییر اقلیم از آن استفاده می‌شود. روش پردازش این داده‌ها در بخش روش‌شناسی به تفصیل شرح داده خواهد شد.



نگاره ۱: موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک در گستره ایران زمین
(منبع: نویسندگان)

۳- روش‌شناسی

از آنجائی که هدف نهائی در این تحقیق ارزیابی توانمندی مدل‌های AOGCM در بررسی اثرات تغییر اقلیم بر طول دوره‌های خشک ایران زمین است، لذا روش‌شناسی این پژوهش در چند بخش اساسی قابل بررسی است. در

اقلیمی هستند که سبب تمایز نواحی اقلیمی ایران می‌شوند. اما در هر قلمرو جغرافیایی ایران یک عنصر اقلیمی نقش چشمگیرتری در شکل‌دهی به اقلیم آن محل دارد. اقلیم سواحل جنوبی ایران به سبب دما و رطوبت زیاد از نواحی شمالی و میانی متمایز می‌شود و ابرناکی در کمربند شمالی ایران وجه مشخص اقلیم خزری است. در حالیکه کرانه‌های خزر از لحاظ دمای سالانه تفاوت چندانی با ایران مرکزی ندارد (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۶۹). بنابراین با شناخت همزمان تمامی عناصر اقلیمی می‌توان تحلیل دقیق‌تری از ساختار اقلیمی ایران بدست آورد و مرز نواحی آب و هوایی ایران را روشن ساخت. تفاوت‌های مکانی بارش در ایران بسیار زیاد است. این تفاوت‌ها از یک طرف به طبیعت بارش باز می‌گردد که اساساً متغیری آشوب‌مند است و از طرف دیگر تنوع منشأ بارش در قسمت‌های مختلف ایران سبب تغییرات مکانی و زمانی آن شده است. میانگین سالانه بارش در سال‌های اخیر ایران نزدیک به ۲۵۰ میلیمتر و یا کمتر از آن است. میانگین بارش دریافتی در مناطق کویری ایران از ۵۵ میلیمتر هم کمتر است و در برخی مناطق نوار ساحلی و غربی خزر بیشتر از ۱۷۵۰ میلیمتر است. ۷۳ درصد مساحت کشور بارش کمتر از ۳۰۰ میلیمتر را دریافت می‌کنند و از طرفی ۵/۷ درصد بارش کشور بیش از ۵۵۰ میلیمتر است. بنابراین توزیع نابرابر بارش بر ایران بسیار مشهود است.

با استناد به هدف این پژوهش که به کارگیری خروجی مدل‌های AOGCM در بررسی طول دوره‌های خشک با رویکرد تغییر اقلیم و لحاظ نمودن عدم قطعیت است، بانک اطلاعاتی مورد استفاده در این پژوهش در قالب دو پایگاه داده بررسی می‌شود. پایگاه اول شامل جمع آوری و آنالیز اطلاعات تمامی داده‌های دمای کمینه، دمای بیشینه، بارش و ساعت آفتابی در مقیاس روزانه در ۲۳۴ ایستگاه هم‌دید کشور (با طول دوره‌های آماری مختلف) است، اما به جهت اینکه داده‌ها با فرمت ایستگاهی و نقطه‌ای و با طول دوره آماری بیش از ۳۰ سال برای مدلسازی مورد نیاز بود، ایستگاه‌هایی که دارای نقص آماری زیادی بودند حذف شدند و در نهایت

جدول (۱): نتایج عملکرد شاخص‌های مختلف مدل‌های AOGCM نسبت به داده‌های مشاهداتی

دما			بارش			متغیر اقلیمی
عملکرد شاخص			عملکرد شاخص			
d	RMSE (c°)	R ² (%)	d	RM-SE(mm)	(%)	مدل
0.81	1.8	90.3	0.76	11.9	91.1	BCM2
0.97	1.2	91.3	0.78	7.96	89.1	CGCM3.1 (T47)
0.61	3.2	70.6	0.65	20.52	90.8	CNRM-CM3
0.83	4.2	60.8	0.70	17.8	91.1	CSIRO-MK3.0
0.80	1.9	91.8	0.79	11.9	91.7	FGOALS
0.98	1.2	95.3	0.89	7.2	94.2	GFDL-CM2.1
0.85	3.6	73.2	0.85	20.8	86.1	GISS-AOM
0.97	0.96	98.6	0.95	5.56	95.4	HadCM3
0.55	5.3	87.2	0.69	14.2	86.3	HadGEM1
0.69	6.7	59.5	0.55	16.3	64.8	INM-CM3.0
0.78	2.6	88.1	0.81	25.3	90.9	IPSL-CM4
0.83	6.8	89.6	0.63	15.3	86.01	MRI-CG-CM2.3.2
0.76	7.3	66.6	0.79	12.8	83.8	ECHAM5-OM
0.68	1.5	69.5	0.58	16.9	83.4	NCCCSM3
0.47	5.9	83.1	0.47	29.8	66.9	NCPCM

برای ارزیابی عملکرد و کارایی مدل‌ها از شاخص‌های آماری مانند انتخاب دوره با بالاترین ضریب تعیین (R²) و پایین‌ترین شاخص‌های خطا شامل: خطای جذر میانگین مربعات (RMSE)^۲ و شاخص آماری توافق ویلموت (d) که مقداری بین صفر تا یک دارد، مقدار یک بیانگر بهترین برازش است انجام شد (روابط ۱ تا ۳). این روابط توسط (Soler et al. 2007) به کار گرفته شد.

$$R^2 = \frac{\frac{1}{2}[\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})]}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}$$

رابطه ۱

در این رابطه مقدار R² بیانگر ارتباط خطی بین داده‌های شبیه‌سازی شده و مشاهداتی بوده که مقدار آن بین صفر تا ۱ می‌باشد. هرچه این مقدار به یک نزدیک‌تر باشد نشان‌دهنده رابطه خطی قوی‌تر بین دو مقدار می‌باشد. X_i و Y_i بیانگر

بخش اول اعتبارسنجی آماری مدل‌ها بر اساس شاخص‌های آماری بررسی می‌شود. در بخش دوم تعیین آستانه‌های بارشی جهت استخراج طول دوره‌های خشک مطرح است. در بخش سوم به تولید سناریوهای اقلیمی و در نهایت به بررسی عدم قطعیت‌ها با استفاده از روش اعتبار مجموع میانگین (VPA)^۱، پرداخته خواهد شد.

۳-۱- انتخاب مدل‌های AOGCM براساس بهترین عملکرد بر مبنای شاخص‌های آماری

به طور کلی توانمندی مدل مولد داده‌های آب و هوایی اثرات مستقیمی بر روی ارزیابی تغییر اقلیم در یک منطقه دارد. لذا، در ابتدا باید توانمندی و کارایی این مدل‌ها در ارزیابی و پیش‌بینی تغییرات اقلیمی بررسی شود. بعد از راستی‌آزمایی مدل LARS-WG به عنوان یک ابزار ریز مقیاس نمایی داده‌ای، بر روی تمامی ایستگاه‌های ایران لازم است تا در مرحله بعد داده‌های مصنوعی مطابق با سناریوی تغییر اقلیم حاصل از میانگین خروجی مدل‌های AOGCM که بر مبنای الگو و سناریوهای انتشار (IPCC) هستند برای دهه‌های ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰ تولید شوند. اما از آنجائی که در پیش‌فرض مدل LARS-WG پانزده مدل با سناریوهای انتشار از خانواده A و B وجود دارد، لازم است در ابتدا عملکرد و کارایی این مدل‌ها را بر مبنای سناریوهای انتشار برای شبیه‌سازی داده‌های آینده مورد ارزیابی و تأیید قرار داد. برای این کار مدل لارس «۶۸۰» بار اجرا و خروجی آن با استفاده از شاخص‌های آماری مورد واسنجی قرار گرفت و نهایتاً دو مدل (GFDL-CM2.1 و Hadcm3) که بیشترین کارایی (همبستگی) و کمترین خطای شبیه‌سازی را در برآورد پارامترهای دما و بارش داشتند مورد استفاده نهایی در این پژوهش قرار گرفتند. لذا از دخالت دادن داده‌های دیگر مدل‌ها، در محاسبات آتی صرف‌نظر شد. کمترین میزان همبستگی و عدم کارایی لازم مربوط به دو مدل (NCPCM, INM-CM3) است (جدول ۱).

۰/۰۱، ۰/۱، ۰/۱۵، ۰/۲، ۰/۳، ۱، ۵ و ۱۰ میلیمتر (دمروس و رانچوک، ۱۹۹۳). هاشمی (۱۳۴۷)، آستانه ۰/۲ میلیمتر، مشکانی (۱۳۶۳) و حجازی زاده (۱۳۸۲) ۰/۱ میلیمتر را برای روز بارانی و مرز خشک و تری انتخاب کردند. معیار و دلیل انتخاب آستانه‌های بارشی در هر مکان همواره مورد پرسش بسیاری از محققین است. شاید جواب آن در شناخت الگوی رفتاری بارش که اساساً رفتاری آشوب‌مند است نهفته باشد. لذا در این پژوهش بعد از واکاوی رفتار بارش در طی دوره مورد مطالعه با توجه به شرایط اقلیمی ایران، قرار گرفتن در کمربند خشک کره زمین، کم بودن تعداد روزهای بارش در اغلب ایستگاه‌ها در طول سال و در جهت رسیدن به اهداف پژوهش سه آستانه ۰/۱، ۵ و ۱۰ میلیمتر بارش در روز به عنوان آستانه‌های روز بارانی تعیین گردیدند. آستانه ۰/۱ میلیمتر به جهت اینکه این آستانه فراوانی رخدادهای بارشی با مقادیر کم را به خوبی پوشش می‌دهد و در واقع این آستانه معیار خوبی برای جدا کردن روزهای تر نسبت به روزهای خشک است. از طرفی در این آستانه وقوع یک روز خشک بعد از یک روز خشک دیگر از احتمال بیشتری برخوردار است. آستانه ۵ میلیمتر هم از حیث رخداد بارش وزن بیشتری در بین اغلب ایستگاه‌ها نسبت به آستانه‌های دیگر دارد و در بیش از ۶۰ درصد ایستگاه‌ها رخداد این دامنه دارای وزن بالایی بود. اما، استفاده از آستانه‌هایی همچون ۱۰ میلیمتر، این خاصیت را دارند که وزن اضافه‌ای که برخی روزهای بارشی پرت با فراوانی بسیار کم در اتمام یک دوره خشک بلندمدت دارند، بدون اینکه واقعاً به خشکسالی پایان داده باشند، حذف کنند (مارتین و گومز، ۱۹۹۹). بنابراین سه آستانه مذکور مبنای مدل‌سازی بارش هم قرار خواهد گرفت.

۳-۳- تولید سناریوهای اقلیمی حاصل از خروجی AOGCM ها برای دوره آتی

معتبرترین ابزار جهت تولید سناریوهای اقلیمی، مدل‌های سه بعدی جفت شده اقیانوس-اتمسفر (AOGCM) می‌باشد. به منظور حذف اغتشاشات غیرمعتبر درون مدلی این مدل‌ها

i آمین داده واقعی (مشاهده شده) و شبیه‌سازی شده توسط مدل، \bar{X} و \bar{Y} میانگین کل داده‌ها است. معیار ضریب تعیین به تنهایی نمی‌تواند بیانگر عملکرد یک مدل در شبیه‌سازی داده‌ها باشد. زیرا حالات زیادی وجود دارد که داده‌های شبیه‌سازی شده بخوبی می‌تواند الگوی رفتاری داده‌های مشاهداتی را برآورد کند و اختلاف زیادی بین داده‌های شبیه‌سازی شده و مشاهداتی وجود دارد. بنابراین معمولاً از معیارهای دیگر که بیانگر وضعیت اختلاف بین داده‌های شبیه‌سازی شده و مشاهداتی است، استفاده می‌شود. بدین منظور از خطای جذر میانگین مربعات (RMSE) و شاخص آماری توافق ویلموت (d) به عنوان دو معیار معتبر در کنار R^2 مورد استفاده قرار گرفتند.

$$\text{رابطه ۲} \quad \text{RMSE} = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\text{Sim}, i - \text{obs}, i)^2}$$

$$\text{رابطه ۳} \quad d = 1 - \left\{ \frac{\sum_{i=1}^n (|\text{sim}, i - \text{obs}, i|)^2}{\sum_{i=1}^n (|\text{sim}, i - \text{obs}, i| + |\text{obs}, i - \text{obs}, i|)^2} \right\}$$

در این روابط sim, i مقادیر شبیه‌سازی شده، obs, i مقادیر مشاهداتی و obs, i میانگین مقادیر مشاهداتی است. بیشترین درصد خطای قابل قبول برای شاخص خطای جذر میانگین مربعات ۱۰ درصد است (سولر و همکاران، ۲۰۰۷) و بالاتر از این درصد عدم کارایی مدل در برآورد مقادیر را نشان می‌دهد. در شاخص آماری توافق ویلموت (d) هم مقادیر بین صفر تا یک است که مقدار یک بیانگر بهترین برازش می‌باشد.

۳-۲- تعریف و طبقه‌بندی آستانه‌های بارشی

بعد از اخذ داده‌ها و تشکیل بانک اطلاعاتی (ماتریسی به ابعاد ۴۸*۱۰۹۵ از روزهای بارشی تشکیل و سپس در نرم‌افزار Matlab آستانه‌های دوره‌های خشک استخراج شدند). تعیین آستانه‌ها برای مشخص نمودن روزهای بارانی از غیر بارانی و استخراج طول دوره‌های خشک بر اساس این آستانه‌ها مرحله اول کار را تشکیل می‌داد. در مورد تعیین این آستانه بین آب و هواشناسان اختلاف نظر زیادی وجود دارد به طوری که آنها معیارهای گوناگونی را برای این منظور پیشنهاد داده‌اند؛ معیارهای مختلفی همچون

دمای شبیه‌سازی شده توسط مدل‌های AOGCM در دوره مشاهداتی (۲۰۱۰-۱۹۸۱) است.

رابطه ۵

$$P_{adj, fur, d} = P_{abs, d} \times \sum_{i=1}^k (\bar{P}_{GCM, fur, m} / \bar{P}_{GCM, obs, m})$$
 اجزاء این رابطه نیز همانند رابطه بالا ولی برای بارش است.

۳-۴- ارائه روش (Validity Plural Averaging) VPA
 روش اعتبار مجموع میانگین (VPA) بر اساس مقایسه میانگین‌های دوره مشاهداتی متغیرهای اقلیمی (دما یا بارندگی) و خروجی مدل‌های AOGCM برای همین دوره و مقایسه مقادیر سناریوهای تغییر اقلیم دما یا بارندگی در دوره‌های آتی با میانگین این سناریوها با شرحی که در ادامه می‌آید کار می‌کند.

رابطه ۶

$$\Delta_{se\bar{P}} = \frac{\sum_{i=1}^3 (\Delta_{seP}) \times (R_i)}{\sum R_i}$$

در این رابطه $\Delta_{se\bar{P}}$ میانگین سری سناریوهای تغییر اقلیم دما یا بارندگی حاصل از مدل‌های AOGCM Δ_{seP} سری سناریوهای تغییر اقلیم بارندگی حاصل از مدل‌های AOGCM و (R_i) وزن‌های اختصاصی به هر مدل AOGCM می‌باشد که از رابطه ۷ محاسبه می‌گردد.

رابطه ۷

$$R_i = \frac{\sum_{i=1}^3 (\Delta_{se\bar{P}_{1..3}}) - (\sum (\bar{P}_{obs}))}{\sigma(\Delta_{seP_{1..3}}) + \sigma(P_{obs})}$$

در این رابطه R_i وزن اختصاصی هر مدل در هر سناریو، $\Delta_{se\bar{P}_{1..3}}$ میانگین سه سری (A2, A1B, B1) سناریوهای تغییر اقلیم بارندگی، $(\sum (\bar{P}_{obs}))$ مجموع میانگین سری مشاهداتی بارش، $\sigma(\Delta_{seP_{1..3}})$ انحراف معیار سه سری سناریوهای تولید شده بارش و $\sigma(obs)$ انحراف معیار سری داده‌های مشاهداتی بارش می‌باشند. برای سناریوهای دما نیز موارد ذکر شده برقرار است. همانطوری که پیشتر ذکر شد برای به حداقل رساندن خطای ناشی از عدم قطعیت در مطالعات تغییر اقلیم، لازم است از به کار بردن یک مدل و یک سناریو خودداری نمود و بسته به اهداف پژوهش حداقل از دو مدل و چند سناریو استفاده شود. برای جمع‌بندی و فهم بیشتر، مراحل اجرای عدم

(Noise) در محاسبات و تقویت میزان تغییرات اقلیمی موجود (Signal) معمولاً بجای استفاده مستقیم از داده‌های AOGCM در محاسبات تغییر اقلیم، از میانگین دوره‌ای این داده‌ها استفاده می‌شود. با در دست داشتن شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی برای دوره‌های گذشته توسط مدل‌های AOGCM می‌توان با محاسبه تغییرات متغیر اقلیمی موردنظر در دوره‌های آتی نسبت به دوره گذشته سناریوی تغییر اقلیم آن متغیر را بدست آورد. در این حالت برای دما از اختلاف بین دو متغیر و برای بارندگی از نسبت بین آنها استفاده می‌شود (جون و هولمر، ۱۹۹۶). به مقادیر بدست آمده سناریوی تغییر اقلیم اطلاق می‌شود. لذا برای محاسبه سناریوی تغییر اقلیم در هر مدل AOGCM مقادیر «اختلاف» برای دما و «نسبت» برای بارندگی بین میانگین ۳۰ ساله در دوره‌های آتی (۲۰۶۵-۲۰۴۶ و ۲۰۸۰-۲۰۵۰) یعنی دهه‌های ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰ و دوره‌شبیه‌سازی شده پایه توسط همان مدل (۲۰۱۰-۱۹۸۱) محاسبه می‌شود. این مقادیر بیانگر میزان میانگین ۳۰ ساله تغییر اقلیم نسبت به دوره پایه می‌باشد. نهایتاً برای بدست آوردن سری زمانی سناریوی اقلیمی در آینده، این مقادیر به مقادیر اندازه‌گیری شده (۲۰۱۰-۱۹۸۱) افزوده می‌شود (روابط ۴ و ۵). این روابط در پژوهشی توسط اوایانگ و همکاران (۲۰۱۳) برای بررسی عدم قطعیت روش‌های ریزمقیاس نمایی در هیدرولوژی تحت تأثیر تغییر اقلیم به کار برده شد. البته در نسخه جدید مدل LARS-WG5.5 سناریوهای پایه مدل‌های AOGCM بر اساس انتشار گازها تعبیه شده اما بنا به دلایلی که ذکر شد لازم است تا خروجی این مدل‌ها بر اساس سناریوی تغییر اقلیم برای دوره‌های آتی ارائه شوند.

رابطه ۸

$$T_{adj, fur, d} = T_{abs, d} + \sum_{i=1}^k (\bar{T}_{GCM, fur, m} - \bar{T}_{GCM, obs, m})$$

در این رابطه $T_{adj, fur, d}$ دمای روزانه تعدیل یافته (برای دمای حداکثر و حداقل) برای دهه‌های ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰، $T_{abs, d}$ دمای مشاهداتی برای دوره پایه (۲۰۱۰-۱۹۸۰)، $T_{GCM, fur, m}$ میانگین ماهانه دمای شبیه‌سازی شده توسط مدل‌های AOGCM در دوره‌های آتی، $T_{GCM, obs, m}$ میانگین ماهانه

قطعیت در این پژوهش فهرست وار ذکر می شود:

۱- در ابتدا با استفاده از نتایج مدل های AOGCM محدوده سناریوهای تغییر اقلیم برای دما و بارش مشخص شد (روابط ۴ و ۵)

۲- سپس توزیع احتمالاتی پیشین برای هر سناریوی دما و بارش و سری های آنها (A2, A1B, B1) با استفاده از رهیافت بیزی تولید شد (مبانی رهیافت بیزی در مقاله ای که توسط نویسندگان به چاپ رسیده به طور کامل تشریح شده است (هاشمی عنا و همکاران، ۲۰۱۵)).

۳- بعد از اعمال رهیافت بیز از روش VPA (اعتبارسنجی مجموع میانگین ها (ارائه شده توسط نویسندگان) اعتبار میانگین های تولید شده در رهیافت بیز بررسی شد و ۴- در پایان وزن اختصاص یافته به هر کدام از مدل ها در تولید سری های میانگین دما و بارش مشخص شد (رابطه ۷-)).

۴- بررسی و تحلیل نتایج و یافته ها

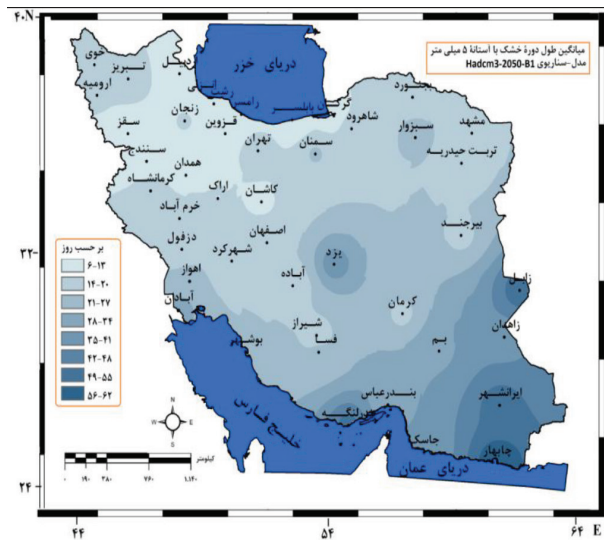
۴-۱- انتخاب مدل های AOGCM بر اساس بهترین عملکرد بر مبنای شاخص های آماری

بر اساس اصول و مبانی روابط (۱ تا ۳)، و با استفاده از روش ها و شاخص های آماری، عملکرد مدل های AOGCM قبل از شبیه سازی طول دوره های خشک مورد ارزیابی قرار گرفت و مشخص شد که دو مدل (Hadcm3 و GFDL-CM2.1)، بیشترین کارایی (همبستگی) و کمترین خطای شبیه سازی را در برآورد پارامترهای دما و بارش داشتند. در مقابل کمترین میزان همبستگی و عدم کارایی لازم مربوط به دو مدل (NCPCM و INM-CM3) است (جدول ۱).

۴-۲- مدلسازی آستانه های بارشی برای استخراج میانگین طول دوره های خشک

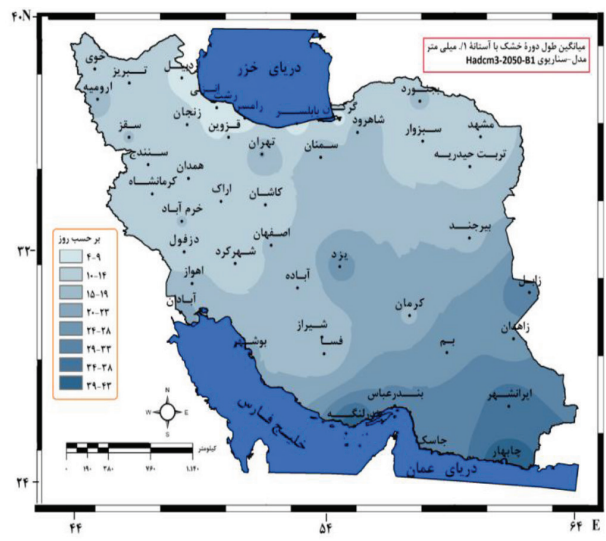
میانگین طول دوره خشک در مقایسه با حداکثر طول دوره های خشک می تواند معیار مناسبی برای ارزیابی اقلیم ایران در دوره آتی باشد. چرا که امکان دارد یک ایستگاه از دوره خشک طولانی برخوردار باشد، اما میانگین طول

دوره خشک در آن پایین باشد. به عنوان مثال ایستگاه هایی مانند اردبیل، تبریز، زنجان، کرمان، بیرجند و فسا علی رغم اینکه دارای دوره های خشک طولانی هستند، اما میانگین طول دوره خشک در آنها کمتر است. بنابراین میانگین طول دوره خشک تفاوت بارشی بین نواحی مختلف ایران را به خوبی نشان می دهد. این تفاوت ها بین نواحی شمالی و جنوبی مشهودتر است به طوری که از ۴ روز در رشت تا ۴۴ روز در چابهار در نوسان است (نگاره ۲). بر اساس میانگین طول دوره های خشک هسته های حداقل و حداکثر منطبق بر نوار ساحلی خزر و نواحی جنوب و جنوب شرق است. این شرایط در مورد طولانی ترین دوره های خشک هم صادق بود. بر اساس آستانه ۵ میلی متر شرایط تا حدودی متفاوت تر است و پهنه شمال غرب به دو بخش زاگرس شمالی و میانی تقسیم می شوند که در بخش های شمالی تر میانگین طول دوره خشک کمتر است (نگاره ۳). در نواحی مرکزی، ایستگاه یزد از میانگین دوره های بیشتری برخوردار است و تغییرات آن کاملاً مشهود می باشد. در آستانه ۱۰ میلیمتر مرز مناطق خشک آرایش پربندی مشخصی به خود می گیرند به طوری که میانگین دوره های خشک با مقادیر بالا تا نواحی جنوبی البرز هم کشیده می شوند. در این آستانه نیز میانگین طول دوره از ۱۰ روز در شمال (رشت) تا ۲۰۲ روز در مرکز (یزد)، در نوسان است (نگاره ۴). در هر سه آستانه دوره های خشک در شمال کشور نسبت به مرکز و جنوب نسبتاً کوتاه ترند. یعنی ماندگاری و تداوم کمتری دارند. شاید علت این حالت تا حدودی استیلای آنتی سیکلون جنب حاره در فصول گرم سال در مناطق مرکزی و جنوب ایران باشد که اجازه صعود هوا و رخداد بارش را نمی دهد و پایداری جو توأم با رخدادهای گرد و غبار سبب افزایش طول دوره های خشک با تداوم و ماندگاری بالا می شود. در حالیکه در نیمه شمالی کشور در فصول گرم سال با عبور جریانات جوی از روی پهنه خزر مستعد رخداد بارش ها در فصول گرم هستند. قابل توجه اینکه در هر دو حالت خوشبینانه و بدبینانه برای دهه های آتی، شرایط تشدید



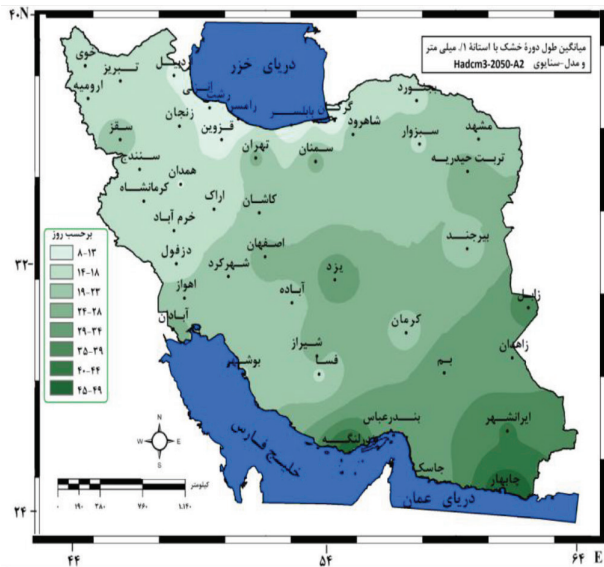
نگاره (۳): برآورد میانگین طول دوره‌های خشک با

آستانه ۵ میلیمتر بر پایه مدل-سناریوی (Hadcm3-2050-B1)



نگاره (۲): برآورد میانگین طول دوره‌های خشک با

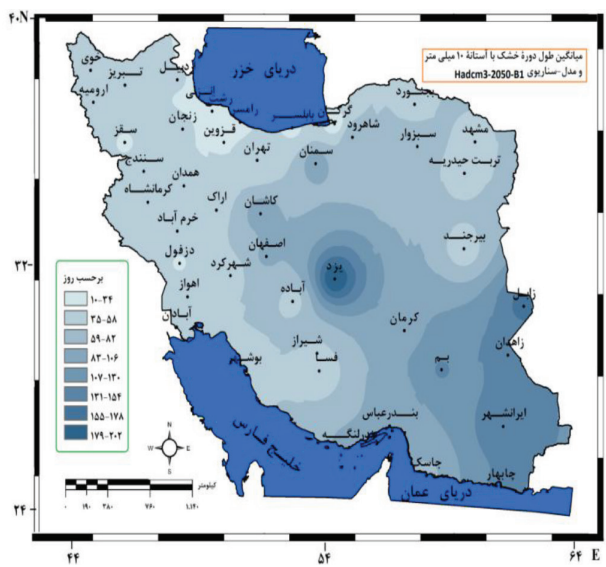
آستانه ۱۰/۱ میلیمتر بر پایه مدل-سناریوی (Hadcm3-2050-B1)



نگاره (۵): برآورد میانگین طول دوره‌های خشک با آستانه ۱۰/۱

میلیمتر بر پایه مدل-سناریوی (Hadcm3-2050-A2)

سیطره دوره‌های خشک هستند. البته در آستانه‌های بالاتر، درصد روزهای خشک نمود بیشتری دارند و نسبت به آستانه ۱۰/۱ و ۵ میلیمتر بیش از ۱۰ درصد افزایش نشان می‌دهند (نگاره‌های ۵ تا ۷). البته خروجی مدل GFDL-CM2.1 تا حدودی شبیه Hadcm3 بود و به دلیل تعدد نقشه‌ها از ارائه آن در این پژوهش صرف‌نظر شد و فقط خروجی مدل Hadcm3 در دهه ۲۰۵۰ مورد تحلیل قرار گرفت.



نگاره (۴): برآورد میانگین طول دوره‌های خشک با آستانه

۱۰ میلیمتر بر پایه مدل-سناریوی (Hadcm3-2050-B1)

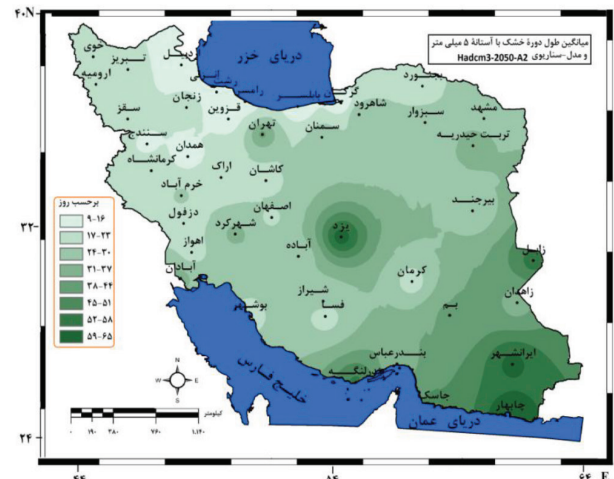
خشکی برای تمامی گستره ایران زمین پیش‌بینی می‌شود. بر اساس هر سه آستانه در سناریوی A2 ایستگاه یزد با میانگین ۲۰۸ روز طول از دوره‌های خشک بیشتری نسبت به نواحی مرکزی و جنوبی برخوردار است، به طوری که بیش از ۹۴ درصد از کل روزهای آن در طول سال خشک است. بعد از یزد نواحی جنوب‌شرق مانند چابهار و ایرانشهر در بیش از ۹۰ درصد از کل روزهای سال تحت

داده‌های مدل AOGCM در محاسبات تغییر اقلیم، از میانگین دوره‌ای چند ساله این داده‌ها استفاده می‌شود. یعنی اینکه انحراف معیار داده‌های شبیه‌سازی شده اختلاف و انحراف زیادی با داده‌های مشاهداتی دارند که برای رفع این نقیصه باید نسبت و تفاضل داده‌های مشاهداتی شبیه‌سازی شده را با استفاده از روابط (۴ و ۵) که پیشتر تشریح شد برطرف کرد. در این پژوهش از خروجی دو مدل (Hadcm3 و GFDL-CM2.1) تحت سناریوهای انتشار (A2B1, A1B) که تداعی کننده مفاهیم خوشبینانه، حدوسط و بدبینانه هستند برای بررسی رفتار دوره‌های خشک تحت تأثیر نوسانات اقلیمی استفاده شد. هر کدام از این تحلیل‌ها برای اقلیم میانی و دور (دو دهه ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰) انجام شد. نگرانه‌های (۸ تا ۱۱) سناریوی تغییرات بارش را طی دوره‌های ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰ در مقایسه با دوره پایه تحت سناریوهای انتشار نشان می‌دهد. مهمترین ویژگی در این مدل‌سازی فقدان هماهنگی بین مدل‌سازی بارش تحت مدل-سناریوهای مختلف در دوره آتی است، به طوری که در دهه ۲۰۵۰ در اکثر ایستگاه‌های کشور کاهش بارش و در برخی افزایش بارش مشاهده می‌شود.

در مقابل در دهه ۲۰۸۰ غالب پهنه ایران در معرض کاهش نسبی بارش قرار دارند. در فصول سرد سال همواره در هر دو مدل و تحت سناریوی بدبینانه (A2) تغییرات بارش برای هر دو دهه، روند کاهشی محسوس‌تری نسبت به فصول گرم سال دارد.

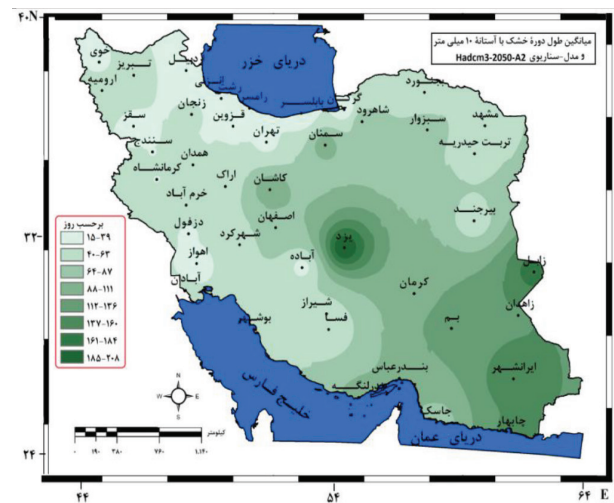
این حالت شاید بدلیل ویژگی خشکی ذاتی پهنه وسیعی از سرزمین ایران در طول فصول گرم سال است که دامنه تغییرات بارش را تا حدودی پایین نگه میدارد. به طور کلی ضریب تغییرات بارش در دهه ۲۰۸۰ برای هر سه سناریو و دو مدل مورد بررسی، مقادیر بالاتری نسبت به دهه ۲۰۵۰ از خود نشان می‌دهد. علت این امر شاید تا حدودی مربوط به حساسیت‌های مدل‌ها، در پیش‌بینی تغییرات اقلیمی باشد که در مرحله بررسی عدم قطعیت‌ها این محدودیت رفع خواهد شد.

پژوهشی دیگر سعی خواهد شد اقلیم دهه ۲۰۸۰ ایران از نگاه دوره‌های خشک مورد واکاوی مفصل‌تری قرار گیرد. لذا در این پژوهش فقط به نتایج این دهه اشاره می‌شود.



نگاره (۶): برآورد میانگین طول دوره‌های خشک با آستانه ۵

میلیمتر بر پایه مدل-سناریوی (Hadcm3-2050-A2)



نگاره (۷): برآورد میانگین طول دوره‌های خشک با آستانه ۱۰

میلیمتر بر پایه مدل-سناریوی (Hadcm3-2050-A2)

۴-۳- تحلیل و تدوین سناریوهای تغییر اقلیم بارش و دما برای دوره آتی بر پایه سناریوهای انتشار مدل‌های AOGCM

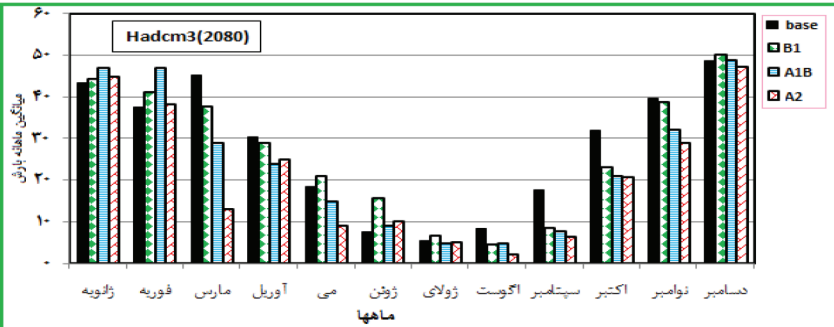
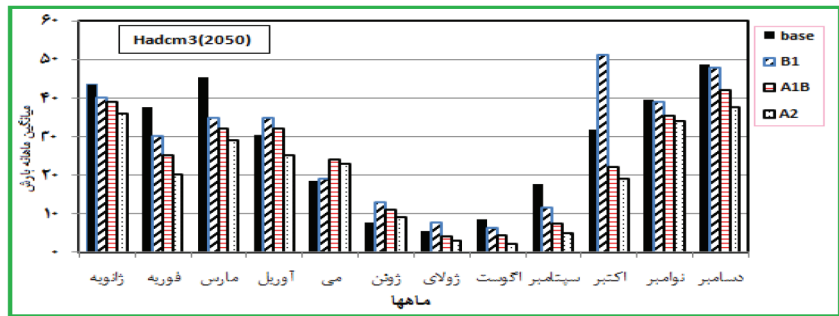
به منظور حذف نویز (اغتشاشات غیرمعتبر) در شبیه سازی نوسانات اقلیمی ناشی از بزرگ بودن سلول‌های محاسباتی مدل‌های معمولاً به جای استفاده مستقیم از

در فصل تابستان در مقایسه با مدل (GFDL-CM2.1) از وزن بیشتری برخوردار است (نگاره‌های ۱۲ تا ۱۷). وزن اختصاص یافته در هر دو مدل در دهه ۲۰۵۰ نسبت به دهه ۲۰۸۰ به خصوص در ماه‌های سرد سال بیشتر است. به نظر می‌رسد این امر به دلیل کاهش نسبی بارش در دهه ۲۰۸۰ است که وزن بارش را در دوره‌های سرد سال پایین می‌آورد. هر اندازه وزن مدل در شبیه‌سازی بالاتر باشد نشان دهنده این مطلب است که خطای ناشی از عدم قطعیت مدل به حداقل ممکن رسیده است.

برای لحاظ نمودن عدم قطعیت در بررسی رفتار طول دوره‌های خشک در گستره ایران ضمن محاسبه و مشخص نمودن وزن مدل‌ها در شبیه‌سازی بارش در ماه‌های مختلف سال، لازم است این ضریب وزنی در سناریوی تغییر اقلیم

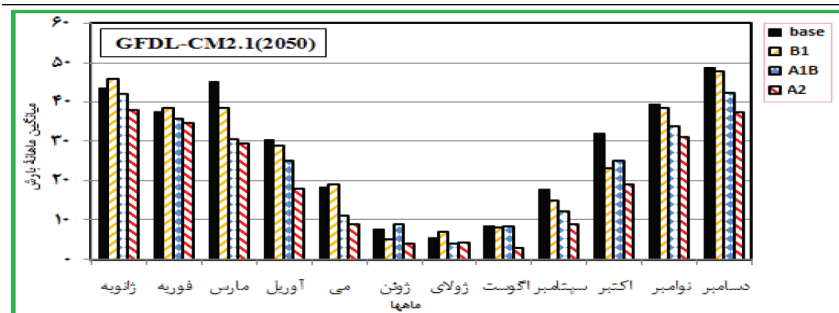
۴-۴- تحلیل عدم قطعیت در بررسی طول دوره‌های خشک، با استفاده از روش اعتبار مجموع میانگین (VPA) در این مرحله برای اعتبار و وزندهی به سناریو-مدل‌ها و تحلیل دوره‌های خشک بر اساس آن، از روش "اعتبار مجموع میانگین" که توسط نویسندگان ارائه شد، مورد استفاده قرار گرفت (رابطه ۶ و ۷). ویژگی‌های بارز این روش استفاده از وزن اختصاصی هر مدل در هر سناریو است. و مهمتر اینکه وزن هر کدام از مدل‌ها در سری سناریوهای تغییر اقلیم (ضرب شد). نتایجی که از وزندهی مدل‌ها برای سه سناریو و دو دهه حاصل شد نشان داد که مدل (Hadcm3) در هر سه سناریو و دو دهه، وزن بیشتری را برای متغیر بارش به خود اختصاص می‌دهد. در مقابل مدل (GFDL-CM2.1)، در ماه‌های گرم سال به خصوص

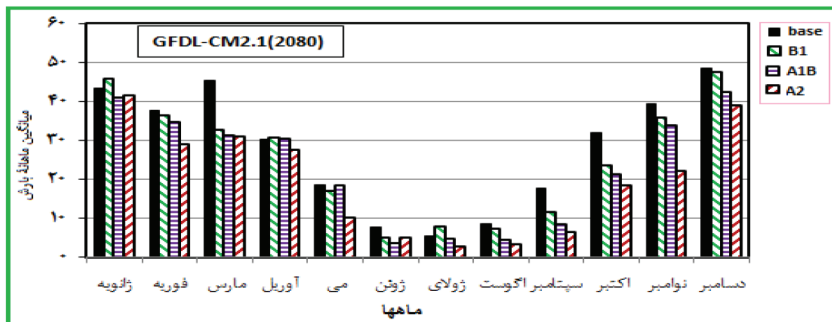
نگاره (۸): سناریوی تغییر اقلیم برای میانگین بارش بر پایه سناریوهای انتشار (دهه ۲۰۵۰)



نگاره (۹): سناریوی تغییر اقلیم برای میانگین بارش بر پایه سناریوهای انتشار (دهه ۲۰۸۰)

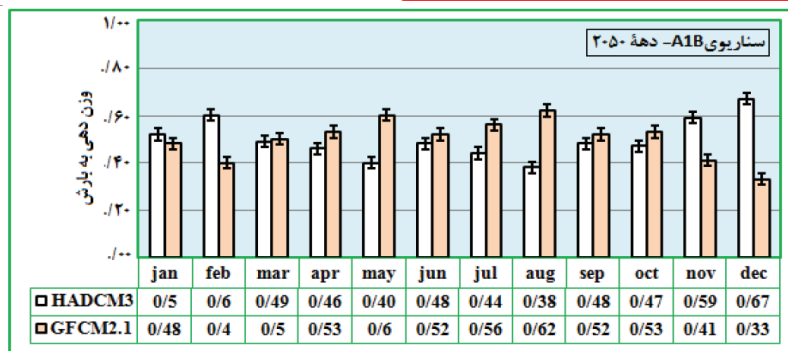
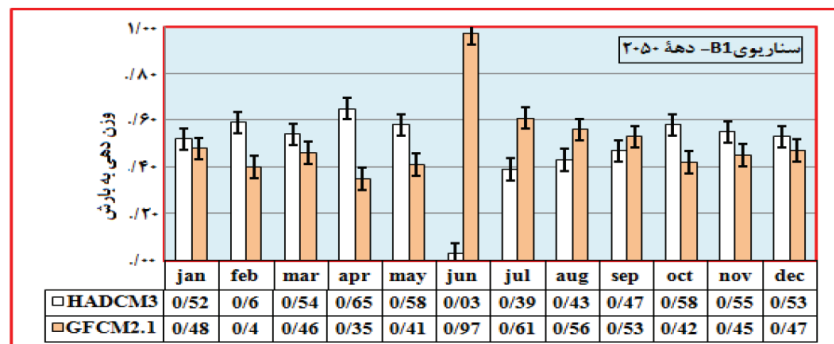
نگاره (۱۰): سناریوی تغییر اقلیم برای میانگین بارش بر پایه سناریوهای انتشار (دهه ۲۰۵۰)





نگاره (۱۱): سناریوی تغییر اقلیم برای میانگین بارش بر پایه سناریوهای انتشار (دهه ۲۰۸۰)

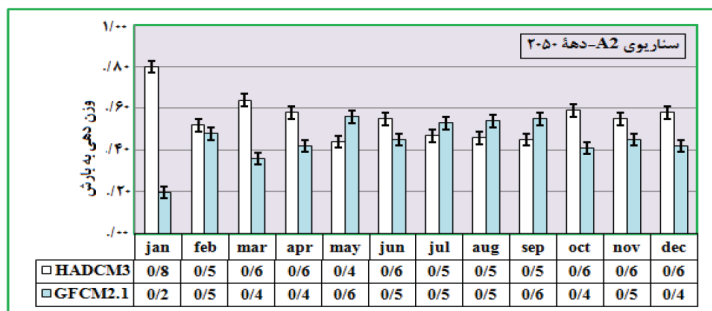
نگاره (۱۲): ضریب وزنی ماهانه مدل‌ها برای متغیر بارش تحت سناریوی B1 در دهه ۲۰۵۰ (با لحاظ نمودن عدم قطعیت)



نگاره (۱۳): ضریب وزنی ماهانه مدل‌ها برای متغیر بارش تحت سناریوی A1B در دهه ۲۰۵۰ (با لحاظ نمودن عدم قطعیت)

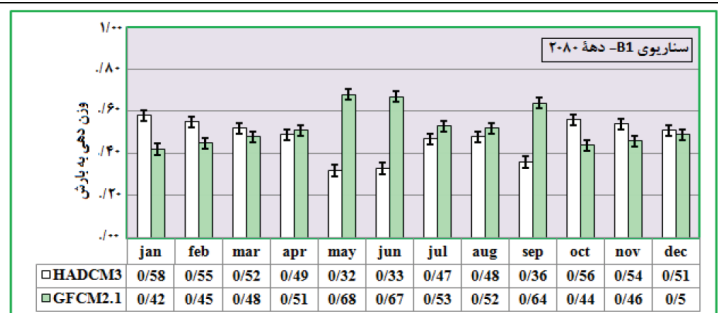
ماه‌های سرد سال (مهر، آبان، دی و بهمن)، دستخوش تغییرات زیادی هستند و این تغییرات در جهت افزایش طول دوره‌های خشک رخ می‌دهند، که خود نشان دهنده تمرکز ریزش‌های جوی در انتهای فصول سرد و منتهی به فصول گرم اتفاق است. اگر چه فراوانی رخداد و طول دوره‌های خشک در ماه‌های گرم سال (به خصوص خرداد، مرداد و شهریور)، نسبت به بقیه ماه‌های سال بیشتر است، اما نسبت به میانگین دوره مشاهداتی افزایش چندانی ندارد. میانگین ماهانه طول دوره‌های خشک در ماه‌های ژانویه، اکتبر و نوامبر بیشترین افزایش را نسبت به دوره مشاهداتی داشته است. این افزایش از میانگین ۲۶ روز در دوره پایه تا ۲۸ روز در دوره پیش‌بینی در نوسان است. در مقابل

بارش با استفاده از روش اعتبار مجموع میانگین (VPA)، اثر داده شود. در واقع ضمن حفظ میانگین و انحراف معیار سری سناریوها، خطای حاصل از شبیه‌سازی به حداقل ممکن می‌رسد. امتیاز وزندهی به مدل‌ها علاوه بر اینکه نتایج حاصل از مدل‌ها را مورد تأیید قرار می‌دهد، سناریوی‌های اقلیمی را با حفظ میانگین و انحراف معیار ترکیب و تبدیل به یک سری واحد از سناریوها می‌نماید. بعد از وزندهی ماهانه به مدل‌ها باید نتایج روش اعتبار مجموع میانگین (VPA)، جهت اثرگذاری عدم قطعیت در مدلسازی دوره‌های خشک، تغییرپذیری ماهانه دوره‌های خشک با ارائه نمودار باکس پلات مورد تحلیل قرار گرفت و مشخص شد که تغییرات طول دوره‌های خشک در ابتدای

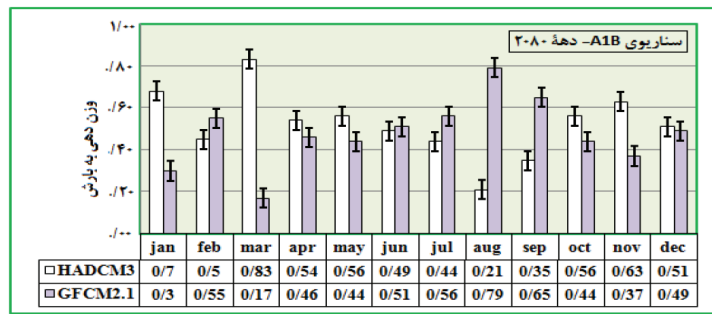


نگاره ۱۴: ضریب وزنی ماهانه مدل‌ها برای متغیر بارش تحت سناریوی A2 در دهه ۲۰۵۰ (با لحاظ نمودن عدم قطعیت)

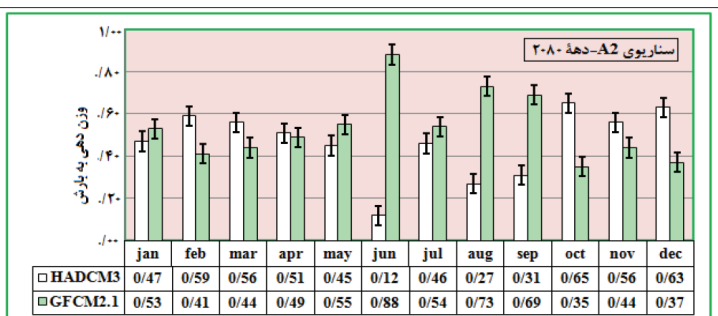
نگاره ۱۵: ضریب وزنی ماهانه مدل‌ها برای متغیر بارش تحت سناریوی B1 در دهه ۲۰۸۰ (با لحاظ نمودن عدم قطعیت)



نگاره ۱۶: ضریب وزنی ماهانه مدل‌ها برای متغیر بارش تحت سناریوی A1B در دهه ۲۰۸۰ (با لحاظ نمودن عدم قطعیت)



نگاره ۱۷: ضریب وزنی ماهانه مدل‌ها برای متغیر بارش تحت سناریوی A2 در دهه ۲۰۸۰ (با لحاظ نمودن عدم قطعیت)



است (نگاره ۱۸). اما در چارک اول و در مدل GFDL-CM2.1 به خصوص در ماه‌های ژانویه، فوریه، مارس و اکتبر بیش از ۹۰ درصد داده‌ها میانگین طول دوره‌های خشک بالای ۲۶ روز در ماه دارند (نگاره ۱۹). در مقابل در ماه‌های جولای، اگوست و سپتامبر، به جهت اینکه میانگین طول دوره‌های خشک مشاهداتی با میانگین پیش‌بینی شده اختلاف کمی دارند، بیش از

برای دوره گرم سال میانگین مشاهداتی و پیش‌بینی شده تفاوت چندانی با هم ندارند به طوری که از ۲۸ روز (دوره مشاهداتی) تا ۲۹ روز (دوره آتی) در نوسان است. بر اساس مدل Hadcm3 و ترکیب سه سناریو، در چارک سوم بیش از ۸۰ درصد داده‌ها طول دوره‌های خشک بیش از ۲۸ روز در ماه پیش‌بینی می‌شود. در ماه نوامبر و دسامبر این وضعیت به وضوح قابل مشاهده

۹۵ درصد داده‌ها در چارک دوم (میانه)، میانگین طول دوره‌های خشک ۲۸ روز در ماه را دارا هستند.

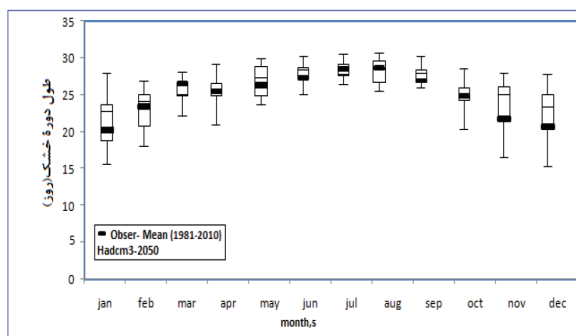
۵- نتیجه‌گیری

شاخص‌های عملکرد مدل‌های HadCM3 و GFDL-CM2.1 بهترین کارایی و کمترین خطای شبیه‌سازی را در برآورد مقادیر دما و بارش در سطح تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه دارند و همبستگی بین داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده در سطح بالایی بدست آمد. با تحلیل سناریوها و بررسی عدم قطعیت مشخص شد که میانگین طول دوره خشک تفاوت بین نواحی مختلف ایران را به خوبی نشان می‌دهد.

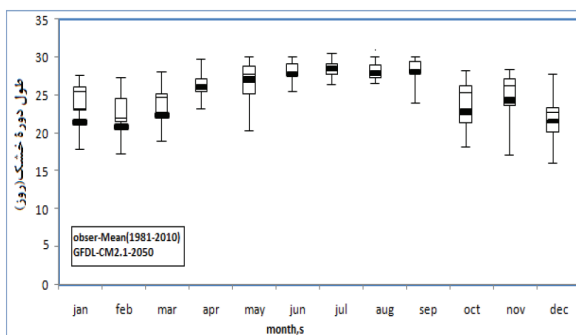
این تفاوت‌ها بین نواحی شمالی و جنوبی مشهودتر است به طوری که از ۴ روز در رشت تا ۴۴ روز در چابهار در نوسان است. بر اساس میانگین طول دوره‌های خشک هسته‌های حداقل و حداکثر منطبق بر نوار ساحلی خزر و نواحی جنوب و جنوب‌شرق است. این شرایط در مورد طولانی‌ترین دوره‌های خشک هم صادق بود. میانگین ماهانه طول دوره‌های خشک در ماه‌های ژانویه، اکتبر و نوامبر بیشترین افزایش را نسبت به دوره مشاهداتی داشته است. این افزایش از میانگین ۲۶ روز در دوره پایه تا ۲۸ روز در دوره پیش‌بینی در نوسان است. در مقابل برای دوره گرم سال میانگین مشاهداتی و پیش‌بینی شده تفاوت چندانی با هم ندارند به طوری که از میانگین ۲۸ روز (دوره مشاهداتی) تا ۲۹ روز (دوره آتی) در نوسان است. به طور کلی در هر دو دهه ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰ و در هر دو سناریوی خوشبینانه و بدبینانه برای دهه‌های آتی، شرایط تشدید خشکی برای تمامی گستره ایران زمین پیش‌بینی می‌شود.

سپاسگزاری

لازم است در راستای انجام این پژوهش از زحمات همکار گرامی جناب آقای مهندس ناصر صفایی دانشجوی دکتری عمران به جهت تدوین و کدنویسی برنامه‌ها، قدردانی شود.



نگاره ۱۸: شبیه‌سازی ماهانه طول دوره خشک با رویکرد شناسایی عدم قطعیت (ترکیب سه سناریو و مدل Hadcm3-۲۰۵۰)



نگاره ۱۹: شبیه‌سازی ماهانه طول دوره خشک با رویکرد شناسایی عدم قطعیت (ترکیب سه سناریو و مدل GFDL-CM2.1-۲۰۵۰)

نکته قابل توجه دیگری که در بررسی عدم قطعیت با نمودار جعبه‌ای بدست آمد مشخص شدن حد بالا و پایین (دامنه تغییرات) طول دوره‌های خشک بود که بیشترین مقادیر آن مربوط به ماه‌های نوامبر و دسامبر (۱۳ روز) برای هر دو مدل تعیین شد.

با شرحی که گذشت به نظر می‌رسد همه این شواهد بیانگر این واقعیت است که افزایش طول دوره‌های خشک به خصوص برای دهه ۲۰۵۰ چالشی اساسی برای وضعیت

11. Boulanger J-P, Martinez F, Segura EC (2007). Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 2: precipitation mean state and seasonal cycle in South America. *Clim Dyn* 28:255-271. doi:10.1007/s00382-006-0182-0
12. Christensen JH, Christensen OB (2007). A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate during this century. *Clim Change* 81(S1):7-30
13. Dastidar AG, Ghosh D, Dasgupta S, De UK (2010). Higher order Markov chain models for monsoon rainfall over West Bengal, India. *Indian J Radio and Space Phys* 39:39-44
14. Domroes, M and Ranatung, E., (1993). A Statistical approach toward a regionalization of daily rainfall in Sri Lanka. *Int. J. Climatol.*, 43.
15. Fen Ouyang • Haishen Lu • Yonghua Zhu • Jianyun Zhang • Zhongbo Yu • Xi Chen (2013). Uncertainty analysis of downscaling methods in assessing the influence of climate change on hydrology. *Stoch Environ Res Risk Assess* DOI 10.1007/s00477-013-0796-9.
16. Gao X, Giorgi F (2008). Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model. *Glob Planet Change* 62:195-209
17. Gao X, Pal JS, Giorgi F (2006). Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophys Res Lett* 33(L03706). doi:10.1029/2005GL024954
18. Grimm A, Natori A (2006). Climate change and interannual variability of precipitation in South America. *Geophys Res Lett* 33:L19706. doi:10.1029/2006GL02682
19. Hashemi-Ana, S. K., Khosravi, M., & Tavousi, T. (2015). Validation of AOGCMs Capabilities for Simulation Length of Dry Spells under the Climate Change in Southwestern Area of Iran. *Open Journal of Air Pollution*, 4(02), 76.
20. Intergovernmental Panel on Climate Change, (IPCC), Climate Change (2007). Synthesis Report of the Fourth Assessment Report, IPCC, 2007.
21. IPCC. 1995. Climate changes 1995: Contribution of Working Group I to the second Report of the Intergovernmental Panel on climate Change, 141-193.

منابع و مآخذ

۱. حجازی‌زاده، شیرخانی؛ زهرا، علیرضا (۱۳۸۲)، تحلیل و پیش‌بینی آماری خشکسالی و دوره‌های خشک کوتاه مدت در استان خراسان، پژوهش‌های جغرافیایی، جلد ۱، شماره ۳۷، صص ۲۵-۳۸.
۲. خسروشاهی، کالی‌راد، حسینی مرندی؛ محمد، عهدیه، حمید (۱۳۹۰)، مقایسه قلمرو بیابان‌های اقلیم‌شناسی و زمین‌ساختی ایران، فصلنامه مرتع و بیابان ایران، جلد ۱۸، ش ۲، صص ۳۵۲-۳۳۶.
- ۳- طاوسی، تقی (۱۳۹۴)، بیابان و بیابانزایی از نگاه آب و هواشناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان با همکاری نشر مرندیز.
۴. مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۹۰)، آب و هوای ایران، انتشارات شریعه توس مشهد، چاپ اول.
۵. مشکانی، محمد رضا (۱۳۶۳)، بررسی احتمال تواتر روزهای خشک بابل‌سر از دیدگاه بیز تجربی، مجله علوم آب، شماره ۳، صص ۲۶-۱۸.
۶. هاشمی، فریدون (۱۳۴۷)، تجزیه و تحلیل استاتیکی از بارندگی سالانه، ماهانه و روزانه تهران، تحقیقات علمی هواشناسی کل کشور، صص ۱۲۰-۱.
7. Beniston M, Stephenson DB, Christensen OB, Ferro CAT, Frei C, Goyette S, Halsnaes K, Holt T, Jylhä K, Koffi B, Palutikof JP, Schöll R, Semmler T, Woth K (2007). Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Clim Change* 81(S1):71-95.
8. Beniston M, Stephenson DB, Christensen OB, Ferro CAT, Frei C, Goyette S, Halsnaes K, Holt T, Jylhä K, Koffi B, Palutikof JP, Schöll R, Semmler T, Woth K (2007). Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Clim Change* 81(S1):71-95.
9. Blenkinsop S, Fowler HJ (2007). Changes in European drought characteristics projected by the PRUDENCE regional climate models. *Int J Climatol* 27:1595-1610.
10. Boulanger J-P, Martinez F, Segura EC (2006). Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 1: temperature mean state and seasonal cycle in South America. *Clim Dyn* 27:233-259. doi:10.1007/s00382-006-0134-8

33. Rowell DP (2006). A demonstration of the uncertainty in projections of UK climate change resulting from regional model formulation. *Clim Change* 79:243-257
34. Sánchez, E., Domínguez, M., Romera, R., de la Franca, N. L., Gaertner, M. A., Gallardo, C., & Castro, M. (2011). Regional modeling of dry spells over the Iberian Peninsula for present climate and climate change conditions. *Climatic change*, 107(3-4), 625-634.
35. Schmidli J, Frei C (2005). Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. *Int J Climatol* 25:753-771
36. Schoof JT, Pryor SC (2008). On the proper order of Markov chain model for daily precipitation occurrence in the contiguous United States. *J Appl Meteorol Climatol* 47:2477-2486
37. Semenov MA, Brooks RJ (1999). Spatial interpolation of the LARS-WG stochastic weather generator in Great Britain. *Clim Res* 11(2):137-148
38. Semenov, V. A., and L. Bengtsson, 2002: Secular trends in daily precipitation characteristics: Greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Climate Dyn.*, 19,
39. Vera C, Silvestri G, Liebmann B, Gonzalez P (2006). Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophys Res Lett* 33:L13707. doi: 10.1029/2006GL025759
40. Voss, R., W. May, and E. Roeckner, (2002): Enhanced resolution modelling study on anthropogenic climate change: Changes in extremes of the hydrological cycle. *Int. J. Climatol.*, 22, 755-777.
41. Voss, R., W. May, and E. Roeckner, (2002): Enhanced resolution modelling study on anthropogenic climate change: Changes in extremes of the hydrological cycle. *Int. J. Climatol.*, 22, 755-777.
42. Wehner, M. F., (2004): Predicted twenty-first-century changes in seasonal extreme precipitation events in the Parallel Climate Model. *J. Climate*, 17, 4281-4290.
43. Wilby, R. L., and T. M. L. Wigley, (2002): Future changes in the distribution of daily precipitation totals across North America. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1135, doi:10.1029/2001GL013048.
44. Soler C.M.T. Sentelhas P.C. and Hoogenboom G.(2007). Application of the CSM-CERES-Maize model for planting date evaluation and yield forecasting for maize grown off-season in a subtropical environment. *European Journal Agronomy*, 27: 165-177.
22. IPCC. 2007. Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Group to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press: Cambridge.
23. Jones, P. D., & Hulme, M. (1996). Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations. *International journal of climatology*, 16(4), 361-377.
24. Karmalkar, Ambarish V., Raymond S. Bradley, and Henry F. Diaz (2011). "Climate change in Central America and Mexico: regional climate model validation and climate change projections." *Climate Dynamics* 37.3-4: 605-629.
25. Khan, M. S., Coulibaly, P., & Dibike, Y. (2006). Uncertainty analysis of statistical downscaling methods using Canadian Global Climate Model predictors. *Hydrological processes*, 20(14), 3085-3104.
26. Kharin, V. V., and F. W. Zwiers, (2000): Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM. *J. Climate*, 13, 3760-3788.
27. Li W, Fu R, Dickinson RE (2006). Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. *J Geophys Res* 111:D02111. doi:10.1029/2005JD006355
28. Marengo, J. A., Ambrizzi, T., Da Rocha, R. P., Alves, L. M., Cuadra, S. V., Valverde, M. C., & Ferraz, S. E. (2010). Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. *Climate Dynamics*, 35(6), 1073-1097.
29. Martin vide, J., Gomez, L. (1998). Regionalization of peninsular Spain based on the length of dry spells. *Int. J. Climatol.* 19, 537-555.
30. Martin-Vide, J. and Gomez, L. (1999). Regionalization of Peninsular Spain based on the length of dry spells. *International Journal of Climatology*, Volume 19, Issue 5, pages 537-555.
31. Meehl G, Covey C, Delworth T, Latif M, McAvaney B, Mitchell JFB, Stouffer RJ, Taylor KE (2007) The WCRP CMIP3 Multimodel data set: a new era in climate change research. *Bull Am Meteorol Soc* 88:1383-1394. doi:10.1175/BAMS-88-9-1383
32. Racsco P, Szeidl L, Semenov M (1991). A serial approach to local stochastic weather models. *Ecol Model* 57 (1-2):27-41