

## دورنمای فرین‌های گرم ایران مبتنی بر برونداد مدل میان‌مقیاس منطقه‌ای (REGCM4)

محمود احمدی<sup>۱\*</sup>، عباسعلی داداشی رودباری<sup>۲</sup> و رضا ابراهیمی<sup>۳</sup>

تاریخ وصول: ۱۳۹۵/۱۱/۱۵، تاریخ تایید: ۱۳۹۵/۱۲/۳۰

### چکیده

با ظهور و شدت یافتن پدیده گرمایش جهانی، توسعه راهبردهای کارآمد برای سازگاری با این پدیده امری ضروری قلمداد می‌گردد. این ضرورت در گام نخست درکی مناسبی از آسیب‌پذیری مناطق مختلف از دگرگونی‌های آب و هوایی به‌دست می‌آورد و متناسب با گنجایش‌های منطقه‌ای راهبردهای سازگاری با دگرگونی‌های آب و هوایی را ارائه می‌کند. هدف از این پژوهش شناخت اثر گرمایش جهانی بر تغییرات میزان دماهای فرین بالا طی دهه‌های آینده در قلمرو ایران است. به این منظور داده‌های پایگاه EH50M برای دوره ۲۰۱۵ تا ۲۰۵۰ میلادی به شکل دیدبانی‌های ۳ ساعته (۸ بار در روز) تحت سناریو A1B از مرکز فیزیک ماکس پلانک بارگیری و با استفاده از مدل منطقه‌ای REGCM4 ریزیمانه شدند. سپس داده‌های ساعتی دمای هوا ریزیمانه‌نمایی شده با تفکیک مکانی  $0.27 \times 0.27$  درجه قوسی به میانگین روزانه تبدیل شدند که در نتیجه ماتریسی به ابعاد  $2140 \times 1314$  به‌دست آمد. برای شناسایی از روزهای فرین گرم از نمایه انحراف بهنجار شده دما (NTD) بهره بردیم؛ به‌طوری‌که داده‌های حاصل از خروجی مدل برحسب مقدار این نمایه و گستره حاکمیت گرما ( $NTD > 0$ ) مرتب گردیدند در گام بعدی ۵۰۰ روز نخست که شرط ( $NTD > 2$ ) را برآورده کردند در حکم نمونه انتخاب شدند. نتایج نشان داد دورنمای فرین‌های گرم ایران بر اساس روش شبکه عصبی خودسازمانده (SOM) را می‌توان به ۹ ناحیه تقسیم نمود. همچنین در دهه‌های آینده بیشینه گرماهای فرین در نیمه غربی و نوار ارتفاعی (کوهستان و کوهپایه) رخ خواهد داد به‌طوری‌که فرین‌های دمایی در مناطق یادشده بیشتر از نواحی داخلی و سواحل جنوبی کشور خواهند بود. کمیته رخداد فرین گرم ایران مربوط به ناحیه دشت کویر و پس‌از آن جنوب شرق کشور می‌باشد.

کلیدواژگان: گرمای فرین، شاخص NTD، شبکه عصبی خودسازمانده (SOM)، مدل REGCM4، ایران.

۱. استادیار آب و هواشناسی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران، ایران  
۲. دانشجوی دکتری آب و هواشناسی شهری، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین  
۳. دانشجوی دکتری مخاطرات آب و هوایی دانشگاه یزد، یزد، ایران

## مقدمه

دما یکی از عوامل اصلی شکل‌گیری آب‌وهوا است و نقشی بنیادین در زندگی گیاهی، جانوری و فعالیت‌های انسانی ایفا می‌کند (پترسون و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۰۱). هرگاه دما از حد معمول خود بسیار بالاتر یا پایین‌تر رود دمای فرین نامیده می‌شود. تعداد زیادی از روش‌ها برای تعریف فرین‌های آب‌وهوایی، مثل فرین‌های روزانه دما، مقادیر فرین بارش روزانه، گرمای ماهانه بیشتر از معمول در مناطق گسترده یا وقوع طوفان‌ها مانند هاریکن‌ها وجود دارد. فرین‌های آب‌وهوایی اثرات قابل‌توجهی در جوامع انسانی، سلامت، اقتصاد و سامانه زیست‌محیطی برجای می‌گذارند. لزوم شناخت، مدل‌سازی و پیش‌بینی فرین‌های آب‌وهوایی برای جوانب مختلف توسعه شایان توجه است. پس از گذشت چند دهه که فرین‌های آب‌وهوایی به شکل بارزتری خودنمایی کردند دگرگونی‌های قابل‌توجهی را در گستره جهانی و منطقه‌ای برجای گذاشتند که می‌توان به فرین‌های گرمایی شدیدتر و همچنین فرین‌های سرمای‌شدیدتر اشاره کرد (ین و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۱۵). مطالعات پیشین به نقش غیرقابل‌انکار انسان و تأثیر وی بر فرین‌های آب و هوایی در جای‌جای کره زمین اشاره داشته‌اند و به این نتیجه رسیدند که محرک‌های خارجی (همچون انسان) عاملی در براندازی پایداری سامانه‌های زیست‌محیطی هستند (کیم و همکاران<sup>۳</sup>، ۲۰۱۶).

افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای در سال‌های اخیر به شکل قابل‌توجهی منجر به تغییر پارامترهای آب‌وهوایی در سطح جهانی شده‌اند. هیئت بین‌الدول تغییرات آب و هوایی (IPCC<sup>۴</sup>) (آلن و همکاران<sup>۵</sup>، ۲۰۱۴) در ارزیابی پنجم خود از شرایط آب و هوایی موسوم به (AR5) به این نتیجه رسیده است که نقش انسان در دگرگونی سامانه آب‌وهوایی بسیار محتمل است. پایش دگرگونی‌ها حاکی از دگرگونی در فرکانس، شدت یافتن روند نابهنجار فرین‌ها در درجه حرارت روزانه در مقیاس جهانی از اواسط قرن بیستم است (ببندوف و همکاران<sup>۶</sup>، ۲۰۱۳). دگرگونی‌های احتمالی در رویداد فرین‌های دمایی همگام با پدیده گرمایش جهانی می‌تواند جامعه انسانی و اقتصاد جهانی را به‌طور مستقیم تحت سیطره خود نگه دارد. در یک نگاه کلان تمامی بخش‌های جهان (به‌جز بخش‌های کوچکی از حوضه از اقیانوس اطلس شمالی) افزایش دما را تجربه کرده‌اند (IPCC, 2013). چنین افزایش دمایی می‌تواند اثرات چشمگیری بر منابع آب، افزایش تبخیر و تخریب و بسیاری از سامانه‌های تحت‌تأثیر انسان داشته باشد (USDA, 2013).

اسدی و مسعودیان (۱۳۹۳) اذعان داشته‌اند که گرماهای فرین ایران به‌ویژه در سال‌های اخیر در فصول سرد سال روی می‌دهد که اثرات سوء اقتصادی و طبیعی از جمله ذوب زودهنگام برف را می‌تواند در پی داشته باشد. ارزیابی دمای ایران حاکی از تغییرات بنیادین بوده است که اگر این شرایط در آینده نیز ادامه داشته باشد می‌تواند کشور را با مشکلات بسیاری همراه سازد؛ مسعودیان (۱۳۹۰) طی پژوهشی نشان داد، دمای شبانه‌روزی کشور ۲ درجه در هر صدسال افزایش داشته است که این افزایش دمای چهار برابر مقدار سرعت گرمایش می‌باشد. فارغ از روند افزایشی دما در ایران تغییرات مکانی

- 
1. Peterson et al.
  2. Yin et al.
  3. Kim et al.
  4. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)
  5. Allen et al.
  6. Bindoff and et al.

زیادی را نیز نشان داده است به طوری که براتی و موسوی (۱۳۸۴) ابراز داشته‌اند که امواج گرم در فصل زمستان به سوی آذربایجان و رشته‌کوه البرز جابجایی داشته است. این جابجایی برای ایران که کشور خشکی است و منابع آن به شدت تحت تأثیر انباش برف در کوه‌هاست می‌تواند یک خطر جدی قلمداد گردد چراکه مسعودیان (۱۳۸۲) نشان داده است با هر درجه افزایش دما ارتفاع برف‌مروزی در ایران زمین ۱۶۰ متر افزایش می‌یابد. همان‌طور که پیداست پیش‌آگاهی فرین‌های گرم در کشور می‌تواند گامی مؤثر برای توسعه همگام پایداری منطقه‌ای تلقی گردد.

تاکنون پژوهش‌هایی بسیاری فرین‌های دمایی را مورد توجه قرار دادند. تینجلی و هویبرز<sup>۱</sup> (۲۰۱۳) فرین‌های حرارتی عرض‌های جغرافیای شمالی ۶۰۰ سال گذشته افزایش بی‌سابقه آن با استفاده از نمونه‌های رسوب دریاچه‌ای، حلقه‌های درختی و هسته‌های یخ را مورد ارزیابی قراردادند و به این نتیجه رسیدند که سال‌های ۲۰۰۵، ۲۰۰۷، ۲۰۰ و ۲۰۱۱ گرم‌ترین تابستان‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. ون و همکاران<sup>۲</sup> (۲۰۱۳) به نقش تأثیر انسان در درجه حرارت شدید بدن در چین طی دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۷ میلادی چهار شاخص (TXx)، (TNx)، (TXN) و (TNN) مورد مطالعه قرار دادند، نتایج مطالعات آنان نشان از نقش موجه انسان در دمای بیشینه چین است. هرچند پژوهش ون و همکاران (۲۰۱۳) ابعاد مناسبی را از گازهای گلخانه‌ای و نقش آن در واداشت گرمایی چین آشکار ساخته است اما به جهت بازه زمانی و ارزیابی نکردن سیگنال‌هایی دمایی نتوانسته آن‌طور که بایسته است تغییرات را نشان دهد به همین منظور ون و همکاران<sup>۳</sup> (۲۰۱۶) فرین‌هایی دمایی بیشینه چین را طی دوره آماری ۱۹۵۸-۲۰۱۲ با استفاده از بروزترین داده‌های مدل متقابل فاز ۵ IPCC مورد ارزیابی قراردادند. نتایج این پژوهش نیز همانند پژوهش پیشین که ذکر گردید به تأثیر نقش انسان اشاره داشته است، متها در این پژوهش، فرین بیشینه شب نسبت به سایر شاخص‌ها در مقیاس منطقه‌ای برای مناطق شرقی و غربی چین نقش قابل توجه‌تری نسبت به سایر شاخص‌ها و مناطق داشته است. همچنین آنان به نقش آشکار سیگنال‌های نفوذ انسانی در تغییرات فرین‌هایی دمایی در چین اشاره کردند. ژونگ و همکاران<sup>۴</sup> (۲۰۱۷) دگرگونی‌های دینامیکی فرین‌های دمایی بیشینه و ارتباط آن را با گردش‌های جنوب حوضه رودخانه سونقو<sup>۵</sup> چین را با استفاده از حداکثر و حداقل دمای روزانه جمع‌آوری شده برای دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۴ میلادی ۶۰ ایستگاه هواشناسی مورد ارزیابی قراردادند نتایج پژوهش آنان حاکی از این امر بوده است که بین شاخص فرین گرم و شاخص‌های نیمکره شمالی همبستگی مثبت و برای شاخص سرد همبستگی معکوس وجود دارد همچنین آنان نشان داده‌اند که بین شاخص ENSO و شاخص چند متغیره MEI هیچ رابطه خطی با فرین‌هایی دمایی وجود ندارد. در ایران نیز پژوهش‌های بسیاری فرین‌های دمایی را مورد مطالعه قراردادند. اسدی و مسعودیان (۱۳۹۳) پهنه‌بندی ایران بر پایه دماهای فرین بالا را برای ۶۶۳ ایستگاه اقلیمی و همدید در باز زمانی ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳ خورشیدی را با استفاده از شاخص انحراف بهنجار شده دما (NTD) مورد ارزیابی قراردادند و در نهایت، با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای فرین‌های گرم ایران را به ۵ ناحیه تقسیم نمودند و به این نتیجه رسیدند که ناحیه غربی ایران شدیدترین گرماهای فرین

1. Tingley & Huybers
2. Wen et al.
3. Yin et al.
4. Zhong et al.
5. Songhua

را در طول دوره آماری در ماه‌های دی و بهمن را به خود اختصاص داده است. در مطالعات آب و هواشناسی پایش زمانی مکانی از الویت بسیار بالایی برخوردار است اما آنچه آب و هواشناسان بیشتر آن را دنبال می‌کنند شناسایی روابط و وجود روند در سنج‌های آب و هواشناسی است در همین خصوص عراقی و همکاران (۲۰۱۵) روزهای با دمای فرین در ایران را برای دوره ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ میلادی را برای ۳۰ ایستگاه همدید در ایران مورد ارزیابی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که ۴۰ درصد ایستگاه‌های مورد بررسی روند مثبت معنی‌دار در روزهایی که دمای بیشینه بیشتر از ۳۰ درجه سانتی‌گراد داشته‌اند و همچنین ۶۷ درصد ایستگاه‌های مورد بررسی در پژوهش روند منفی و معنی‌دار برای روزهایی با دمای کمینه کمتر از صفر درجه سانتی‌گراد داشته‌اند. دو پژوهش قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۳، ۱۳۹۴) را می‌توان به‌نوعی نسخه کامل‌تر شده پژوهش اسدی و مسعودیان (۱۳۹۳) عنوان کرد در پژوهش نخست (۱۳۹۳) که برای ۳۱ ایستگاه همدید برای دوره زمانی ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ میلادی در غرب ایران انجام شده است از همان روش اسدی و مسعودیان (۱۳۹۳) استفاده شده است، ولی نامبرندگان الگوهای همدید موجود روزهای منتخب فرین را نیز مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که الگوهای غالب به‌وجود آورنده امواج گرمایی فرین در سطح زمین کم‌فشارهای حرارتی گنگ و عربستان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوی پر ارتفاع است. پژوهش دوم قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۴) را برای ۹ ایستگاه همدید جنوب شرق ایران برای ۴ ماه ژوئن تا سپتامبر سال‌های ۱۳۳۰ تا ۱۳۸۸ است که از همان روش‌های اسدی و مسعودیان (۱۳۹۳) و قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۴) استفاده کردند و این نتیجه رسیدند که به‌سبب وجود هسته کم‌فشار حرارتی در سطح زمین و منحنی پر ارتفاع جنب حاره در جنوب شرق ایران، هسته بیشینه دما در روزهای ابر گرم بر منطقه مورد مطالعه بوده و بنابراین وزش گرم از مناطق خارجی صورت نگرفته است. همان‌گونه که بیان شد وقوع گرماهای فرین روی سلامتی انسان، ازدیاد تقاضای انرژی برق و افزایش تقاضای آب برای فعالیت‌های کشاورزی، بهداشتی، شرب و مصارف خانگی تأثیر به‌سزایی دارد، لذا هدف از این پژوهش شناخت اثر گرمایش جهانی بر تغییرات میزان دماهای فرین بالاطی دهه‌های آینده در قلمرو ایران است، چراکه مرور منابع نیز نشان داده به‌رقم پایش مناسب شرایط گذشته و کنونی دماهای فرین بالای کشور، اما تاکنون پژوهشی شرایط آینده کشور را مورد ارزیابی قرار نداده است لذا، ضرورت مطالعه حاضر بیش‌ازپیش احساس می‌شود.

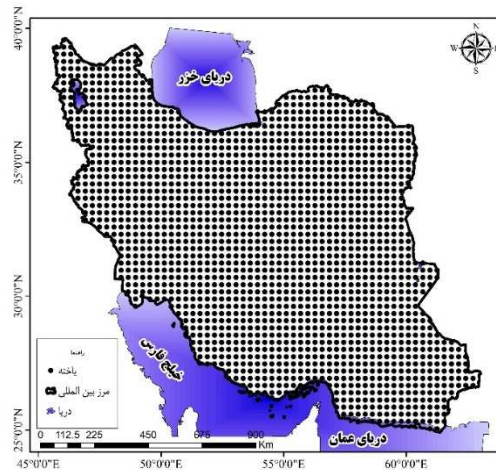
#### روش تحقیق

به‌منظور آشکارسازی اثر گرمایش جهانی بر میانگین دماهای فرین گرم ایران میانگین دمای روزانه پایگاه داده EHSOM استفاده گردید. EHSOM یک مدل گردش کلی جو - اقیانوس<sup>۱</sup>؛ از سری پنجم مدل گردش عمومی جو<sup>۲</sup> با هسته دینامیکی (ECHAM)، پروژه اقلیمی T63 برای ۳۱ سطح جو تا نزدیک ۱۰ هکتوپاسکال موجود بوده که در موسسه پلانک به‌صورت روزانه از تاریخ ۱۹۶۰/۰۱/۰۱ تا ۲۱۰۰/۱۲/۳۱ تحت سه سناریو B1, A1B و A2 پل بین‌المللی تغییر اقلیم<sup>۳</sup> تولید شده‌اند (روکنر و همکاران، ۲۰۰۶؛ ریچلر و کیم، ۲۰۰۸؛ امیدوار و همکاران، ۱۳۹۴). در این مطالعه سناریو

1. AOGCM  
2. International panel of climate change (IPCC)

(AIB) استفاده شد فرض بنیادین سناریو حاضر استفاده از منابع سنگواره‌ای و غیرسنگواره‌ای به‌طور متعادل است (لندرار و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷). خروجی این مدل با گام زمانی شش‌ساعته و در بازه ۲۰۱۵-۲۰۵۰ برای محدوده ایران شبیه‌سازی گردید. از آنجایی که ابعاد پخته‌های مدل کاربست 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 قدرت تفکیک پایینی دارند (۲۰۰×۲۰۰ کیلومتر) لذا قادر به آشکارسازی رفتار آب‌وهوا در مقیاس محلی و منطقه‌ای نیستند؛ بنابراین نیاز است داده‌ها در مدل‌های آب و هوایی منطقه‌ای که جهت فرآیندهای کوچک‌مقیاس و منطقه‌ای مناسب‌ترند باید ریزمقیاس شوند (ران‌دال و همکاران، ۲۰۰۷؛ روشن و گراب، ۲۰۱۲).

مدل مورد استفاده جهت ریزمقیاس‌نمایی پایگاه داده EH50M نسخه چهارم مدل اقلیم منطقه‌ای مرکز فیزیک نظری عبدالسلام (REGCM4) است. این مدل از معادلات هیدروستاتیک استفاده می‌کند، سیستم مختصات آن همانند مدل هواشناسی میان‌مقیاس MM4، سیگما است (پال و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۰۷؛ انثس و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۸۷). 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



شکل ۱: پخته‌های خروجی مدل EHSOM ریزمقیاس شده با REGCM4

سطح زمین، توسط طرح‌واره BATS تعیین می‌شود (کیهل و همکاران<sup>۴</sup>، ۱۹۹۶). مبادله انرژی رطوبت، اندازه حرکت بین سطح زمین و اتمسفر با استفاده از مدل BATSE محاسبه می‌شود (دیکنسون و همکاران<sup>۵</sup>، ۱۹۹۳). میانگین دمای روزانه با ابعاد  $0/27 \times 0/27$  درجه قوسی که حدوداً نواحی با ابعاد  $30 \times 30$  کیلومتر مساحت ایران را پوشش می‌دهند

1. Landerer et al.
2. Pal et al
3. Anthes et al
4. Kiehl et al
5. Dickinson et al

توسط مدل آب‌وهوای منطقه‌ای ریزمقیاس در بازه زمانی ۳۶ ساله (۲۰۶۰-۲۰۲۵) در ماتریسی به ابعاد  $۱۳۱۴۰ \times ۲۱۴۰$  ریزمقیاس شد (شکل ۱). در این ماتریس سطرها (۱۳۱۴۰) نشان‌دهنده زمان (ساعت، هرروز، هرسال) و ماتریس ستون‌ها یاخته‌ها (نقاط میان‌یابی شده با ابعاد  $۳۰ \times ۳۰$  کیلومتر) می‌باشند.

برای شناسایی رخداد گرماهای فرین از نمایه انحراف بهنجار شده دما (NTD<sup>۱</sup>) بهره بردیم. این نمایه را فوجیبه و همکاران<sup>۲</sup> (۲۰۰۷) معرفی کرده‌اند. به‌منظور کاربست این نمایه برای منطقه مور مطالعه گام نخست محاسبه میانگین بلندمدت دما برای هر یک از روزهای سال محاسبه شود. میانگین بلندمدت دمای روزانه دوره موردبررسی به کمک رابطه (۱) به‌دست‌آمده است.

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

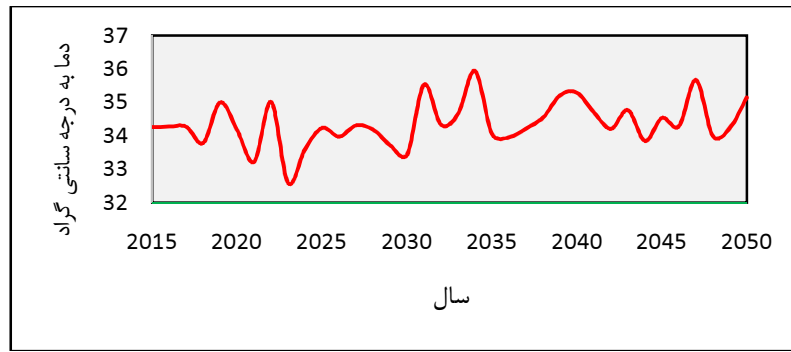
که در آن،  $i$  روز،  $j$  ماه و  $n$  سال است. چنانچه پیش‌تر نیز اشاره شد دوره موردبررسی از ۲۰۱۵/۰۱/۱ تا ۲۰۵۰/۱۲/۳۱ میلادی برابر با ۱۳۱۴۰ روز است.

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 می‌گردد. بعد از طی شدن این مراحل، انحراف دمای هر یک از ۱۳۱۴۰ روز موردبررسی از میانگین بلندمدت همان روزه کمک رابطه (۲) محاسبه می‌شود (فوجیبه و همکاران، ۲۰۰۷).

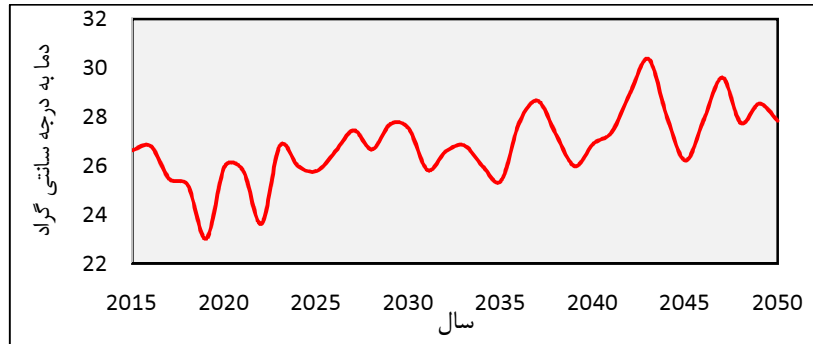
$$\Delta T_*(i, j, n) = T_*(i, j, n) - \overline{T_*(i, j)}. \quad (2)$$

مقدار  $\Delta T_*$  نماینده انحراف مطلق دمای هرروز / هر محل (یاخته) نسبت به میانگین بلندمدت دمای همان روز در همان محل است و برحسب زمان و مکان متفاوت خواهد بود (اسدی و مسعودیان، ۱۳۹۳). فلاح قالهری و داداشی رودباری (۲۰۱۶) در مدل‌سازی دمای ایران نشان دادند دما در هر یاخته و هر دوره بسیار متفاوت می‌باشد. بنابراین، مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلندمدت هرروز ( $\Delta T_*$ ) نمی‌تواند مبنای مقایسه دماهای فرین زمان‌های متفاوت باشد؛ اسدی و مسعودیان (۱۳۹۳) که مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلندمدت نقاط مختلف جغرافیایی را برای دوره مشاهداتی (۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳ هجری خورشیدی) محاسبه کردند تأییدی بر فرضیه پیشین داشتند. برای نمونه دو یاخته چابهار و ماکو از دو منطقه آب و هوایی گوناگون در شکل‌های ۲ و ۳ ارائه شد. به‌طور مثال افت و خیز دمایی ۷ درجه سانتی‌گراد در سری زمانی برای ماکو در مقایسه با چابهار که در عرض جغرافیایی پایین‌تری قرار دارد و اساساً تغییرات آن ناچیز است بسیار مهم است. همان‌طور که در شکل‌های ۲ و ۳ نشان داده‌شده است افت و خیز بیش از ۵ درجه برای ماکو امری بدیهی است اما همین مقدار برای چابهار تغییر دمایی عمده‌ایی می‌تواند باشد. لذا می‌توان عنوان کرد هم سنجی انحرافات مطلق دمایی در کشوری همچون ایران نمی‌تواند نماینده مناسبی از گرمای فرین باشد.

- 
1. Normalized Temperature Deviation (NTD)
  2. Fujibe et al.



شکل ۲: متوسط دمای ماه ژولای ایستگاه چابهار دوره ۲۰۱۵ تا ۲۰۵۰ میلادی



شکل ۳: متوسط دمای ماه ژولای ایستگاه ماکو دوره ۲۰۱۵ تا ۲۰۵۰ میلادی

برای آنکه مقادیر انحراف دمای زمان‌های متفاوت در یک نقطه جغرافیایی و مکان‌های گوناگون در یک زمان معین با یکدیگر قابل مقایسه باشند، لازم است مقادیر مطلق انحراف دما به کمک پراش دما استانداردسازی شود. پراش  $\Delta T_*$  روی پنجره ۳۱ روزه برای هرروز تقویمی به کمک رابطه (۳) به دست می‌آید و میانگین متحرک ۹ روزه سه بار روی آن اعمال می‌شود تا نوفه‌ها از بین برود (اسدی و مسعودیان، ۱۳۹۳)

$$\sigma^2(i, j) = \sum_{n=2015}^{2050} \sum_{j'=j-15}^{j+15} [\Delta T_*(i, j', n) - \overline{\Delta T_*(i, j')}]^2 / 31N \quad (3)$$

$\overline{\Delta T_*(i, j')}$  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) که با نمایه  $x_*$  نموده شده است به کمک رابطه زیر محاسبه می‌شود.

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

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

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  $x_*$  روی ایران و درصد مساحتی از ایران که  $x_* \geq 2$  داشته استخراج شد.

### خوشه‌بندی داده‌ها با استفاده از شبکه عصبی خودسازمانده SOM<sup>۱</sup>

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 ۶) بین دو بردار اندازه‌گیری می‌شود.

$$D_j = \sum_{i=1}^n \|W_{i,j} - x_i\|^2 \quad (6)$$

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 (شاتزمن و گانم<sup>۲</sup>، ۲۰۰۳؛ مکرم و نگهبان، ۱۳۹۴).

علاوه بر وزن ارتباطی واحد دارای بیشترین انطباق (سلول عصبی برنده)، وزن‌های سلول‌های همسایه سلول برنده نیز به‌روزرسانی مشاهدات نزدیک به هم در فضای ورودی، دو واحد نزدیک به هم در نقشه را فعال می‌سازد (رابطه ۷). مرحله آموزشی تا زمانی که بردارهای وزن به حالت پایدار برسد و دیگر تغییر نکنند، ادامه می‌یابد.

$$W_{i,j}^{new} = W_{i,j}^{old} + h_{i,j}(x_i - W_{i,j}^{old}) \quad (7)$$

$x_i$  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 مطالعه ۵۰۰ ورودی به‌عنوان نمونه‌های آموزشی شبکه انتخاب شدند. از آن جهت که تعداد مفاهیم برابر ۱۰ است، شبکه ۱۰ نورون ورودی دارد. شبکه با اندازه‌های مختلف نقشه‌ها آموزش دیده شد تا بهترین نتیجه برای خوشه‌بندی حاصل شود (بای لاری و منتظر<sup>۳</sup>، ۲۰۰۹). با استفاده از داده‌ها و آزمایش‌های مختلفی که انجام شد، بهترین نتیجه برای نقشه با ابعاد  $4 \times 3$  به‌دست آمد. ورودی‌های شبکه عصبی در این روش خوشه‌بندی به‌اندازه ابعاد داده‌ها (۱۳۱۴۰×۲۱۴۰) می‌باشد. تعداد دسته‌ها ۹ مرکز خوشه در نظر گرفته شده است که می‌توان شبکه‌ای از سه ردیف و سه ستون که مانند گراف همبند به یکدیگر متصل هستند در نظر گرفت. هنگام آموزش این شبکه عصبی تمامی نمونه‌ها به شبکه نشان داده می‌شود و نزدیک‌ترین مرکز خوشه به هر نمونه انتخاب و همسایه‌های آن مرکز خوشه با درجه‌ی تأثیرپذیری کمتری انتخاب می‌شوند و به سمت نمونه نشان داده‌شده حرکت می‌کنند (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۴).

1. Self-Organizing Maps
2. Schatzmann & Ghanem
3. Baylari & Montazer



## نتایج و بحث

نتایج حاصل از شبکه عصبی خودسازمانده (SOM) نشان داده است که بهترین تقسیم‌بندی که می‌توان برای دماهای فرین ایران ارائه داد تقسیم کشور به ۹ پهنه می‌باشد.

لانه‌گزینی دماهای فرین گرم در ایران برحسب ورود توده‌های هوایی گرم همانند پرفشار آزر در تابستان و سامانه‌های بلاکینگ می‌باشد که به علت استقرار در دوره سرد سال باعث افزایش دمای غیرمعمولی هوا در دوره سرد سال می‌شوند. با توجه به شکل‌های (۴ و ۵) که دماهای فرین گرم سال را نشان می‌دهد ملاحظه می‌شود که در دهه‌های آینده بیشینه گرماهای فرین در نیمه‌غربی و نوار ارتفاعی (کوهستان و کوهپایه) بیشتر از نواحی داخلی و سواحل جنوبی کشور قابل مشاهده است. این امر به‌خوبی نشان می‌دهد که در آینده نیز بیشینه سامانه‌های ایجادکننده گرماهای فرین از این منطقه وارد کشور می‌شود. اینک به برخی ویژگی‌های نواحی دمایی فرین گرم ایران در ماه‌های مختلف سال می‌پردازیم. همچنین میزان انحراف دما طی ماه‌های سال در ۹ ناحیه اقلیمی محاسبه و در جدول (۱) نشان داده شده است.

**ناحیه شمال غرب:** این ناحیه ۷ درصد از مساحت کشور را در بر گرفته و نوار شمال غرب را پوشش می‌دهد. در این ناحیه به‌جز ماه‌های سپتامبر (شکل ۵ج) و نوامبر (شکل ۵ه) در بقیه ماه‌های سال از دمای فرین بالایی برخوردار می‌باشد. بیشینه میزان گرمای فرین این ناحیه در ماه‌های اکتبر (شکل ۵د)، ژانویه (شکل ۵الف) و مارس (شکل ۵ج) و کمینه آن در ماه‌های سپتامبر و نوامبر می‌باشد. به‌نظر می‌رسد وقوع رخداد‌های فرین بالا در ماه‌های سرد سال در دهه‌های آینده ناشی از افزایش ایجاد بلاکینگ‌های مانع باشد. بلندی‌های شهرکرد نیز از لحاظ ویژگی‌های فرین به این ناحیه نزدیک‌تر بود و جزئی از این قلمرو می‌باشد. نقش زاگرس در نگه داشتن گرمایی نیز بسیار شایان توجه است به‌طوری‌که شبیه‌سازی زرین و همکاران (۲۰۱۱) نیز نشان داده است که سلسله جبال زاگرس نقش مهمی در گرمایش سطحی هوای منطقه خاورمیانه خصوصاً نگهداشت گرمایی منطقه غرب و جنوب غرب ایران داشته و بر تداوم زمانی امواج گرمایی بسیار تأثیرگذار است. اسدی و مسعودیان (۱۳۹۳) نیز فرین‌های گرم ایران در این منطقه از کشور به سبب استقرار پشته روی شرق ایران به شکل امگا منجر به پایداری و ماندگاری هوای گرم روی ایران دانسته‌اند. آنان همچنین ابراز داشته‌اند هوای گرم با ناوه شرق مدیترانه از روی شبیه جزیره عربستان و شمال آفریقا به ایران آورده می‌شود. لذا انتظار می‌رود با شدت گرفتن پدیده گرمایش جهانی و افزایش دما در مناطق عربستان و آفریقا فرین‌های گرم در آینده نزدیک شدت بیشتری بیابند. میزان انحراف به‌نچار دما نیز در ماه‌های زمستان بیشینه میزان خود را در این منطقه داراست. بیشینه انحراف به‌نچار دما را می‌به میزان ۰/۸ و کمینه آن را ژوئن به میزان ۰/۱ درجه نمایان است.

**ناحیه نیمه شمالی زاگرس و نیمه غربی البرز:** این ناحیه حدود ۱۴ درصد از وسعت کشور را شامل می‌شود. بیشینه میزان رخداد گرمای فرین در ماه‌های می (شکل ۵ه)، دسامبر (شکل ۵د) و آگوست (شکل ۵ب) قابل مشاهده است و ماه‌های ژوئن (شکل ۵ی)، جولای (شکل ۵الف)، اکتبر (شکل ۵ه) و نوامبر (شکل ۵ه) نیز کمینه میزان رخداد گرمای فرین را داراست. قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۳) هنگام خوشه‌بندی روزها تفاوتی در آرایش مکانی الگوهای جوی مشاهده نکردند و به این نتیجه رسیدند که آب‌وهوای مناطق غربی کشور در دوره گرم سال تحت تأثیر سامانه‌های مختلف قرار نمی‌گیرد بر این اساس و با ارزیابی بیشینه فرین‌ها در این منطقه از کشور می‌توان عنوان کرد در دوره گرم سال در آینده باید شاهد استیلای غالب پرفشار جنب حاره در دوره گرم سال باشیم؛ بنابراین هر نوع

تغییر در الگوی کم‌فشار حرارتی و الگوی پر ارتفاع جنب حاره بر اساس نتایج مطالعه پیشین می‌تواند تأثیر شگرفی بر فرین‌های گرم کشور در آینده داشته باشد. این ناحیه در نیمه سرد سال به نسبت نیمه گرم بیشتر در معرض وقوع رخداد دماهای فرین بالا قرار می‌گیرد. بیشینه میزان انحراف بهنجار دما در ماه‌های می، دسامبر و اوت و کمینه آن در ماه‌های ابتدایی فصول تابستان و پاییز نمایان می‌باشد.

**ناحیه زاگرس جنوبی:** این ناحیه بخش‌های زاگرس جنوبی را در بر گرفته و حدوداً ۱۱ درصد از وسعت کشور را شامل می‌شود. ماه‌های ژوئن (شکل ۴.۴)، سپتامبر (شکل ۵.۵) و نوامبر (شکل ۵.۵) بیشینه رخداد گرمای فرین و ماه‌های می (شکل ۵.۴)، آگوست (شکل ۵.۵)، ژانویه (شکل ۴.۴ الف) و مارس (شکل ۴.۴ ج) کمینه رخ داده‌ای فرین را دارا می‌باشند. این ناحیه نسبت به دیگر بخش‌های کوهستانی زاگرس از دماهای فرین گرم کمتری برخوردار می‌باشد. بیشینه میزان انحراف بهنجار دما نیز مطابق با ماه‌های تابستان و پاییز می‌باشد؛ که بیشینه آن در ماه ژوئن به میزان ۰/۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. کمینه انحراف بهنجار دما نیز در ماه اوت و به میزان ۰/۲ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۱).

**ناحیه کوهستانی البرز شرقی و خراسان:** این بخش توده‌های کوهستانی البرز شرقی و نوار کوهستانی و کوهپایه‌ای خراسان مرکزی و شمالی را در بر می‌گیرد و گسترده‌ترین ناحیه در بین خوشه‌ها می‌باشد که ۱۷ درصد از وسعت کشور را شامل می‌شود. همچنین کمینه میزان رخداد دماهای فرین در نوار کوهستانی کشور متعلق به این ناحیه است. بیشینه میزان رخداد فرین را در ماه فوریه (شکل ۴.۴ ب) در توده کوهستانی البرز شرقی می‌توان یافت این در حالی است که نوار کوهستانی خراسان در همه ماه‌ها تقریباً از رخداد‌های فرین متعادل برخوردار می‌باشد. بیشینه انحراف دما را ماه فوریه به میزان ۰/۹ درجه سانتی‌گراد داراست. در بقیه ماه‌ها میزان انحراف دما تقریباً به یک نسبت توزیع شده است.

**ناحیه دشت کویر:** این بخش دشت کویر و نوار کوهپایه‌ای خراسان جنوبی را در بر می‌گیرد وسعت این ناحیه ۱۱ درصد از مساحت ایران را در بر می‌گیرد. کمینه رخداد فرین گرم ایران مربوط به این ناحیه می‌باشد و در همه ماه‌ها تقریباً از رخداد دماهای فرین گرم کمتری برخوردار می‌باشد. این ناحیه از کشور به‌شدت تحت تأثیر ارتفاعات و به خصوص زاگرس بوده همان‌طور که زاگرس مانع ریزش بارش در این منطقه از کشور می‌شود این بار نقشی بازدارنده را بازی می‌کند به‌طوری‌که قرارگیری این منطقه در شرق سوی زاگرس باعث جلوگیری از هسته‌های سامانی وزشی شده و از سوی دیگر دور بودن این منطقه از سامانه‌های وزشی ایجادکننده گرماهای فرین نیز خود عاملی دیگر است. ماه‌های می و ژوئن با ۰/۹ درجه بیشینه میزان انحراف دما و ماه اوت با ۰/۱ درجه کمینه انحراف را داراست (جدول ۱).

**ناحیه جنوب‌شرقی:** دشت لوت و استان سیستان و بلوچستان را شامل می‌شود وسعت این ناحیه ۱۲ درصد از مساحت کشور را شامل می‌شود. این ناحیه نیز بعد از دشت کویر کمینه میزان رخداد‌های فرین گرم را داراست. کمینه رخداد فرین این ناحیه را اکتبر (شکل ۵.۵) و ژانویه (شکل ۴.۴ الف) و بیشینه رخداد گرمای فرین را ماه‌های آوریل (شکل ۴.۴ د) و می (شکل ۵.۴) دارا می‌باشند. بیشینه انحراف دما در ماه‌های آوریل، می و ژوئن و کمینه آن در اکتبر، آگوست، سپتامبر و ژانویه می‌باشد. مهم‌ترین عامل در کمینه بودن روزهای فرین گرم در این منطقه از کشور را می‌توان به‌علت کم تنوع بودن سامانه‌های مولد روزهای فرین گرم اشاره کرد.

**ناحیه کوهپایه بیرونی:** نوار باریکه کوهپایه‌های بیرونی زاگرس که از شمال ایلام تا نوار جنوب‌غرب فارس را در

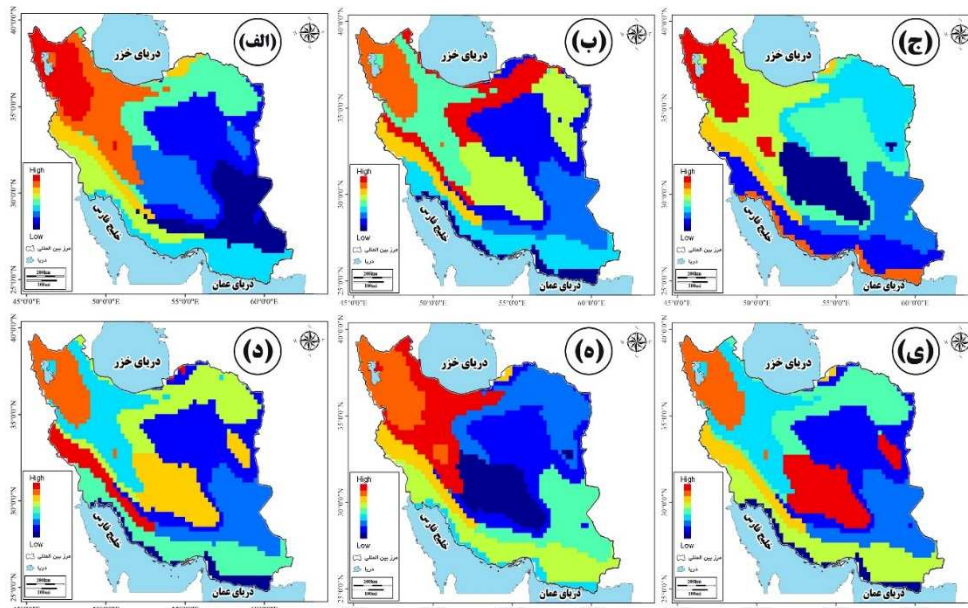
برمی‌گیرد و ۶ درصد از وسعت کشور را شامل می‌شود. بیشینه رخداد رویدادهای فرین گرم را در ماه‌های آوریل (شکل ۲.۴) و فوریه (شکل ۴.ب) داراست و کمینه آن در ماه سپتامبر (شکل ۵.د) نمایان است. این منطقه در اکثر ماه‌های سال دماهای فرین گرم بالایی دارد. بیشینه انحراف (جدول ۱) دما را ماه آوریل و فوریه به میزان ۰/۸ تا ۰/۹ درجه سانتی‌گراد داراست. کمینه آن نیز در ماه‌های دسامبر، ژانویه و سپتامبر به میزان ۰/۱ تا ۰/۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

**ناحیه پس کرانه‌ای جنوب:** این بخش به شکل پهنه‌ای از خوزستان تا چابهار را در بر گرفته است. وسعت این ناحیه ۱۴ درصد از پهنه ایران می‌باشد. ماه‌های جولای (شکل ۵.الف)، سپتامبر (شکل ۵.ج) و نوامبر (شکل ۵.د) بیشینه رخداد گرمای فرین در این ناحیه خواهد شد و کمینه آن نیز در ماه‌های فوریه (شکل ۴.ب) و مارس (شکل ۴.ج) می‌باشد. بیشینه انحراف معیار دما را ماه جولای به میزان ۰/۵ درجه و کمینه آن را ماه مارس به میزان ۰/۱ درجه سانتی‌گراد داراست (جدول ۱).

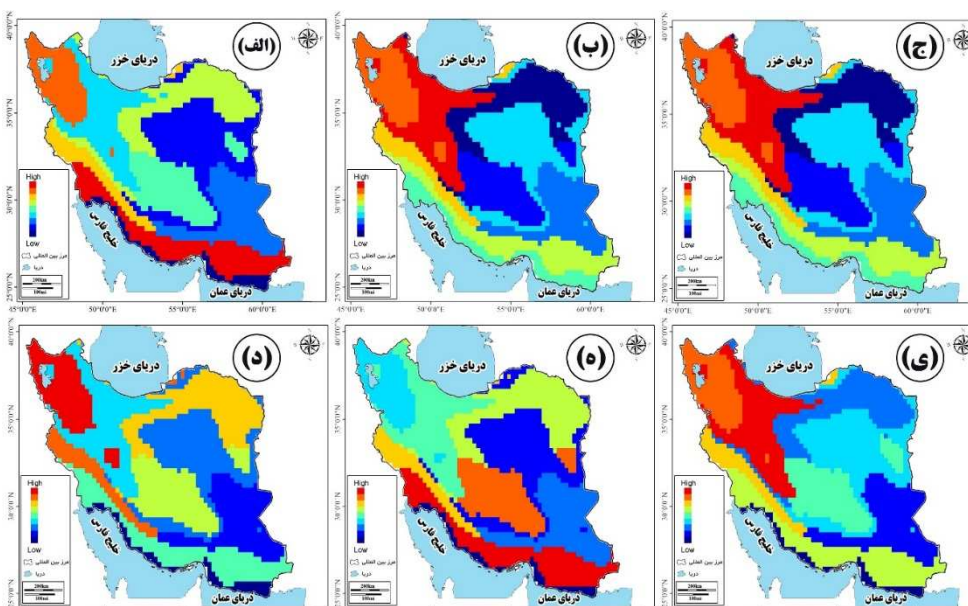
**ناحیه ساحلی جنوب:** این ناحیه ۸ درصد از وسعت کشور را به خود اختصاص داده است. اکثر ماه‌های سال میزان رخداد گرمای فرین این ناحیه کم می‌باشد و بیشینه میزان رخداد فرین را مارس (شکل ۴.ج) داراست. بیشینه انحراف دما در ماه مارس به میزان ۰/۷ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (جدول ۱). نگاهی گذرا به جدول (۱) یک حقیقت آب و هوایی جالبی را نیز برای دورنمای فرین‌های گرمایی کشور آشکار می‌سازد به طوری که ناحیه دشت کویر، جنوب شرق ایران کمترین میزان انحراف ماهانه را به خود اختصاص داده‌اند این کمیت آماری یک اصل بنیادین آب‌وهوایی را برای این قسمت از ایران آشکار ساخته است، اینکه گرماهای فرین در این مناطق از کشور در اکثر ماه‌های سال فعال هستند؛ که این مقدار برای ناحیه دشت کویر و جنوب شرق ایران قابل توجه‌تر است.

جدول ۱: انحراف معیار زمانی دمای هریک از پهنه‌ها در ماه‌های سال (۲۰۱۵-۲۰۵۰ میلادی)

ماه	انحراف معیار زمانی دما								
	شمال غرب	پهنه شمالی (زاگرس و شمال غرب ایران)	زاگرس جنوبی	کرهستان، البرز شرقی، و غرب آستان	دشت کویر	جنوب شرقی	کرمان، یزد و جنوب شرقی	پس کرانه‌ای جنوب	پس کرانه‌ای غرب
ژانویه	۰/۸	۰/۴	۰/۲	۰/۶	۰/۴	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۱
فوریه	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۹	۱	۰/۴	۰/۶	۰/۲	۰/۴
مارس	۰/۷	۰/۴	۰/۳	۰/۶	۰/۴	۰/۳	۰/۱	۰/۱	۰/۷
آوریل	۰/۵	۰/۵	۰/۶	۰/۵	۰/۲	۰/۸	۰/۷	۰/۴	۰/۲
می	۰/۵	۰/۸	۰/۳	۰/۷	۰/۸	۱	۰/۳	۰/۳	۰/۳
ژوئن	۰/۵	۰/۱	۰/۸	۰/۶	۰/۹	۰/۶	۰/۳	۰/۵	۰/۲
ژولای	۰/۶	۰/۳	۰/۵	۰/۵	۰/۲	۰/۴	۰/۵	۰/۲	۰/۲
آگوست	۰/۶	۰/۶	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۴	۰/۵	۰/۵
سپتامبر	۰/۳	۰/۴	-۰/۶	-۰/۶	-۰/۱	-۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۲
اکتبر	۰/۷	۰/۳	۰/۵	-۰/۳	-۰/۳	-۰/۱	۰/۶	۰/۲	۰/۲
نوامبر	۰/۲	۰/۲	۰/۷	-۰/۵	-۰/۴	-۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۴
دسامبر	۰/۶	۰/۶	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۲	۰/۴	۰/۴



شکل ۴: شبیه‌سازی و خوشه‌بندی فرین‌های گرم ایران مبتنی بر پرونداد مدل دینامیکی EHSOM با استفاده شبکه عصبی خودسازمانده (SOM)؛ (الف) ماه ژانویه، (ب) ماه فوریه، (ج) ماه مارس، (د) ماه آوریل، (ه) ماه می و (و) ماه ژوئن



شکل ۵: شبیه‌سازی و خوشه‌بندی فرین‌های گرم ایران مبتنی بر پرونداد مدل دینامیکی EHSOM با استفاده شبکه عصبی خودسازمانده (SOM)؛ (الف) ماه ژوئای، (ب) ماه آگوست، (ج) ماه سپتامبر، (د) ماه اکتبر، (ه) ماه نوامبر و (و) ماه دسامبر

## نتیجه‌گیری

اثرات دگرگونی‌های آب و هوایی را می‌توان در واکنش‌های منتج از سامانه‌های فیزیکی و زیست‌محیطی مشاهده کرد. لذا انطباق با این اثرات غالباً نابهنجار که به شدت در حال افزایش هستند می‌تواند گامی مؤثر به منظور توسعه پایدار منطقه‌ایی تلقی شود. یکی از پیامدهای دگرگونی‌های آب و هوایی که در سال‌های اخیر بر تداوم زمانی - مکانی آن نیز افزوده شده فرین‌های گرم هستند و از آنجایی که فرین‌های گرم در فصول سرد سال می‌توانند عواقب جبران‌ناپذیری را بر انبارش برف و طول دوره رشد گیاهان از یکسو و در دوره گرم سال انواع بیماری‌ها و خسارت به سامانه‌های زیرساخت را رقم بزنند لذا پایش و پیش‌بینی آن‌ها از اهمیت شایان توجهی برخوردار است.

هدف این پژوهش آشکارسازی دورنمای فرین‌های گرم ایران تحت واداشت دگرگونی‌های آب‌وهوایی و خوشه‌بندی آنها است. در این پژوهش اعمال روش شبکه عصبی خودسازمانده بر روی روزهای فرین گرم ایران زمین نشان داد ایران را می‌توان برحسب فرین‌های گرم به ۹ منطقه تقسیم‌بندی نمود. این مناطق عبارت‌اند از: ۱. ناحیه شمال غرب (۷ درصد از مساحت کشور)، ۲. ناحیه نیمه شمالی زاگرس و نیمه غربی البرز (۱۴ درصد)، ۳. ناحیه زاگرس جنوبی (۱۱ درصد)، ۴. ناحیه کوهستانی البرز شرقی و خراسان (۱۷ درصد)، ۵. ناحیه دشت کویر (۱۱ درصد)، ۶. ناحیه جنوب شرقی (۱۲ درصد)، ۷. ناحیه کوهپایه پیرونی (۶ درصد)، ۸. ناحیه پس‌کرانه‌ای جنوب (۱۴ درصد) و ۹. ناحیه ساحلی جنوب (۸ درصد).

در دهه‌های آینده بیشینه رخداد دماهای فرین گرم ایران مربوط به ناحیه شمال غرب هست که به‌جز ماه‌های سپتامبر و نوامبر در بقیه ماه‌های سال از دماهای فرین بالایی برخوردار است. کمینه رخداد گرمای فرین نیز در ناحیه دشت کویر و جلگه‌ها و سواحل جنوبی می‌باشد. بروز فرین‌های گرم بیشتر در دهه‌های آینده در نوار سرد کشور ناشی از تغییرات و انحرافات دمایی این نقاط از کشور نسبت به نواحی گرم کشور می‌باشد. بیشترین ماه‌های بروز رخداد گرمای فرین به ترتیب در می، مارس و ژانویه می‌باشد که امر این دگرگونی دمایی فصل بهار را در کشور نسبت به ماه‌های دیگر ارائه می‌دهد. نکته قابل توجه تفاوت زمانی بروز رخداد انحرافات دمایی در نواحی گرم و سرد کشور است. به‌گونه‌ای که در نواحی گرم کشور در ماه‌های فصل بهار و تابستان و در نقاط سرد کشور در ماه‌های فصل پاییز و زمستان این انحرافات بروز خواهد کرد. از آنجایی که فرین‌های گرم در دوره سرد سال باعث ذوب زودهنگام برف‌ها و دوره گرم سال بروز بیماری‌های بسیاری را به همراه خواهند داشت پیشنهاد می‌شود پژوهشی مستقل به نقش اثرات فرین‌های گرم در حوزه‌های نامبرده نیز انجام شود.

## کتابشناسی

۱. اسدی، ا.، مسعودیان، س.ا. (۱۳۹۳). پهنه‌بندی ایران بر پایه دماهای فرین بالا، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۴، شماره ۴، صص ۱۵۵-۱۶۸؛
۲. امیدوار، ک؛ ابراهیمی، ر؛ داداشی رودباری، ع؛ ملک میرزایی، م. (۱۳۹۴). واکاوی زمانی - مکانی فرین‌های سرد ایران تحت تأثیر گرمایش جهانی به‌منظور کاهش مخاطرات، دانش مخاطرات، دوره ۲، شماره ۴، صص ۴۲۳-۴۳۷؛
۳. براتی، غ، موسوی، س.ش. (۱۳۸۴). جابجایی مکانی موج‌های زمستانی گرما در ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۵، صص ۴۱-۵۲؛
۴. قویدل رحیمی، ی.، رضایی، م.، فرج‌زاده اصل، م. (۱۳۹۳). کاربرد مدل انحراف نرمال شده دما در شناسایی و تحلیل سینوپتیک مخاطره دماهای بیشینه منطقه جنوب شرق ایران، برنامه‌ریزی و آمایش فضا، دوره ۱۹، شماره ۴، صص ۱۲۳-۱۳۹؛
۵. قویدل رحیمی، ی.، سپه‌وند، ر.، فرج‌زاده اصل، م. (۱۳۹۳). شناسایی و تحلیل هم‌دید امواج گرمایی فرین غرب ایران، پژوهش‌های دانش زمین، سال پنجم، شماره ۱۸، صص ۱-۱۰؛
۶. مسعودیان، س.ا. (۱۳۸۲). تحلیل ساختار دمای ماهانه ایران، مجله علوم انسانی دانشگاه اصفهان، شماره ۱۵، صص ۸۷-۹۶؛
۷. مسعودیان، س.ا. (۱۳۹۰). آب‌وهوای ایران، انتشارات شریعه توس، مشهد؛
۸. مکرم، م.، نگهبان، س. (۱۳۹۴). طبقه‌بندی لند فرم‌ها با استفاده از شبکه‌های عصبی خودسازمانده (Self-organization map) (مطالعه موردی: ...)

حوضه آبخیز گاوخونی، فصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)، دوره ۱، شماره ۳، صص ۲۲۵-۲۳۸:

9. Allen, M. R., Barros, V. R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J. A., ... & Edenhofer, O. (2014), IPCC fifth assessment synthesis report-climate change 2014 synthesis report;
10. 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;
11. Araghi, A., Mousavi-Baygi, M., & Adamowski, J. (2016), Detection of trends in days with extreme temperatures in Iran from 1961 to 2010. *Theoretical and Applied Climatology*, 125(1-2), 213-225;
12. Baylari, A., & Montazer, G. A. (2009), Design a personalized e-learning system based on item response theory and artificial neural network approach. *Expert Systems with Applications*, 36(4), 8013-8021;
13. Bindoff, N. L., Stott, P. A., AchutaRao, K. M., Allen, M. R., Gillett, N., Gutzler, D., & Mokhov, I. I. (2013), Detection and attribution of climate change: from global to regional;
14. 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;
15. Fujibe, F., Yamazaki, N., Kobayashi, K., & Nakamigawa, H. (2007), Longterm changes of temperature extremes and day-to-day variability in Japan, papers in Meteorology and Geophysics;
16. Ghalhari, G. F., & Roudbari, A. D. (2016), An investigation on thermal patterns in Iran based on spatial autocorrelation. *Theoretical and Applied Climatology*, 1-12;
17. IPCC (2013) Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Assessment Report. Intergovernmental Panel on Climate Change, New York;
18. 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.
19. Kim, Y. H., Min, S. K., Zhang, X., Zwiers, F., Alexander, L. V., Donat, M. G., & Tung, Y. S. (2016), Attribution of extreme temperature changes during 1951–2010. *Climate Dynamics*, 46(5-6), 1769-1782;
20. Landerer, F. W., Jungclaus, J. H., & Marotzke, J. (2007), Regional dynamic and steric sea level change in response to the IPCC-A1B scenario. *Journal of Physical Oceanography*, 37(2), 296-312;
21. 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;
22. Peterson, T., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., & Plummer, N. (2001), Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs. Geneva: World Meteorological Organization;
23. Randall, D. A., Wood, R. A., Bony, S., Colman, R., Fife, 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;
24. Reichler, T., & Kim, J. (2008), How well do coupled models simulate today's climate? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(3), 303;
25. Roeckner E, Brokopf R, Esch M, Giorgetta M, Hagemann S, Kornblueh L, Manzini E, Schlese U Schulzweida U. (2006), Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J Clim* 19:3771–3791;
26. Roshan, Gh. R., Grab, S.W., (2012), Regional Climate Change Scenarios and Their Impacts on Water Requirements for Wheat Production in Iran, *International Journal of Plant Production*, Vol. 2, PP. 239-265;
27. 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;
28. Tingley, M. P., & Huybers, P. (2013), recent temperature extremes at high northern latitudes unprecedented in the past 600 years. *Nature*, 496(7444), 201-205;
29. USDA (2013), Climate change and agriculture in the United States: effects and adaptation. USDA, USA, 186 pp;
30. Wen, Q. H., Zhang, X., Xu, Y., & Wang, B. (2013), Detecting human influence on extreme temperatures in China. *Geophysical Research Letters*, 40(6), 1171-1176;
31. Yin, H., Donat, M. G., Alexander, L. V., & Sun, Y. (2015), Multi-dataset comparison of gridded observed temperature and precipitation extremes over China. *International Journal of Climatology*, 35(10), 2809-2827;
32. Yin, H., Sun, Y., Wan, H., Zhang, X., & Lu, C. (2016), Detection of anthropogenic influence on the intensity of extreme temperatures in China. *International Journal of Climatology*;
33. Zarrin, A., Ghaemi, H., Azadi, M., Mofidi, A., & Mirzaei, E. (2011), The effect of the Zagros Mountains on the formation and maintenance of the Iran Anticyclone using RegCM4. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 112(3-4), 91-100;
34. Zhong, K., Zheng, F., Wu, H., Qin, C., & Xu, X. (2017), Dynamic changes in temperature extremes and their association with atmospheric circulation patterns in the Songhua River Basin, China. *Atmospheric Research*.