

پایش روند دورنمای فرین‌های سرد ایران مبتنی بر پرونداد مدل دینامیکی EH50M

محمود احمدی^۱ - دانشیار آب و هواشناسی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران، ایران.
عباسعلی داداشی رودباری - دانشجوی دکتری آب و هواشناسی شهری، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران، ایران.
رضا ابراهیمی - دکتری مخاطرات آب‌وهوایی، دانشگاه یزد، یزد، ایران.

تاریخ تصویب: ۱۳۹۶/۱۲/۱۵

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۶/۲۱

چکیده

دگرگونی‌های آب‌وهوایی که ناشی از دگرگونی توزیع مقادیر فرین است به یکی از بحران‌های پیش روی بشر در سده اخیر تبدیل شده است. با آشکار شدن دگرگونی‌های آب‌وهوا در مقیاس منطقه‌ای و بسامد رخدادهای فرین این پژوهش پایش دورنمای اثر گرمایش جهانی بر روند فرین‌های سرد ایران را هدف اصلی خود قرار داده است. به این منظور داده‌های مدل دینامیکی ترکیبی هوا-سپهر-اقیانوس EH50M تحت سناریو انتشار A1B برای دوره زمانی ۲۰۱۵/۰۱/۱ تا ۲۰۵۰/۱۲/۳۱ میلادی با تفکیک مکانی $1/75 \times 1/75$ درجه قوسی از مرکز فیزیک ماکس پلانک بارگیری گردید. در گام بعدی جهت ریزمقیاس نمایی مدل EH50M از مدل مرکز فیزیک نظری عبدالسلام موسوم به REGCM4 استفاده شد و داده‌های مدل با تفکیک مکانی $0/27 \times 0/27$ درجه قوسی خروجی گرفته و ماتریسی به ابعاد 13410×2140 ایجاد گردید. برای شناسایی روزهای فرین سرد از نمایه بهنجار شده‌ی دمای فوجیه فومیایکی موسوم به انحراف بهنجار شده‌ی دما (NTD) استفاده شد و روند روزهای فرین با استفاده از روش نا پارامتریک Mann-Kendall و شیب روند با استفاده از روش Sen's محاسبه و در گام پایانی با استفاده از شبکه عصبی خودسازمانده (SOM) نقشه‌های ماهیانه ترسیم گردید. نتایج نشان داد بر اساس سناریو A1B بیشینه روند کاهشی فرین‌های سرد مربوط به فصل بهار، ماه دسامبر، مارس و ژانویه است و در مقابل بیشینه گستره روند مثبت فرین‌های سرد ایران در ماه‌های اکتبر و نوامبر نمایان گشت که این نکته گویای دگرگونی بی‌هنجاری منفی دمای کشور در دهه‌های آینده در فصل پاییز می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: فرین سرد، شاخص NTD، Sen's Slope، مدل RegCM4، ایران.

۱- مقدمه

رشد صنایع و به‌موجب آن، مصرف بیش‌ازحد سوخت‌های فسیلی از یک‌سو و افزایش جمعیت جهان و دگرگونی کاربری اراضی از سوی دیگر، سبب شده تا پس از انقلاب صنعتی به‌تدریج دگرگونی‌های مشهودی در آب‌وهوای کره زمین به وجود آید (بابائیان و مدیریان، ۱۳۸۶). امروزه، مشخص شده است که دگرگونی‌های آب‌وهوایی و پیامدهای آن، به‌منزله تهدیدی آشکار برای کره زمین، محیط‌های طبیعی و انسان‌ساخت است. تولید روزافزون گازهای گلخانه‌ای و اثرات آن بر گرمایش جهانی و دگرگونی‌های آب‌وهوایی امری بارز است (IPCC, 2007). دگرگونی‌های آب‌وهوایی امروزه به یک نگرانی عمده تبدیل شده است چراکه تمامی داده‌های مشاهداتی و مدل‌سازی شده افزایش دما را نشان داده‌اند و مدل‌سازی‌ها برای دوره‌های آینده نیز نشان می‌دهد این روند ادامه خواهد داشت مگر اینکه انتشار گازهای گلخانه‌ای کاهش یابد (Houghton et al., 2001). افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای و آشکار شدن اثرات سوء اقتصادی و اجتماعی آن در زیست‌بوم کره زمین سران کشورهای جهان را به چاره‌اندیشی انداخته است که می‌توان به نشست‌های 19th COP در ورشو پایتخت لهستان، 20th COP در لیما پایتخت کشور پرو، 21st COP در پاریس پایتخت فرانسه و اخیراً نشست 22nd COP در رباط پایتخت کشور مغرب اشاره کرد که همگی به نقش مهم دگرگونی‌های آب‌وهوایی اشاره دارند.

در راستای آنچه در خصوص دگرگونی‌های آب‌وهوایی به آن اشاره گردید در دهه‌های اخیر شاهد افزایش ناگهانی دمای هوا همراه با دگرگونی قابل‌توجهی در فراوانی رخداد فرین‌های سرد و گرم هستیم (Alexander et al., 2006) که بروز این دماهای نابهنجار نیز یکی از دلایل دگرگونی‌های بنیادین اشاره‌شده در ساختار زیست‌کره تحت واداشت گرمایش جهانی می‌باشد. یک رویداد فرین عبارت است از پدیده نادری که از دیدگاه آماری در کران بالا و پایین توزیع آماری قرار گیرد و از این‌رو احتمال وقوع آن رویداد خیلی کم است. برای نمونه کلمه فرین می‌تواند به مفهوم مقادیر پایین و بالای صدک‌ها و یا به‌صورت مقادیر بالاتر از یک آستانه و یا تداوم یک شرایط ویژه تعریف شود (Peterson et al., 2001). امروزه یکی از مهم‌ترین نگرانی‌ها از مخاطرات محیطی، رخداد شرایط فرین درازمدت و پرتداوم با دوره‌های بارشی کم و حداکثر درجه حرارت است که به‌طور گسترده بر جوامع انسانی تأثیرگذار است (Robaa & Al-Barazanji, 2013).

وقوع گرماها و سرماهای فرین روی سلامتی انسان‌ها، به‌ویژه سلامتی کودکان و کهن‌سالان، افزایش سکنه‌های قلبی، سکنه‌های مغزی، ذات‌الریه، خطر از دست دادن آب بدن و ازدیاد تقاضای انرژی برق و افزایش تقاضای آب برای فعالیت‌های کشاورزی، بهداشتی، شرب و مصارف خانگی تأثیر بسزایی دارد (Stephenson et al., 2006).

با توجه به اهمیت فرین‌های دمایی در ادامه به برخی از شاخص‌ترین این پژوهش‌ها در راستای محور مطالعاتی مطرح‌شده اشاره خواهد شد. Sillmann & Roeckner (۲۰۰۸) شاخص‌های رویدادهای فرین تحت واداشت دگرگونی‌های آب‌وهوای برای شاخص‌های دما و بارش با دو سناریو انتشار AIB و BI برای قرن بیستم و بیست یکم مطالعه نمودند. نتایج پژوهش آنان مبین افزایش دمای کمینه و بیشینه در بخش‌های بزرگی از جهان بوده است همچنین بارش‌های فرین با آستانه صدک ۹۵ درصد نیز به‌طور قابل‌توجهی روند افزایشی را نشان داده‌اند. مطالعاتی که در سطح جهانی به هم سنجی مدل‌های مختلف برای پایش دما پرداختند بسیار است در یکی از این شاخص‌ترین مطالعات گزارش سازمان هواشناسی جهانی^۱ (۲۰۱۴) در مطالعه‌ای بر روی سه مدل MLOST, HadCRut.4.3.0.0 (NCEP/NCAR) و مدل GISTEM برآورد کرده است که در سال ۲۰۱۴ به‌عنوان گرم‌ترین سال در یک قرن گذشته بوده است. Dastagir (۲۰۱۵) در پژوهشی به بررسی نتایج مدل‌سازی آب‌وهوایی در رابطه با رخدادهای فرین آب‌وهوایی در حوضه یکی از رودخانه‌های بنگلادش پرداخت و نتایج پژوهش وی نشان داد رخدادهای فرین با رخداد گرمایش جهانی و اثرات آن در آینده افزایش خواهد یافت.

در ایران نیز مطالعات بسیاری فرین‌های دمایی را در مورد ارزیابی قرار داده‌اند که به جهت روش‌شناسی می‌توان آن‌ها را در دودسته کلی دوره‌های مشاهداتی و پیش‌بینی‌شده قرارداد که در مقایسه این دو دوره مطالعاتی، آن دست از پژوهش‌هایی که دوره‌های مشاهداتی را کانون توجه خود قرار داده‌اند حجم قابل‌توجهی را به خود اختصاص می‌دهند. پژوهش‌هایی که فرین‌های دمای کشور را طی دوره مشاهداتی مطالعه کرده‌اند به دو محور توجه ویژه داشته‌اند؛ محور نخست که بخش اعظم این دست از مطالعات را دربرمی‌گیرد به ارزیابی دگرگونی زمانی-مکانی فرین‌های دمایی پرداخته‌اند (مسعودیان و دارند، ۱۳۸۹؛ دارند، ۱۳۹۰؛ مسعودیان و دارند، ۱۳۹۱؛ علیجانی و فرج زاده، ۱۳۹۲؛ رحیم زاده و همکاران، ۱۳۹۲). گروه دوم که فرین‌هایی دمایی کشور را مورد مطالعه قرار داده‌اند شامل آن دست از مطالعاتی می‌شود که به شناسایی الگوهای موجد فرین‌های دمایی پرداخته‌اند (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۱؛ دارند، ۱۳۹۰؛ دارند و مسعودیان، ۱۳۹۴). در این بین معدود مطالعاتی نیز روند فرین‌های دمایی را در ایران مطالعه کرده‌اند (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۱؛ مسعودیان و دارند، ۱۳۹۱). آنچه در خصوص پیشینه فرین‌های دمایی ایران با تأکید بر فرین‌های سرد برای آب‌وهوای ایران مشخص گردید به این شرح است: ۱- ایران از نظر سرماهای فرین به شش ناحیه قابل تقسیم بندی است که آرایش جغرافیایی این نواحی متأثر از همسایگی توده‌های بزرگ آب و موانع کوهستانی است (مسعودیان و دارند، ۱۳۸۹)؛ ۲- بیشینه و کمینه رخدادهای سرماهای فرین ایران به ترتیب مربوط به برج‌های دی و تیر است (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۱)؛ ۳- سرماهای فرین ایران حاصل ۵ الگوی گردشی می‌باشند که الگوی پرفشار سبیری بیش‌ترین تأثیر را بر رخداد سرماهای فرین ایران دارد (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۰) و ۴-

1 World Meteorological Organization (WMO)

شدیدترین سرماهای فرین در ایران هنگامی رخ می‌دهد که بر روی سیبری و شمال شرق ایران هسته بسیار قوی ناهنجاری منفی و بر روی دریای بارتنز، گروئنلند و اروپا ناهنجاری مثبت ضخامت جو دیده شود (دارند و مسعودیان، ۱۳۹۴). مطالعاتی که فرین‌هایی دمایی ایران را در آینده مطالعه کرده‌اند به نسبت مطالعات پیشین از حجم کمتری برخوردار است بطوریکه امیدوار و همکاران (۱۳۹۴) فرین سرد ایران و احمدی و همکاران (۱۳۹۶a) فرین‌های گرم ایران با استفاده مدل EH5OM مطالعه کرده‌اند. نتایج پژوهش‌های انجام‌شده که دورنمای دگرگونی زمانی مکانی فرین‌های سرد و گرم ایران را مورد مطالعه قرار داده‌اند نشان داده است که کمینه رخداد فرین سرد ایران (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۴) مربوط به ناحیه دشت کویر و بیشینه آن در ناحیه شمال غرب ایران است. همچنین بیشینه فرین‌های گرم ایران (احمدی و همکاران، ۱۳۹۶a) در نیمه غربی و نوار ارتفاعی و کمینه رخداد فرین‌های گرم ایران مربوط به ناحیه دشت کشور و جنوب شرق ایران است.

رویدادهای فرین آب‌وهوایی پدیده‌هایی هستند که از لحاظ فراوانی کمیاب و درجه شدت بالایی دارند و در هنگام وقوع آن‌ها زیست‌کره و ساکنان آن به‌سختی قادر به تطابق خود با آن می‌باشند. گرمایش جهانی بر روی رویدادهای فرین من‌جمله دما و دگرگونی‌های مکانی - زمانی آن‌ها اثرات بارزی دارد. ایران کشوری پهناور است و رفتار آب‌وهوایی آن نتیجه برهمکنش سامانه‌های هواسپهری مختلف در طول سال با مشخصه‌های ثابت محلی (توپوگرافی پیچیده محلی، دوری و نزدیکی به منابع آبی و...) است. شکننده بودن آب‌وهوای ایران به جهت آب‌وهوای قاره‌ای مطالعه رویدادهای فرین را برای این گستره بخصوص در آینده پیش رو تبدیل یک لزوم کرده است؛ چراکه فرین‌های دمایی بخصوص فرین‌های سرد بر محیط‌زیست، مصرف انرژی، فعالیت‌های کشاورزی و ... اثرات نامطلوبی دارد لذا نادیده انگاشتن این پدیده آب‌وهوایی و نداشتن یک برنامه جامع برای آینده می‌توان خسارات جبران‌ناپذیری را برای کشور به همراه داشته باشد. این مطالعه فرین‌های دمایی سرد را با استفاده از شاخص (NTD) برای دوره زمانی (۲۰۱۵-۲۰۵۰) مورد ارزیابی قرار داده است تا بتواند به این پرسش اساسی پاسخ دهد که آیا سرماهای فرین آینده ایران روندی از خود نشان می‌دهند و رفتار زمانی مکانی آن چگونه خواهد بود.

۲- روش پژوهش

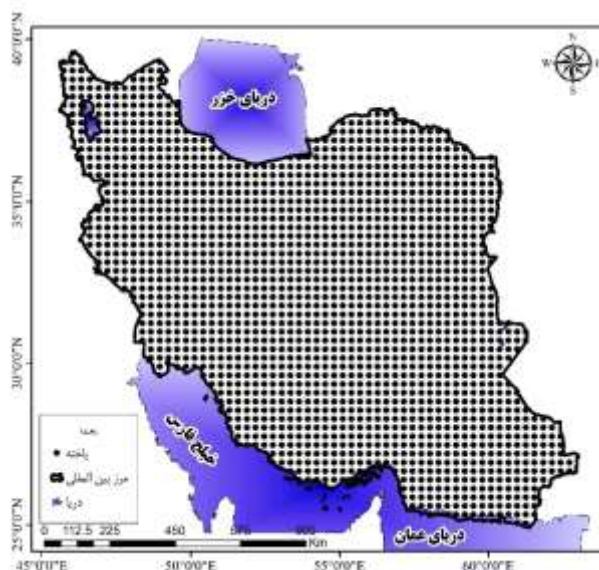
برای آشکارسازی گرمایش جهانی بر روند دماهای فرین سرد ایران از میانگین دمای روزانه پایگاه داده EH5OM استفاده گردید. EH5OM یک مدل گردش کلی هوا سپهر - اقیانوس! از سری پنجم مدل گردش عمومی هوا سپهر با هسته دینامیکی (ECHAM)، T63 برای ۳۱ سطح جو تا نزدیک ۱۰ هکتوپاسکال موجود بوده که در موسسه فیزیک ماکس پلانک به صورت روزانه از تاریخ ۱۹۶۰/۰۱/۰۱ تا ۲۱۰۰/۱۲/۳۱ تحت سه سناریو B1, A1B و A2 هیئت بین

الدول تغییر اقلیم^۱ تولید شده‌اند (Roeckner et al., 2006؛ امیدوار و همکاران، ۱۳۹۴). در این مطالعه سناریو (AIB) استفاده شد چراکه فرض بنیادین سناریو حاضر استفاده از منابع سنگواره‌ای و غیر سنگواره‌ای به‌طور متعادل است (Landerer et al., 2007). کاربری سناریو حاضر می‌تواند برای آینده نزدیک و میانی قابل قبول باشد و نتایج حاصل از آن را می‌توان با اطمینان بیشتری مورد بحث قرارداد (احمدی و همکاران، ۱۳۹۶b).

خروجی مدل EH5OM با گام زمانی شش ساعته و در بازه ۲۰۱۵-۲۰۵۰ برای محدوده ایران شبیه‌سازی گردید. از آنجایی که ابعاد یاخته‌های مدل کاربری شده $1/75 \times 1/75$ درجه قوسی می‌باشد و با توجه به اینکه این پژوهش بعد منطقه‌ای (ایران) دارد و مدل‌های گردش عمومی هوا (GCM) به‌واسطه اینکه کیفیت پایینی به لحاظ بعد مکانی دارند؛ نمی‌تواند به‌عنوان ابزار سودمندی به‌منظور آینده‌پژوهی آب‌وهوا محلی و منطقه‌ای باشند؛ چراکه قادر به حل و فصل کارایی عوامل در حد زیر مقیاس شبکه (ابر و توپوگرافی) نمی‌باشند (احمدی و داداشی رودباری، ۱۳۹۵) و باید ریزمقیاس شوند (Randall et al., 2007; Roshan & Grab, 2012). به‌منظور ارزیابی دورنمای آب‌وهوا در آینده از دو گروه روش‌های آماری و دینامیکی استفاده می‌شود. در این پژوهش از روش ریزمقیاس نمایی دینامیکی با استفاده از مدل آب‌وهوای منطقه ایی RegCM4 به‌منظور ارزیابی واداشت دگرگونی آب‌وهوایی آینده استفاده شد.

همان‌طور که گفته شد مدل مورد استفاده جهت ریزمقیاس نمایی مدل EH5OM نسخه چهارم مدل آب‌وهوای منطقه‌ای مرکز فیزیک نظری عبدالسلام (REGCM4) است. این مدل از معادلات هیدروستاتیک استفاده می‌کند، سیستم مختصات آن همانند مدل هواشناسی میان‌مقیاس MM4، سیگما است (Pal et al., 2007; Anthes et al., 1987). قدرت تفکیک قائم مدل شامل ۱۸ سطح است که ۷ سطح آن زیر لایه ۸۰۰ هکتو پاسکال قرار دارد. مدل RegCM4 برای اجرا، به داده‌های توپوگرافی (TOPO)، پوشش سطح زمین (GLCC)، دمای سطح دریا (SST) و شرایط اولیه و مرزی نیاز دارد. داده‌های GLCC با استفاده از سنجنده AVHRR از آوریل ۱۹۹۲ تا مارس ۱۹۹۳ موجود است و بر اساس نوع پوشش گیاهی و سطح زمین، توسط طرح‌واره BATS تعیین می‌شود (Kiehl et al., 1996). مبادله انرژی رطوبت، اندازه حرکت بین سطح زمین و هوا سپهر با استفاده از مدل BATSE محاسبه می‌شود (Dickinson et al., 1993). میانگین دمای روزانه با ابعاد $0/27 \times 0/27$ درجه قوسی که حدوداً نواحی با ابعاد 30×30 کیلومتر مساحت ایران را پوشش می‌دهند توسط مدل آب‌وهوای منطقه‌ای ریزمقیاس در بازه زمانی ۳۶ ساله (۲۰۵۰ - ۲۰۱۵) در ماتریسی به ابعاد 13140×2140 ریزمقیاس شد (شکل ۱). در این ماتریس سطرها (۱۳۱۴۰) نشان‌دهنده زمان (ساعت، هر روز، هر سال) و ماتریس ستون‌ها یاخته‌ها (نقاط میان‌یابی شده با ابعاد 30×30 کیلومتر) می‌باشند.

1 International panel of climate change (IPCC)



شکل ۱- یاخته‌های خروجی مدل EH5OM ریزمقیاس شده با REGCM4

برای آشکارسازی رخداد سرمای فرین از نمایه بهنجار شده‌ی دمای فوجیه فومیکی موسوم به انحراف بهنجار شده‌ی دما (NTD¹) استفاده شد. این نمایه را Fujibe et al., (2007) معرفی کرده‌اند. برای دستیابی به این نمایه نخست باید میانگین بلندمدت دما برای هریک از روزهای تقویمی سال محاسبه شود. میانگین بلندمدت دمای روزانه دوره موردبررسی به کمک رابطه (۱) به دست می‌آید (مسعودیان و دارند، ۱۳۸۹).

$$\overline{T_*(i, j)} = \sum_{n=2015}^{2050} T_*(i, j, n) / N \quad (1)$$

که در آن i روز، j ماه و n سال است. چنانکه گفته شد دوره موردبررسی از سال ۲۰۱۵ تا ۲۰۵۰ می‌باشد. پس برای محاسبه میانگین بلندمدت دمای هرکدام از روزهای موردنظر از مقادیر دمای مربوط به ۳۶ سال میانگین گرفته می‌شود. پس از محاسبه میانگین بلندمدت برای از بین بردن نوفه‌های موجود در میانگین دمای روزانه، میانگین متحرک ۹ روزه، سه بار روی این داده‌ها اعمال می‌شود. بعد از طی شدن این مراحل، انحراف دمای هریک از ۱۳۱۴۰ روز موردبررسی از میانگین بلندمدت همان روزه کمک رابطه (۲) محاسبه می‌شود (مسعودیان و دارند، ۱۳۸۹).

$$\Delta T_*(i, j, n) = T_*(i, j, n) - \overline{T_*(i, j)}. \quad (2)$$

نماینده انحراف مطلق دمای هرروز برای هر محل (یاخته) نسبت به میانگین بلندمدت دمای همان روز در همان محل است و برحسب زمان و مکان متفاوت خواهد بود. بنابراین، برای آن‌که مقادیر انحراف دمای زمان‌های متفاوت در یک نقطه جغرافیایی و مکان‌های گوناگون در یک‌زمان معین با یکدیگر قابل مقایسه باشند لازم است مقادیر مطلق

1 Normalized Temperature Deviation (NTD)

انحراف دما به کمک پراش دما روی پنجره ۳۱ روزه برای هرروز تقویمی به کمک پراش دما استانداردسازی شود (مسعودیان و دارند، ۱۳۸۹). این گام به کمک رابطه ۳ به دست می‌آید و میانگین متحرک ۹ روزه، سه بار روی آن اعمال می‌شود تا نوفه‌ها از بین برود.

$$\overline{\sigma^2(i, j)} = \sum_{n=2015}^{2050} \sum_{j'=j-15}^{j+15} [\Delta T_*(i, j', n) - \overline{\Delta T(i, j')}]^2 / 31N \quad (3)$$

$\overline{\Delta T_*(i, j)}$ میانگین انحراف دما روی پنجره ۳۱ روزه است و از رابطه (۴) به دست می‌آید.

$$\overline{\Delta T_*(i, j)} = \sum_{n=2015}^{2050} \sum_{j'=j-15}^{j+15} \Delta T_*(i, j', n) / 31N \quad (4)$$

سرانجام نمایه تفاضل دمای بهنجار شده (NTD) به کمک رابطه (۵) محاسبه می‌شود.

$$x_*(i, j, n) = \Delta T_*(i, j, n) / \overline{\sigma_*(i, j)} \quad (5)$$

که در آن $\overline{\sigma_*(i, j)} = \sqrt{\overline{\sigma^2_*(i, j)}}$ می‌باشد.

این نمایه برای ۲۱۴۰ یاخته و روی هر یاخته برای ۱۳۱۴۰ روز محاسبه شد سپس برای هریک از ۱۳۱۴۰ روز بررسی شده میانگین مکانی نمایه روی ایران و درصد مساحتی از ایران استخراج شد. به منظور ارزیابی روند فرین‌های سرد ایران از آزمون ناپارامتریک من-کندال^۱ نیز استفاده شده است. این آزمون ابتدا توسط Mann, (1945) ارائه و سپس توسط Kendall (1975) تکامل یافت. این روش نیز همانند آزمون شیب خط Sen's در مباحث علوم محیطی به طور گسترده‌ای کاربرد دارد (داداشی رودباری و همکاران، ۱۳۹۴). در آزمون Mann-Kendall نمره Z از رابطه ۶ محاسبه می‌گردد:

$$Z = \begin{cases} x = \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } S > 0 \\ x = \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

جهت برآورد شیب روند در سری زمانی فرین‌های سرد ایران از روش ناپارامتریک Sen's^۲ استفاده شده است. این روش نیز ابتدا توسط Thiel (1950) ارائه و سپس توسط Sen (1968) بسط و گسترش داده شد. روش حاضر همانند بسیاری دیگر از روش‌های ناپارامتریک همچون Mann-Kendall بر تحلیل تفاوت بین مشاهدات سری زمانی استوار است (داداشی رودباری و همکاران، ۱۳۹۴). این روش زمانی می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد که روند موجود در سری زمانی یک‌روند خطی باشد. این بدین معناست که $f(t)$ در معادله ۷ برابر است با:

$$f(t) = Qt + B \quad (7)$$

1 Mann-Kendall

2 Sen's Slope Estimator Nonparametric Method

که Q ، شیب خط روند و B ، مقدار ثابت است. جهت محاسبه شیب خط روند یعنی Q ، ابتدا بایستی شیب بین هر جفت داده مشاهداتی، با استفاده از معادله (۷) محاسبه گردد:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \quad (۸)$$

که $j > k$ است. در این معادله x_j و x_k به ترتیب داده‌های مشاهداتی در زمان‌های j و k است. با توجه به حجم بالای روابط از ارائه جزئیات پرهیز گردید شرح کامل محاسباتی روش‌های Mann-Kendall و شیب Sen's توسط داداشی رودباری و همکاران (۱۳۹۴) ارائه شده است که می‌توان به آن منبع رجوع کرد.

تلفیق نهایی شیب و روند با استفاده از شبکه عصبی خودسازمانده SOM^۱

نقشه خودسازمانده (SOM) شبکه عصبی بدون نظارتی است که از نورون‌های عصبی در ساختار یاخته منظمی با ابعاد پایین تشکیل شده است. هر نورون دارای یک بردار وزن n بعدی است که در آن n برابر با ابعاد ورودی است و بردارهای وزن (سیناپس‌ها) لایه ورودی را به لایه خروجی (که نقشه یا لایه رقابتی نامیده می‌شود) متصل می‌کند. نورون‌ها با تابع همسایگی به یکدیگر متصل می‌شوند و هر بردار ورودی، بر اساس بیشترین شباهت، نورونی در لایه خروجی را که یک سلول برنده خوانده می‌شود، فعال می‌کند (مکرم و نگهبان، ۱۳۹۴). شباهت معمولاً بر اساس فاصله اقلیدسی (رابطه ۹) بین دو بردار اندازه‌گیری می‌شود.

$$D_j = \sum_{i=1}^n \|W_{i,j} - x_i\|^2 \quad (۹)$$

که در آن x_i ، i امین بردار ورودی، $W_{i,j}$ بردار وزنی متصل‌کننده ورودی i به نورون خارجی j و D_j حاصل جمع فاصله اقلیدسی بین نمونه ورودی x_i و بردار وزن ارتباطی آن به j امین سلول خروجی است که واحد نقشه نامیده می‌شود (Schatzmann & Ghanem, 2003؛ مکرم و نگهبان، ۱۳۹۴).

علاوه بر وزن ارتباطی واحد دارای بیشترین انطباق (سلول عصبی برنده)، وزن‌های یاخته‌های همسایه سلول برنده نیز به‌روزرسانی مشاهدات نزدیک به هم در فضای ورودی، دو واحد نزدیک به هم در نقشه را فعال می‌سازد (رابطه ۱۰). مرحله آموزشی تا زمانی که بردارهای وزن به حالت پایدار برسد و دیگر تغییر نکند، ادامه می‌یابد.

$$W_{i,j}^{new} = W_{i,j}^{old} + h_{i,j}(x_i - W_{i,j}^{old}) \quad (۱۰)$$

x_i نمونه ورودی، $W_{i,j}^{old}$ بردار وزن پیشین بین بردار ورودی x_i و بردار وزن ارتباطی به سلول عصبی خروجی j ، $h_{i,j}$ تابع همسایگی و $W_{i,j}^{new}$ بردار وزن به‌روزرسانی شده بین سلول ورودی i و سلول خروجی j است. در این پژوهش شیب محاسبه‌شده به روش Sen's و روند محاسبه‌شده با استفاده از روش Mann-Kendall به‌عنوان ورودی در نظر گرفته شدند. همچنین ۵۰۰ ورودی به‌عنوان نمونه آموزشی شبکه انتخاب شده است.

۳- نتایج و بحث

به‌منظور صحت سنجی داده‌های مدل‌سازی شده؛ دمای دوره مشاهداتی (۲۰۱۵-۱۹۸۰) با دمای دوره مدل‌سازی شده (۲۰۱۵-۲۰۵۰) از آماره‌های ضریب تعیین (R^2) و ریشه متوسط مربع خطا (RMSE) استفاده شد و نتایج آن جدول (۱) ارائه شده است. در انتخاب پیمونگه‌های همدید برای صحت سنجی سعی بر آن بود تا از هر استان یک پیمونگه انتخاب شود و از تمامی پهنه‌های آب هوایی یک نماینده وجود داشته باشد. با توجه به جدول (۱)، مقادیر شاخص (RMSE) برای اغلب پیمونگه‌ها کمتر از ۳ است، لذا داده‌های مدل‌سازی شده مدل EH50M مبتنی بر سناریو A1B قابلیت اطمینان مناسبی برخوردارند. برخی پیمونگه‌های داخلی ایران مانند یزد و پیمونگه‌های مرتفعی مانند تربت‌حیدریه و سنندج شاخص نزدیک ۵ است؛ بخش قابل توجهی از پیمونگه‌های ایران شاخص ریشه متوسط مربع خطا کمتر از ۳ و حتی در برخی از پیمونگه‌های همدیدی همچون رامسر کمتر از ۱ می‌باشد. این مقدار خطا هم ناشی از اختلاف فاصله پیمونگه از یاخته شبیه‌سازی شده توسط مدل است، چراکه یاخته دقیقاً منطبق بر پیمونگه نیست. مقدار ضریب تعیین تمامی پیمونگه‌ها به‌جز سنندج و زنجان بالای ۰/۹۰ می‌باشد همچنین برای برخی از پیمونگه‌ها مثل رامسر و آبادان شاخص عدد ۰/۹۹ را نشان داده است.

جدول ۱- مقادیر آماره‌ها صحت سنجی بین داده‌های مدل‌سازی شده EH50M تحت سناریو A1B (۲۰۵۰-)

(۲۰۱۵) و پیمونگه‌های همدید منتخب کشور (۲۰۱۵-۱۹۸۰)

ایستگاه	R^2	RMSE	ایستگاه	R^2	RMSE
آبادان	۰/۹۹۳	۱/۷۵	مشهد	۰/۹۸۳	۱/۹۴
اهواز	۰/۹۹۰	۲/۰۹	ارومیه	۰/۹۸۳	۲/۳۸
انزلی	۰/۹۴۸	۲/۹۵	رامسر	۰/۹۹۵	۰/۸۵
اراک	۰/۹۷۹	۱/۸۸	رشت	۰/۹۷۳	۳/۰۶
بابلسر	۰/۹۸۲	۱/۸۶	سبزوار	۰/۹۷۷	۳/۲۱
بم	۰/۹۷۵	۳/۸۴	سقز	۰/۹۷۷	۲/۵۰
بندرعباس	۰/۹۶۹	۲/۱۸	سنندج	۰/۸۹۱	۴/۱۷
بیرجند	۰/۹۷۹	۲/۹۶	شهرکرد	۰/۹۷۶	۱/۸۱
بوشهر	۰/۹۲۸	۲/۱۹	شاهرود	۰/۹۸۱	۱/۹۶
اصفهان	۰/۹۸۶	۳/۲۷	شیراز	۰/۹۸۲	۱/۸۹
قزوین	۰/۹۷۷	۲/۶۷	تبریز	۰/۹۸۰	۱/۹۴
گرگان	۰/۹۶۸	۲/۹۴	تهران	۰/۹۶۲	۲/۱۲
همدان نوژه	۰/۹۷۷	۲/۲۲	تربت‌حیدریه	۰/۹۵۷	۴/۱۴
کرمانشاه	۰/۹۸۰	۲/۸۱	یزد	۰/۹۸۶	۵/۵۲
خرم‌آباد	۰/۹۷۲	۳/۰۱	زاهدان	۰/۹۸۶	۱/۹۹
خوی	۰/۹۸۰	۲/۷۲	زنجان	۰/۸۴۶	۴/۰۴

سری زمانی نمایه‌ی انحراف بهنجار شده‌ی دما برای پهنه‌ی ایران طی دهه‌های آینده بیانگر آن است که روند شاخص به‌دست‌آمده، ناهنجاری زیادی را طی دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد. روزهای فرین سرد طی دوره مورد مطالعه روند نزولی از خود نشان می‌دهد. در ماه آوریل (شکل ۱-د) اکثر مناطق کشور روندی کاهشی در میزان رخدادهای فرین سرد دارند. این روند منفی در نیمه غربی کشور بارزتر از نیمه شرقی است، به‌گونه‌ای که بیشینه شیب روند منفی در مناطق کوهستانی زاگرس نمایان است. ناهمواری‌ها نقش بسیار مهمی در دگرگونی دمایی ایران دارند لذا نواحی دمایی ایران هماهنگی بالایی با پیکربندی ناهمواری‌ها دارند (مسعودیان و همکاران، ۱۳۸۹). مسعودیان و دارند (۱۳۸۹) ابراز داشته‌اند که نقش ناهمواری‌ها در مرزبندی نواحی دمای فرین ایران بیشتر محدود به سرماهای وزشی است. آرایش مکانی فرین‌های سرد ایران در آینده (۲۰۱۵-۲۰۵۰) نقش زاگرس را در پیشگیری از گسترش سرماهای وزشی آشکار می‌سازد لذا ادعا مسعودیان و دارند (۱۳۸۹) در خصوص اینکه سازوکارهای سرماهای فرین در دو سوی زاگرس با یکدیگر متفاوت است را می‌توان پذیرفت و حتی با توجه به نقش گرمایش جهانی در جابجایی کانون‌های سرد دمایی در آینده به ارتفاعات و عرض‌های جغرافیایی بالاتر نقش این رشته‌کوه در تباین فرین‌های سرد بیشتر از گذشته خواهد بود. کمترین میزان روند منفی در نوار شرقی و جنوب شرقی کشور مشاهده می‌شود.

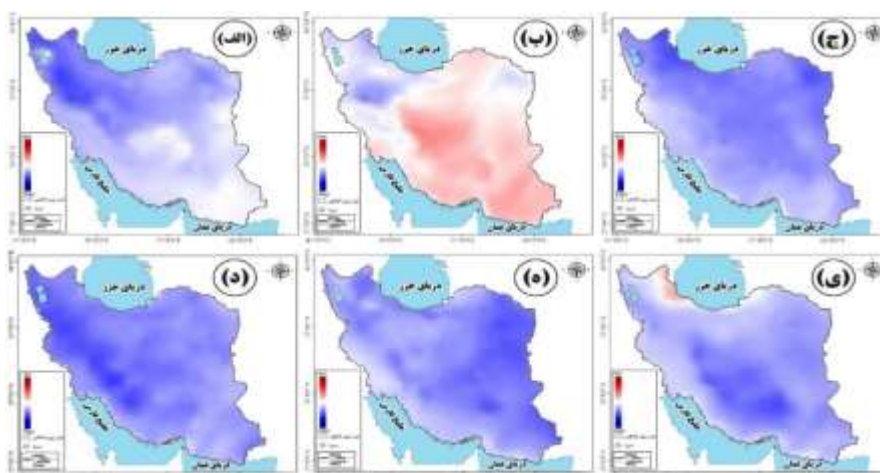
ماه می (شکل ۱-ه) روند منفی فرین‌های سرد همانند ماه آوریل (شکل ۱-د) اغلب مناطق کشور را پوشش می‌دهد با این تفاوت که در این ماه نیمه شرقی کشور روند کاهشی بارزتری نسبت به نیمه غربی از خود نشان می‌دهند. این شکل نشان می‌دهد که بیشینه شیب روند کاهشی در نوار شرقی به‌اضافه نوار باریکی از زاگرس مرکزی و شمالی نمایان می‌باشد. جلگه‌ها و سواحل جنوبی در این ماه فاقد روند می‌باشند.

در ماه ژوئن (شکل ۱-ی) به‌جز سواحل و جلگه‌های شمالی (به‌خصوص جنوب غرب دریای خزر) با ۴ درصد وسعت کشور) که سرماهای فرین آن‌ها دارای روند مثبت می‌باشند، روند دیگر مناطق کشور (۹۶ درصد) با شدت و ضعف منفی است. مسعودیان و دارند (۱۳۹۱) در ارزیابی روند فرین‌های سرد در دوره زمانی ۲۰۰۴-۱۹۶۱ نیز این روند افزایشی را برای جنوب غرب دریای خزر آشکار ساخته‌اند که به نظر می‌رسد این مقدار روند افزایشی از گذشته شروع شده و همچنان در آینده (۲۰۱۵-۲۰۵۰) نیز ادامه دارد. علت این روند افزایشی آن‌هم در دوره گرم سال در پهنه ساحلی شمال را می‌توان به نقش الگوی پرفشار شمال دریای خزر نسبت داد. مسعودیان و دارند (۱۳۹۰) در تحلیل هم‌دید سرماهای فرین ایران این الگو را عامل ۹ درصد از سرماهای ایران دانسته‌اند که بیشینه رخداد آن در فصل گرم سال می‌باشد که با نتایج مطالعه حاضر همخوانی دارد. بیشینه میزان شیب روند منفی در نوار کوهستانی زاگرس مرکزی و جنوبی و کرمان نمایان است. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، روند مثبت فرین‌های سرد در نوار غربی خزر اثر الگوهای جوی سرد سطوح بالاتر بر این مناطق را آشکار می‌سازد. به‌طور کلی می‌توان بیان کرد

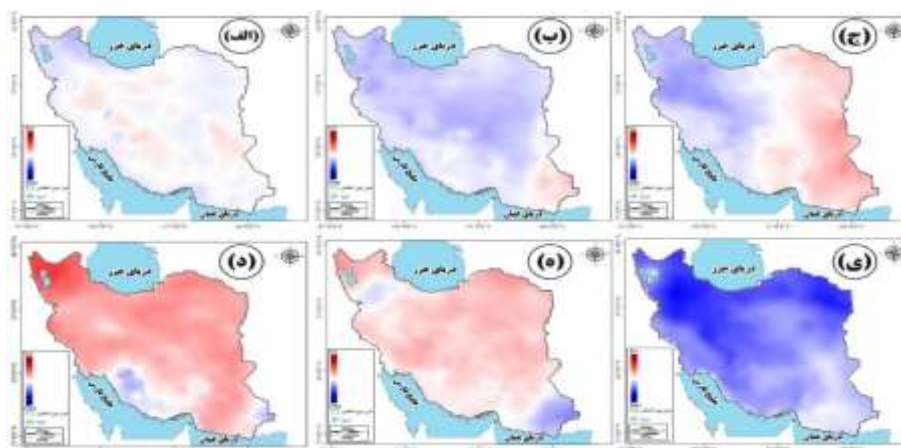
که بیشینه گستره مکانی - زمانی روند منفی رخ داد فرین سرد در ماه‌های فصل بهار مشاهده می‌شود که در واقع بیان‌کننده گرم‌تر شدن هوا در این فصل از سال در اکثر نقاط کشور به‌ویژه نوار کوهستانی زاگرس، طبق ارزیابی سناریوی انتخابی (AIB) است. در واقع این سناریو گویای این نکته می‌باشد که اگر در دهه‌های آینده میزان گاز گلخانه‌ای به‌ویژه دی‌اکسید کربن به مقدار تخمینی افزایش یابد به همان میزان بر روی دمای مناطق شبیه‌سازی شده اثرگذار خواهد بود.

ماه ژولای (شکل ۲-الف) نوار کوهپایه‌ای و بخش‌های شرقی در استان سیستان و بلوچستان با ۴۲ درصد از وسعت کشور فاقد روند رخداد دماهای نابهنجار می‌باشند. روند مثبت فرین‌های سرد نیز با ۳۰ درصد، در نوار زاگرس، البرز و شرق ایران در ناحیه زابل نیز درخور تأمل می‌باشد که گویای روند افزایشی نابهنجارهای منفی دما در این ماه از سال در مناطق نامبرده می‌باشد. باریکه غرب سواحل خزر روندی نزولی در میزان رویدادهای سرد را در دهه‌های آینده در این ماه دارا می‌باشد. در ماه آگوست (شکل ۲-ب) به دلیل دگرگونی شرایط جوی و حاکمیت هوای گرم ناشی از سامانه‌های پرفشار جنب حاره و عربستان به‌جز سواحل و جلگه‌های جنوبی که به دلیل اثر تعدیلی دریا فاقد روند می‌باشند. روند بیش از ۹۰ درصد وسعت کشور منفی است هرچند که میزان شیب روند این مناطق ناچیز می‌باشد. وجود روند مثبت سرماهای فرین در نوار جنوب شرق در ناحیه سیستان و بلوچستان اثرات بارز سامانه‌های موسمی بر دگرگونی دمای این ناحیه از کشور را آشکار می‌سازد. در ماه سپتامبر (شکل ۲-ج) ایران به لحاظ نابهنجاری‌های دمایی به دو ناحیه غربی و شرقی قابل تقسیم می‌باشد نیمه غربی کشور با (۴۹ درصد) وسعت کشور در میزان رخداد فرین‌های سرد روندی منفی و نیمه شرقی (۴۵ درصد) وسعت روند مثبت را دارا می‌باشند. به نظر می‌رسد اثرات پرفشار سبیری و توده‌های هوای موسمی در دهه‌های آینده و اثرات آن بر نوار شرق و جنوب شرق کشور در این ماه از سال از عوامل مؤثر وقوع رخداد‌های فرین سرد در این مناطق می‌باشد. بیشینه گستره روند مثبت فرین‌های سرد سال ایران در ماه‌های اکتبر (شکل ۲-د)، نوامبر (شکل ۲-ه) و فوریه (شکل ۱-ب) نمایان است. به‌گونه‌ای که در طی این ۳ ماه روند بیش از ۸۰ درصد وسعت کشور افزایشی است. در ماه اکتبر (شکل ۲-د) به‌جز سواحل مرکزی و شرقی خلیج‌فارس که روند فرین سرد آن‌ها کاهشی است بقیه مناطق با روند افزایشی دماهای نابهنجار سرد مواجه خواهند شد. در ماه نوامبر (شکل ۲-ه) نیز به‌جز بخش‌هایی از زاگرس شمالی و ناحیه جنوب شرق کشور که روندی منفی در میزان رخداد سرما دارا می‌باشند روند بقیه مناطق کشور افزایشی است. در واقع کشور در نیمه اول فصل پاییز در دهه‌های آینده روند سردتری خواهد داشت. در ماه‌های سرد سال (دسامبر (شکل ۲-ی) و ژانویه (شکل ۱-الف)) روند فرین‌های سرد ایران به‌ویژه در نیمه شمالی کشور منفی است که بیشینه شیب روند منفی در نوار کوهستانی زاگرس شمالی، البرز و خراسان می‌باشد به عبارتی در ماه‌های سرد سال از میزان شدت سرمای نواحی سرد کشور کاسته خواهد شد. نوار شرق و جنوب شرق کشور در این دو ماه فاقد روند بوده و میزان رخداد

فرین‌های سرد این مناطق تغییر نمی‌یابد. در ماه فوریه (شکل ۱-ب) به‌جز نوار شمال غرب، غرب و بلندی‌های خراسان که بروز رخداد نابهنجاری سرد در آن‌ها روند کاهشی داراست در بقیه مناطق کشور شاهد روند افزایشی فرین‌های نابهنجاری دمایی خواهیم بود که بیشینه شیب آن در زاگرس مرکزی و جنوبی است در واقع سردترین ماه کشور در فصل زمستان متعلق به این ماه می‌باشد. در ماه مارس (شکل ۱-ج) نیز غالب مناطق کشور با کاهش رخداد فرین سرد مواجه خواهند بود.



شکل ۲- شبیه‌سازی روند و شیب فرین‌های سرد ایران مبتنی بر برون‌داد مدل دینامیکی EH5OM با رویکرد شبکه عصبی خودسازمانده (SOM) (۲۰۱۵-۲۰۵۰ میلادی)؛ الف) ماه ژانویه، ب) ماه فوریه، ج) ماه مارس، د) ماه آوریل، ه) ماه می و ی) ماه ژوئن.



شکل ۳- شبیه‌سازی روند و شیب فرین‌های سرد ایران مبتنی بر برون‌داد مدل دینامیکی EH5OM با رویکرد شبکه عصبی خودسازمانده (SOM) (۲۰۱۵-۲۰۵۰ میلادی)؛ الف) ماه ژوئای، ب) ماه آگوست، ج) ماه سپتامبر، د) ماه اکتبر، ه) ماه نوامبر و ی) ماه دسامبر

جدول (۲) میزان درصد وسعت مناطق دارای روند (مثبت و منفی) و فاقد روند را از لحاظ نیاز سرمایه‌های ارائه داده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود میزان روند منفی ناهنجاری سرد بیشتر از روند مثبت آن می‌باشد به‌گونه‌ای که در ماه‌های فصل بهار و زمستان اغلب مناطق کشور روندی کاهشی در بروز این ناهنجاری خواهند داشت. روند مثبت فرین سرد نیز در ماه‌های ابتدایی و اواسط پاییز سرد شدن این ماه‌ها را در طی دهه‌های آتی نشان می‌دهد.

جدول ۲- میزان درصد مساحت کشور برحسب روند (مثبت، منفی و فاقد روند) سرمایه‌های فرین برحسب درصد

ماه‌های سال	روند مثبت	روند منفی	فاقد روند
آوریل	۰	۱۰۰	۰
می	۰	۱۰۰	۰
ژوئن	۴	۹۶	۰
ژولای	۳۰	۳۸	۳۲
آگوست	۶	۹۱	۳
سپتامبر	۴۹	۴۵	۶
اکتبر	۸۵	۱۲	۳
نوامبر	۸۷	۱۱	۲
دسامبر	۰	۹۸	۲
ژانویه	۱/۵	۹۵/۵	۳
فوریه	۷۰	۲۵	۵
مارس	۰	۹۸/۵	۱/۵

۴- جمع‌بندی

پایش زمانی - مکانی نمایه‌ی انحراف بهنجار شده‌ی دمای ایران (NTD) طی دوره مورد مطالعه (۲۰۱۵-۲۰۵۰ میلادی) بیان‌گر ناهنجاری زیادی است. نتایج نشان داده است که روند منفی رخداد فرین‌های سرد در آینده بیشتر از روند مثبت می‌باشد بطوریکه در ۷ ماه از سال روند غالب منفی می‌باشد و تنها ۴ ماه از سال روند غالب مثبت می‌باشد. نتیجه حاضر با نتایج مطالعات دارند (۱۳۹۰) و مسعودیان و دارند (۱۳۹۱) که روند فرین‌های سرد برای دوره زمانی ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۴ میلادی مطالعه کرده‌اند همخوانی دارد و به نظر می‌رسد این روند منفی فرین‌های سرد در آینده (دوره زمانی ۲۰۱۵-۲۰۵۰) از سال‌ها قبل (دوره زمانی ۱۹۶۱-۲۰۰۴) شروع شده و همچنان با شتاب بیش‌تری ادامه دارد.

روزهای فرین سرد طی دوره مورد مطالعه روندی نزولی در نیمه نخست سال از خود نشان می‌دهند. بطوریکه در ماه‌های ژانویه و فوریه فصل زمستان و تمامی ماه‌های فصل بهار روند غالب نزولی است؛ در تمامی ماه‌های فصل

زمستان شمال غرب و نوار زاگرس روند نزولی با شیب بالایی در دهه‌های آتی دیده می‌شود. براتی و موسوی (۱۳۸۴) افزایش روند موج‌های گرم زمستانه در ایران را اثبات کرده‌اند؛ نتایج پژوهش آنان نشان داده است که بیشینه هسته‌های گرما عمدتاً در ایستگاه‌های مناطق کوهستانی و برف‌گیر شمال غرب، شمال و تا حدودی غرب از مناطق جنوبی ایران بیشتر است که بر این اساس می‌توان به نتایج مدل‌سازی انجام‌شده در سطح قابل قبولی اطمینان حاصل نمود.

بیشینه گستره مکانی روند مثبت روزهای همراه با سرماهای فرین در دهه‌های آینده مربوط به ماه‌های اکتبر، نوامبر و فوریه می‌باشد که بیشینه شیب روند آن در ماه اکتبر در نوار شمال غرب و در ماه فوریه در زاگرس جنوبی نمایان می‌باشد. این روند افزایشی روزهای فرین سرد در نیمه سرد سال با توجه به پدیده گرمایش جهانی شاید در نگاه نخست کمی دور انتظار باشد اما با گرمایش زمین و صعود گرما به سمت هواسپهر گرداب‌های قطبی را شکل می‌دهد که باعث چرخش جریان هوا در ارتفاعات بالا می‌شود که در نتیجه آن جریان هوا شدید (باد) در اطراف مناطق قطبی ایجاد می‌شود که این چرخش هوا باعث گسیل شدن آب‌وهوای سرد مناطق قطبی به سمت مناطق مرکزی کره زمین می‌شود که یکی از مهم‌ترین دلایل شکل‌گیری و افزایش فرین‌های سرد در دهه‌های آینده برای ماه‌های نامبرده می‌باشد. از لحاظ روند منفی فرین‌های سرد نیز ماه‌های آوریل، می و مارس بیشترین گستره مکانی را به خود اختصاص می‌دهند. بررسی آهنگ کاهش روزهای فرین سرد در ماه‌های فصل بهار (مارس، آوریل و می) و آهنگ افزایشی روند روزهای فرین سرد در فصل پاییز گویای دگرگونی نابهنجاری دما در این دو فصل از سال در دهه‌های آینده است.

منابع

- احمدی، محمود؛ داداشی رودباری، عباسعلی؛ ۱۳۹۵. دستورالعمل اجرایی ریز پیمانه نمایی آماری سری‌های روزانه آب‌وهوا. انتشارات نوید مهر، تهران.
- احمدی، محمود؛ داداشی رودباری، عباسعلی؛ ابراهیمی، رضا؛ ۱۳۹۶a. دورنمای فرین‌های گرم ایران مبتنی بر برونداد مدل میان‌مقیاس منطقه ایی (REGCM4). جغرافیا (فصلنامه علمی-پژوهشی و بین‌المللی انجمن جغرافیای ایران)، دوره جدید، شماره ۵۲، صص ۶۷-۸۰.
- احمدی، محمود؛ داداشی رودباری، عباسعلی؛ ابراهیمی، رضا؛ ۱۳۹۶b. مدل‌سازی روابط اثر توپوگرافی بر دورنمای نیاز گرمایشی ایران با استفاده از مدل میان‌مقیاس منطقه ایی REGCM4. برنامه‌ریزی و آمایش فضا، شماره ۳، صص ۲۷-۵۳.
- امیدوار، کمال؛ ابراهیمی، رضا؛ داداشی رودباری، عباسعلی؛ ملک میرزایی، مریم؛ ۱۳۹۴. واکاوی زمانی-مکانی فرین‌های سرد ایران تحت تأثیر گرمایش جهانی به‌منظور کاهش مخاطرات. دانش مخاطرات، شماره ۴، صص ۴۲۳-۴۳۷.

- بابائیان، ایمان؛ مدیران، راهله؛ ۱۳۸۶. پیکربندی مدل اقلیم منطقه‌ای برای شبیه‌سازی بارش و دما فصل پاییز در خراسان. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷، صص ۱۰۷-۱۲۰.
- براتی، غلامرضا؛ موسوی، سید شفیع؛ ۱۳۸۴. جابجایی مکانی موج‌های زمستانی گرما در ایران. مجله جغرافیا و توسعه، دوره ۳، شماره پیاپی ۵، صص ۴۱-۵۲.
- داداشی رودباری، عباسعلی؛ فلاح قاهره؛ غلامعباس؛ کرمی، مختار؛ باعقیده، محمد؛ ۱۳۹۴. تحلیل تغییرات بارش حوضه آبریز هراز با استفاده از روش‌های آماری و تکنیک تحلیل طیفی. هیدروژئومورفولوژی، شماره ۷، صص ۵۹-۸۶.
- دارند، محمد؛ ۱۳۹۰. تحلیل هم‌دید سرماهای فرین ایران. رساله دکتری جغرافیای طبیعی به راهنمایی دکتر سید ابوالفضل مسعودیان دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- دارند، محمد؛ مسعودیان، سید ابوالفضل؛ ۱۳۹۴. شناسایی و تحلیل الگوهای ناهنجاری ضخامت سرماهای فرین ایران‌زمین (طی بازه زمانی ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳). فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۳، صص ۱۰۵-۱۲۰.
- رحیم زاده، فاطمه؛ عسگری، احمد؛ فتاحی، ابراهیم؛ محمدیان، نوشین؛ تقی پور، افسانه؛ ۱۳۹۲. روند نمایه‌های حدی اقلیمی دما در ایران طی دوره ۲۰۰۳-۱۹۵۱. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۳، صص ۱۴۴-۱۱۹.
- علیجانی، بهلول، فرج زاده، حسن؛ ۱۳۹۲. تحلیل روند شاخص‌های دمای فرین در شمال ایران. مجله جغرافیا و جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۵۲، صص ۲۴-۲۳.
- علیجانی، بهلول؛ روشنی، احمد؛ پرک، فاطمه؛ حیدری، روح‌الله؛ ۱۳۹۱. روند تغییرپذیری فرین‌های دما با استفاده از شاخص‌های تغییر اقلیم در ایران. جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۲، صص ۱۷-۲۸.
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ دارند، محمد؛ ۱۳۸۹. شناسایی و پهنه‌بندی نواحی دمای فرین سرد ایران. مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، شماره ۲، صص ۴۳-۵۴.
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ دارند، محمد؛ ۱۳۹۰. تحلیل هم‌دید سرماهای فرین ایران. جغرافیا و توسعه، شماره ۲۲، صص ۱۶۵-۱۸۵.
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ دارند، محمد؛ ۱۳۹۱. تحلیل زمانی-مکانی روند روزهای فرین سرد ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲، صص ۳۷-۵۶.
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ زینالی، حمیده؛ حجتی زاده، رحیم؛ ۱۳۸۹. نواحی دمایی ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۸۹، صص ۱۷۱-۱۸۴.
- مکرم، مرضیه؛ نگهبان، سعید؛ ۱۳۹۴. طبقه‌بندی لند فرم‌ها با استفاده از شبکه‌های عصبی خودسازمانده (Self-organization map) (مطالعه موردی: حوضه آبخیز گاوخونی). فصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)، شماره ۳، صص ۲۲۵-۲۳۸.

- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., & Tagipour, A., 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D5).
- Anthes, R. A., Hsie, E. Y., & Kuo, Y. H., 1987. Description of the Penn State/NCAR mesoscale model version 4 (MM4) (p. 66). Boulder, CO.: NCAR.
- Dastagir, M. R., 2015. Modeling recent climate change induced extreme events in Bangladesh: a review. *Weather and Climate Extremes*, 7, 49-60.
- Dickinson, R. E., Kennedy, P. J., & Henderson-Sellers, A., 1993. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. National Center for Atmospheric Research, Climate and Global Dynamics Division.
- Fujibe, F., Yamazaki, N., Kobayashi, K., & Nakamigawa, H., 2007. Long-term changes of temperature extremes and day-to-day variability in Japan, papers in Meteorology and Geophysics.
- Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden P, Dai X, Maskell K, Johnson CI (eds) 2001. Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, p 881.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 2007. Summary for policy makers. In: IPCC. Climate change: The physical Science basic, Contribution of working group first to the Fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, Cambridge university press, 450p.
- Kendall, M., 1975. Multivariate analysis. Charles Griffin.
- Kiehl, J. T., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, B. P. Breigleb, D. Williamson, and P. Rasch., 1996. Description of NCAR Community Climate Model (CCM3). National Center for Atmospheric Research Tech. Rep. NCAR/TN-4201STR, 152 pp.
- Mann, H. B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrical: Journal of the Econometric Society*, 245-259.
- Pal, J. S., Giorgi, F., Bi, X., Elguindi, N., Solmon, F., GAO, X., & Ashfaq, M., 2007. Regional climate modeling for the developing world: the ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9), 1395.
- Peterson, T. C., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., & Plummer, N., 2001. Report of the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs, Tech. Doc. 1071, 146 pp., World Meteorol. Organ. Geneva, Switzerland.
- Randall, D. A., Wood, R. A., Bony, S., Colman, R., Fichet, T., Fyfe, J., ... & Stouffer, R. J., 2007. Climate models and their evaluation. In *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC (FAR)* (pp. 589-662). Cambridge University Press.
- Robaa, S. M., & Al-Barazanji, Z. J., 2013. Trends of annual mean surface air temperature over Iraq. *Nature and Science*, 11(12), 138-145.
- Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kornbluh, L., & Schulzweida, U., 2006. Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *Journal of Climate*, 19(16), 3771-3791.
- Roshan, G. R., & Grab, S. W. (2012). Regional climate change scenarios and their impacts on water requirements for wheat production in Iran. *Int J Plant Prod*, 6(2), 239-266.
- Schatzmann, J., & Ghanem, M., 2003. Using self-organizing maps to visualize clusters and trends in multidimensional datasets. Department of Computing Data Mining Group, Imperial College, London, 132.

- Sen, P. K., 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*. 63. pp. 1379-1389.
- Sillmann, J., & Roeckner, E., 2008. Indices for extreme events in projections of anthropogenic climate change. *Climatic Change*, 86(1-2), 83-104.
- Thiel, H., 1950. A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis: part3. *Proceeding of Koninallijke Nederland's Academies van Weinenschatpen A*. 53, pp. 1397-1412.
- WMO., 2014. WMO statement on the status of the global climate in 2014.

