

جغرافیا و توسعه شماره ۲۲ اردیبهشت ۱۳۹۰

وصول مقاله : ۱۳۸۸/۱۱/۲۹

تأیید نهایی : ۱۳۸۹/۸/۱۰

صفحات : ۱۶۵ - ۱۸۵

تحلیل همدید سرماهای فرین ایران

محمد دارند

دکتر سیدابوالفضل مسعودیان

دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

یکی از شاخه‌های مهم اقلیم‌شناسی همدید، شناسایی حالت‌های فرین ویژگی‌های محیطی و تعیین الگوهای گردشی مسبب آنها است. هدف اصلی این پژوهش تحلیل همدید سرماهای فرین ایران است. بدین جهت از آمار روزانه‌ی دمای مربوط به ۶۶۳ ایستگاه اقلیمی و همدید در قلمرو مورد مطالعه، طی دوره‌ی آماری ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ (۱۵۷۰۱ روز) استفاده گردید. سپس به روش درون‌یابی کریگینگ با یاخته‌های ۱۸×۱۸ کیلومتر یک ماتریس ۱۵۷۰۱×۵۲۱۴ فراهم شد. میانگین دمای روزانه برای پهنه‌ی مورد نظر (۵۲۱۴ یاخته) طی دوره‌ی مورد مطالعه محاسبه شد. با استفاده از شاخص فومیکی روزهایی که سرمای فرین اتفاق افتاده، مشخص شد. سپس داده‌ها برحسب شدت سرما و گستره‌ی زیرپوشش مرتب شد. از بین روزهای همراه با رخداد سرمای فرین، ۵۰۰ روز اول به عنوان نمونه برگزیده شد. روزهای برگزیده شده تقریباً ۲ انحراف معیار از میانگین بلندمدت خود براساس شاخص فومیکی کمتر بودند. مقادیر فشار تراز دریا با تفکیک مکانی - زمانی ۲/۵×۲/۵ درجه و ۶ ساعته، برای ۵۰۰ روز نمونه از سازمان هواشناسی و اقیانوس‌شناسی کشور ایالات متحده آمریکا استخراج شد. انجام تحلیل خوشه‌ای بر روی فواصل اقلیدسی مقادیر تراز سطح دریا برای ۵۰۰ روز انتخاب شده، نشان داد که سرماهای فرین ایران حاصل ۵ الگوی گردشی می‌باشند: ۱- الگوی پرفشار سیبری - اروپا؛ ۲- الگوی پرفشار سیبری - کم‌فشار ایسلند؛ ۳- الگوی پرفشار سیبری؛ ۴- الگوی پرفشار شمال خزر - سیبری؛ ۵- پرفشار شمال خزر.

کلیدواژه‌ها: تحلیل همدید، سرماهای فرین، تحلیل خوشه‌ای، ایران.

مقدمه

تغییر اقلیم یکی از مسایل مهم زیست‌محیطی بشر به شمار می‌آید که در سال‌های اخیر نظر بسیاری از محققان را به خود جلب کرده است. یکی از نشانه‌های تغییر اقلیم افزایش فراوانی رخداد و شدت رویدادهای فرین اقلیمی نظیر دماهای فرین و بارش‌های بسیار شدید می‌باشد (هوگتون و همکاران، ۲۰۰۱: ۵۷، خارین وزویرس، ۲۰۰۰: ۳۷۸۸-۳۷۶۰). دما یک متغیر ترمودینامیک و مهم جوی است که تغییر آن منشأ بسیاری از تغییرات فیزیکی، شیمیایی و زیست‌محیطی بوده و اندازه‌گیری آن در جو در مقایسه با سایر عناصر جوی از سابقه‌ی طولانی‌تری برخوردار

است. دماهای فرین حاصل اندرکنش بین گردش‌های جوی بزرگ مقیاس و ویژگی‌های محلی مکان (ناهمواری و ارتفاع از تراز دریا) می‌باشد (کیونت‌چیو، ۲۰۰۷: ۲). کمیته‌ی بین دول تغییر اقلیم^۱ (IPCC) روند و تغییرات دماهای فرین را به عنوان شاخص مهمی برای درک بهتر تغییر اقلیم در گذشته و آینده معرفی کرده است. مطالعات زیادی بر روی دماهای فرین انجام شده است. کنراد^۲ (۱۹۹۵: ۱۰۶۷) ارتباط بین شدت رخداد‌های سرمای فرین با حرکت سامانه‌ها در مقیاس همدید و سیاره‌ای بر روی آمریکای شمالی را بررسی کرد و ایشان برای مطالعه‌ی خود دما، فشار تراز دریا و ناهنجاری‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در مقیاس سیاره‌ای و همدید بر روی امریکای شمالی بررسی کرد. نتایج مطالعه‌ی او نشان داد که ناهنجاری‌های گردش در مقیاس سیاره‌ای در مقایسه با ناهنجاری‌ها در مقیاس همدید ارتباط بیشتری با شدت رخداد‌های سرمای فرین دارند. همچنین وی نشان داد که ارتباط بسیار قوی بین شدت وقوع رخداد سرمای فرین در مراحل اولیه با تداوم و ناهنجاری‌های مثبت فشار تراز دریا در غرب کانادا در ۶ تا ۱۲ روز قبل از وقوع رخداد دارد. چند روز قبل از شروع رخداد، شدت رخداد به ترتیب ارتباط بسیار قوی با ناهنجاری‌های منفی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دمای تراز دریا بر روی دریاچه‌های بزرگ و میانه غربی دارد. پرایتو^۳ و همکاران (۲۰۰۲: ۲۰۷۷) تأثیر نوسان اطلس شمالی بر دماهای فرین زمستانی در مادرید را بررسی کردند و در نهایت ۵ الگوی گردش که باعث این دماهای فرین سرد می‌شوند را شناسایی کردند. سه الگو از پنج الگوی گردش شناسایی شده، جریان‌های سرد هوا بر روی شبه‌جزیره‌ی ایبری را نشان می‌دهد و در دو الگوی دیگر هیچ گردش مهمی بر روی منطقه مشاهده نمی‌شود. بین دماهای فرین سرد با شاخص نوسان اطلس شمالی ارتباط غیرخطی مشاهده می‌شود. فاز مثبت این شاخص منجر به افزایش فراوانی زمستانی الگوهای گردش می‌شود که با جریان هوای راکدو ایستا بر روی جزیره‌ی ایبری ارتباط دارند. درحالی‌که جریان‌هایی که سرد و دارای جهت شمالی می‌باشند تأثیر چندانی بر فراوانی زمستانی این الگوها ندارند اکبری و مسعودیان نقش الگوهای پیوند از دور نیمکره‌ی شمالی بر دمای ایران را تجزیه و تحلیل کرده‌اند. نتایج کار ایشان نشان داد که هیچ یک از الگوهای پیوند از دور (Teleconnection) نیمکره‌ی شمالی توان تبیین درصد بزرگی از تغییرات دمای قلمرو وسیعی از ایران را در همه‌ی ماههای سال ندارند بلکه برخی الگوها در برخی ماهها درصد نسبتاً کوچکی از تغییرات دمای بخش‌هایی از ایران را تبیین

1-Intergovernmental Panel on climate change

2-Konrad

3-Prieto

می‌کنند و همچنین تغییرات دمای ایران در ماه آوریل و نوامبر می‌تواند در ارتباط با الگوهای پیوند از دور نیمکره‌ی شمالی در طول سال باشد (اکبری و مسعودیان، ۱۳۸۶: ۱۱۷). فوجیب فومیاکی^۱ و همکاران تغییرات بلندمدت دماهای فرین و تغییرپذیری روز به روز آن را در ژاپن بررسی کردند. بدین منظور ایشان از داده‌های کمینه و بیشینه‌ی روزانه‌ی دمای ۱۷ ایستگاه طی دوره‌ی زمانی ۲۰۰۵-۱۹۳۱ و داده‌های دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۱۲ ایستگاه طی دوره‌ی ۲۰۰۵-۱۹۶۱ استفاده کردند. میزان انحراف از میانگین دماهای بسیاربالا، پایین و میانگین ماهانه، فراوانی انحراف از میانگین بیشتر از ۲ و تغییرپذیری روز به روز دما که به صورت انحراف معیار از میانگین تعریف شده را تجزیه و تحلیل کردند. نتایج کار ایشان نشان داد که مقادیر دمای بیشینه‌ی موازی با مقادیر کمینه، بیشینه و میانگین ماهانه بدون اینکه دارای روند تغییرپذیری روز به روز باشد، روند افزایشی را نشان می‌دهد که در دهه‌های اخیر میزان آن افزایش یافته است (۰/۰۸ درجه‌ی سانتی‌گراد به ازای هر دهه طی دوره‌ی ۲۰۰۵-۱۹۳۱ و ۰/۴ تا ۰/۵ درجه به ازای هر دهه طی دوره‌ی ۲۰۰۵-۱۹۸۱). دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز چنین وضعیتی را نشان می‌دهد. دمای کمینه با کاهش تغییرپذیری روز به روز، به ویژه برای مقادیر کمینه‌ی ماهانه‌ی افزایش بسیار بیشتری را نسبت به سایر مقادیر نشان می‌دهد (۰/۲۷ درجه به ازای هر دهه طی دوره‌ی ۲۰۰۵-۱۹۳۱ و ۰/۵۱ درجه طی دوره‌ی ۲۰۰۵-۱۹۸۱). روستیسیوسی و رینوم^۲ (۲۰۰۱: ۱۰۸۳) تغییرات و روند شاخص دماهای فرین روزانه را در اروگوئه بررسی کردند. ایشان بدین منظور از داده‌های ۷ ایستگاه استفاده کردند و شاخص دماهای فرین را به چهار دسته تقسیم کردند: ۱-روزهای گرم (TX90)؛ ۲-روزهای سرد (TX10)؛ ۳-شب‌های گرم (TN90)؛ ۴-شب‌های سرد (TN10). نتایج کار ایشان نشان داد که شب‌های سرد و روزهای سرد طی دوره‌ی مورد مطالعه دارای روند منفی است. بیشترین روند منفی مربوط به شب‌های سرد می‌باشد. درحالی‌که روزهای گرم و شب‌های گرم روندی مثبت را نشان می‌دهند. پلویا^۳ و همکاران (۲۰۰۱: ۲۹) روند دمای هوای فصلی و سالانه را در مکزیک بررسی کردند و نشان دادند که مکزیک طی دهه‌های اخیر گرم شده و این گرمایش در دمای بیشینه نسبت به دمای کمینه بیشتر رخ داده است. همچنین در تابستان نسبت به دیگر فصول بیشتر مشاهده می‌شود. مکزیک طی دوره‌ی ۱۹۴۰ تا ۱۹۶۹ روند کاهشی در دما را نشان می‌دهد و این سرمایش در زمستان نسبت به دیگر فصول بیشتر آشکار

1-Fujibe Fumiaki

2-Rusticucci and Renom

3-Pavia

است، هیچ کدام از فازهای نوسان اطلس جنوبی (النینیو) نقشی در روند دما در مکزیک ندارند. در مقابل نوسان دوره‌ای اقیانوس آرام در روندهای مذکور تأثیر دارد. همچنین روند دمای بخش‌های شمال غربی و مرکزی مکزیک اغلب با دیگر بخش‌های کشور متفاوت می‌باشد. رحیم‌زاده و همکاران (۲۰۰۸: ۳۴۳-۳۲۹) تغییرات دما و بارش فرین ایران را طی دهه‌های اخیر تجزیه و تحلیل کردند. ایشان از آمار ۲۷ ایستگاه همدید کشور و از شاخص‌های توصیه شده توسط کارشناسان آشکارسازی و تعیین شاخص تغییر اقلیم (ETCCDI)^۱ استفاده کردند. نتایج کار ایشان نشان داد که شاخص‌های دماهای فرین در بیشتر مناطق ایران روند منفی نشان می‌دهند. وان دی بیسلر^۲ و همکاران اثر الگوهای گردشی بر دماهای فرین را در اروپا بررسی کردند. قبل از تعیین شاخص سرما و گرمای فرین ابتدا سری داده‌های دمایی برای گرمایش جهانی مرتب و تنظیم شد. تعداد روزهای هر الگوی گردشی برای هر زمستان (دسامبر، ژانویه و فوریه) و تابستان (جون، جولای و آگوست) مشخص شد. ارتباط بین فراوانی الگوی گردشی و شاخص دما با استفاده از رگرسیون چندمتغیره طی دوره‌ی ۱۹۷۴-۱۹۴۷ مدل‌سازی شد و برای دوره‌ی ۲۰۰۰-۱۹۷۴ آزمون شد. تفاوت بین شاخص‌های مشاهده شده و محاسبه شده در دومین دوره‌ی بیانگر اثر گرمایش برای زمستان و تابستان می‌باشد. همچنین نتایج نشان داد که بین روند کاهشی پوشش برف در اروپا و افزایش (کاهش) روند تعداد روزهای گرم (سرد) برای ایستگاههای سراسر اروپا ارتباط مستقیمی وجود دارد.

شبانکاری (۱۳۸۷: ۱۹۲-۱۹۱) اثر پرفشار سیبری را بر روی دما و بارش ایران بررسی کرده است. بدین منظور وی برای تحلیل رفتار زمانی مکانی سامانه‌ی سیبری، از داده‌های روزانه فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲ به وقت گرینویچ موجود در پایگاه داده NCEP/NCAR در تلاقی‌های ۲/۵ درجه‌ای در محدوده‌ی نیمکره‌ی شمالی برای دوره‌ی زمانی ۲۰۰۵-۱۹۵۱ مشتمل بر ۲۰۰۸۹ روز استفاده کرده است. وی از تحلیل خوشه‌ای به روش وارد برای شناسایی الگوها بهره برد و نشان داد که در تراز دریا و ترازهای ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به‌طور متوسط از ۴۲۳ ایستگاه انتخابی بیش از ۹۰ درصد ایستگاهها از نظر دمایی تحت تأثیر سامانه‌ی سیبری می‌باشند. همچنین وی نشان داد که تأثیر پرفشار سیبری بر رخداد دمای کمینه (دمای شب‌هنگام) بیشتر است. کاویانی و همکاران (۲۷: ۱۳۸۷) رفتار زمانی- مکانی پرفشار سیبری در تراز دریا را شناسایی کردند. بررسی ایشان نشان داد که پرفشار سیبری به عنوان یک سامانه‌ی همدید فصلی، از میانه‌ی

1-Expert Team on Climate Change Detection and Indices

2-Van De Besselaar

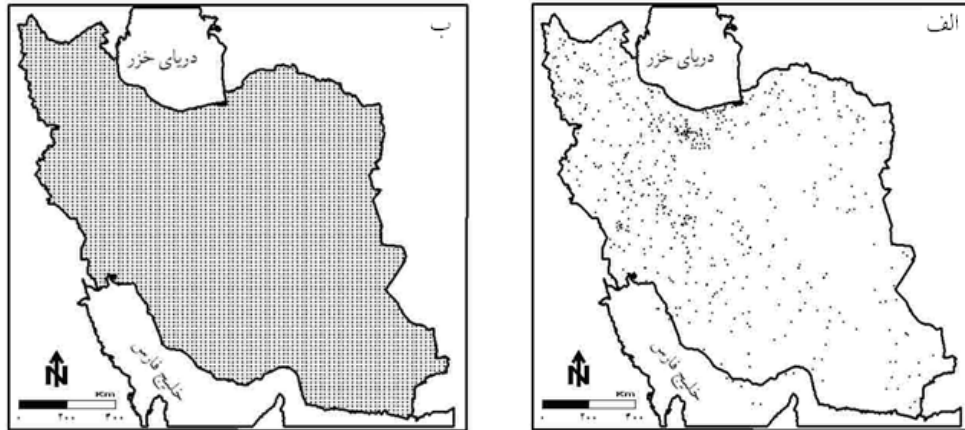
مهرماه تا میانه‌ی فروردین‌ماه بر آسیا حاکم است و به سبب گستردگی زیاد از عوامل اصلی اقلیم اوراسیا در نیمه‌ی سرد سال است. برای دآوری دربار‌ه‌ی بود و نبود این سامانه، بود و نبود هم‌فشار ۱۰۲۴ هکتوپاسکال به دلیل تضمین پیوستگی زمانی و یکپارچگی مکانی معیار مناسبی است. آرایش مکانی پرفشار سبیری از یک‌سو به موقعیت مکانی، وسعت و شدت کم-فشار جنب قطبی وابسته است و از سوی دیگر، به فلات تبت و پامیر بستگی دارد. به همین دلیل، پرفشار سبیری شکلی همانند مثلث نامنظم دارد. بر این اساس نقش پرفشار سبیری در آب و هوای ایران در نیمه‌سرد سال نه به شدت این سامانه، بلکه به شدت کم‌فشار جنب قطبی و به تبع آن رانده شدن پرفشار سبیری و زبانه‌های آن به درون ایران بستگی دارد. مسعودیان (۱۳۸۳: ۸۹) روند دمای ایران را در نیم سده‌ی گذشته بررسی کرد و نشان داد که دمای ایران در نیم سده‌ی گذشته روندهای مثبت و منفی داشته است. بررسی روند دما نشان داد که در نیم سده‌ی گذشته دمای شبانه، روزانه و شبانه‌روزی ایران به ترتیب با آهنگ حدود سه، یک و دو درجه در هر صد سال افزایش داشته است. روندهای افزایش دما عمدتاً در سرزمین‌های گرم و کم‌ارتفاع و روندهای کاهش دما عمدتاً در رشته‌کوهها دیده می‌شوند. علیجانی و هوشیار (۱۳۸۷: ۱) الگوهای همدید سرماهای شدید شمال غرب ایران را مطالعه کردند و نشان دادند که چهار الگوی پرفشار غربی، کم فشار اورال، الگوی مداری و پرفشار آرات بر سرماهای شدید شمال غرب ایران تأثیرگذارند و در ۷۰ درصد موارد استقرار ناو‌های عمیق بر روی شمال ایران و قرار گرفتن منطقه‌ی مورد مطالعه در قسمت عقب آن و همچنین وجود یک پرفشار در سطح زمین رخ می‌دهد. در بقیه‌ی موارد سرمایش تابشی سطح زمین عامل اصلی سرماهای شدید شمال غرب کشور می‌باشد. حلبیان (۱۳۸۷: ۲۱۸) اثر پرفشار آزرز را بر دما و بارش ایران مطالعه کرده است. برای انجام این کار وی از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲ به وقت گرینویچ موجود در پایگاه داده NCEP/NCAR در تلاقی‌های ۲/۵ درجه‌ای در محدوده‌ی نیمکره‌ی شمالی برای دوره‌ی زمانی ۱۹۵۱-۲۰۰۵ مشتمل بر ۲۰۰۰۸۹ روز استفاده کرده است. وی از روش تحلیل خوشه‌ای برای شناسایی الگوهای سطوح مختلف جو استفاده کرده است. نتایج کار او نشان داد که رخداد بیشینه‌ی دمای روزانه و کمینه‌ی دمای روزانه (به ویژه دماهای کمینه بالا) در گستره‌ی وسیعی از ایران متأثر از رفتار پویایی پرفشار آزرز در جو فراز ایران به‌ویژه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است. فتاحی و صالحی پاک (۱۳۸۸: ۱۲۷) به تحلیل همدید یخبندان‌های ایران پرداختند. ایشان برای انجام این کار از داده‌های روزانه ساعت ۱۲ گرینویچ مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار تراز دریا (SLP)

فصل زمستان (دسامبر، ژانویه و فوریه) طی دوره‌ی آماری ۲۰۰۰-۱۹۶۱ با یاخته‌های $2/5 \times 2/5$ درجه از مجموعه داده‌های بازسازی شده مرکز ملی پیش‌بینی زیست‌محیطی (NCEP) استفاده کردند. جهت کاهش ابعاد ماتریس نقاط مورد نظر از روش تحلیل عاملی استفاده شد و از روش چند میانگین (K-means) برای طبقه‌بندی هوای روزانه و تحلیل مؤلفه‌های مبنا با آرایش S و چرخش واریماکس برای شناسایی تیپ‌های هوا استفاده شد. نتایج نشان داد که تیپ‌های هوای پرفشار اروپای شمالی، سیبری و پرفشار اروپای شرقی بیشترین تأثیر را در رخداد یخبندان‌های شدید و فراگیر ایران دارند.

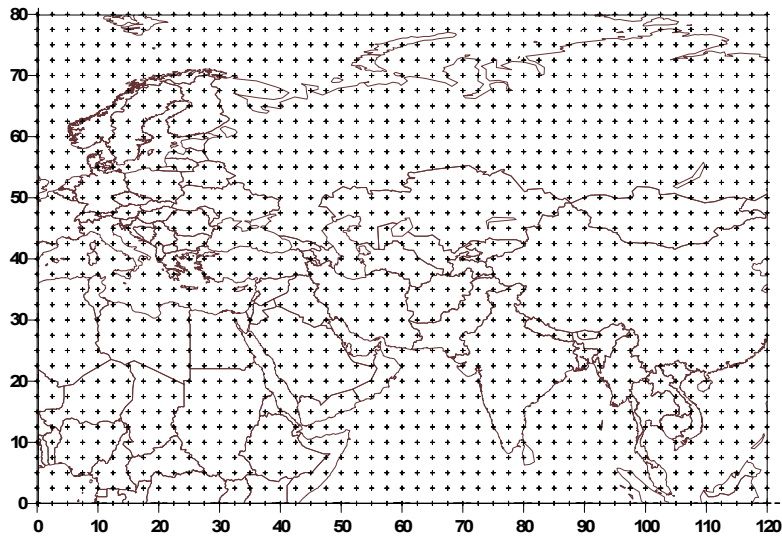
داده و روش‌شناسی

هدف از مطالعات همدید، تبیین اندرکنش‌های کلیدی میان جو و محیط سطحی می‌باشد (پارنال، ۱۳۸۵: ۷). از این‌رو برای انجام تمامی مطالعات همدید (از جمله این پژوهش)، دو دسته داده مورد نیاز است. یکی داده‌های سطحی و دیگری داده‌های جو بالا. در این پژوهش نیز از هر دو پایگاه داده استفاده شد. داده‌های مربوط به میانگین دمای روزانه ۶۶۳ ایستگاه همدید و اقلیمی کشور داده‌های محیط سطحی را تشکیل می‌دهند. این داده‌ها از سازمان هواشناسی کشور گردآوری شد. شکل ۱ قسمت الف موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. پس از آماده کردن پایگاه داده‌ی دمای کشور (دمای دیده‌بانی شده‌ی ۶۶۳ ایستگاه همدید و اقلیمی)، نقشه‌های همدمای کشور از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ به مدت ۱۵۷۰۵ روز، بر روی یاخته‌های 18×18 کیلومتر (۵۲۱۴ یاخته)، به روش کریگینگ میانیابی شد (شکل ۱ ب). بنابراین یک ماتریس 15705×5214 تشکیل شد که بر روی سطرها روز و بر روی ستون‌ها یاخته‌ها قرار گرفت.

متغیرهای جو بالا که در این پژوهش استفاده شد، فشار تراز دریا (*slp*) برحسب هکتوپاسکال (*hpa*) است. داده‌های این متغیرها از سایت www.cdc.noaa.gov گردآوری شد. در این سایت، داده‌های مربوط به متغیرهای جوی در ۱۷ تراز قابل دسترس می‌باشند. تفکیک مکانی این داده‌ها به صورت شبکه‌بندی منظمی با اندازه‌ی یاخته‌های $2/5 \times 2/5$ درجه‌ی قوسی هستند. محدوده‌ای که برای مطالعه‌ی متغیرهای مورد نظر انتخاب شد، مناطق بین طول جغرافیایی صفر تا ۱۲۰ درجه‌ی شرقی و عرض جغرافیایی صفر تا ۸۰ درجه‌ی شمالی را شامل می‌شود (شکل ۲).



شکل ۱: موقعیت ایستگاههای همدید و اقلیمی مورد مطالعه (الف)، شبکه‌بندی منظم ایران بعد از انجام میانبایی (۵۲۱۴ یاخته با اندازه‌ی تقریباً ۳۰۰ کیلومتر مربع (ب))
 مأخذ: نگارندگان



شکل ۲: محدوده مورد بررسی متغیرهای جو بالا
 مأخذ: نگارندگان

دو رویکرد عمده در مطالعات اقلیم‌شناسی همدید مورد توجه است. این دو رویکرد عبارتند از: رویکرد گردشی به محیطی و رویکرد محیطی به گردشی. روش تحقیق در این پژوهش رویکرد محیطی به گردشی است. یکی از شاخه‌های مهم اقلیم‌شناسی همدید، شناسایی حالت‌های فرین ویژگی‌های محیطی و تعیین الگوهای گردشی مسبب آنها است. در این مطالعه جهت

شناسایی شاخص رخداد سرماهای فرین از شاخص فومیاکی^۱ استفاده شده است. در این شاخص ابتدا لازم است که میانگین بلندمدت دما برای هر کدام از روزهای تقویمی سال محاسبه شود تا بتوانیم در مورد دماهای فرین روزانه داوری کنیم. بنابراین در ابتدا میانگین بلندمدت دماهای فرین روزانه‌ی دوره‌ی مورد مطالعه بر اساس فرمول ۱ به دست آمد.

$$\overline{T_*(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1382} T_*(i, j, n) \div N \quad (1)$$

که i روز، j ماه و n سال می باشد. همانطور که ذکر شد دوره‌ی مورد مطالعه از ۱۳۴۰-۱۳۸۲ می باشد که برابر با ۱۵۷۰۵ روز می باشد. پس جهت محاسبه‌ی میانگین روزانه‌ی هر کدام از روزهای مورد نظر در ماه بخصوص، از مقادیر ۴۳ روز مربوط به ۴۳ سال میانگین گرفته شده و بر تعداد تقسیم می شود. بعد از محاسبه‌ی میانگین روزانه جهت از بین بردن نوفه‌های موجود در میانگین دمای روزانه، میانگین متحرک ۹ روزه، سه بار بر روی این داده‌ها اعمال شد. دلیل انتخاب این باند از میانگین متحرک با سه بار تکرار متوالی این است که کمتر از آستانه‌های ذکر شده نوفه‌ها بطور کلی حذف نخواهند شد. بعد از انجام این مراحل انحراف هر روز از میانگین براساس فرمول ۲ محاسبه شد.

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

شدت ΔT_* بستگی به تغییرات روز به روز دما دارد و برحسب فصل و منطقه متفاوت خواهد بود. از آنجا که بر روی هر نقطه جغرافیایی معینی دامنه‌ی تغییرات دما در هر یک از روزهای سال می‌تواند بسیار متفاوت باشد، بنابراین بررسی مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلندمدت هر روز (ΔT_*) نمی‌تواند نماینده‌ی اهمیت دماهای فرین باشد. همین استدلال در مورد تشخیص اهمیت مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلندمدت که در نقاط جغرافیایی مختلف محاسبه شده‌اند نیز صادق است. مثلاً +۵ درجه انحراف دما برای نقاطی که در عرض-های جنوبی قرار دارند و تغییرات دمایی آنها اساساً ناچیز است بسیار مهمتر از همین مقدار انحراف دما برای نقاطی است که در سرزمین‌های خشک ایران مرکزی قرار گرفته‌اند و دامنه‌ی تغییرات دمای آنها بسیار بزرگ است. بنابراین برای آنکه مقادیر انحراف دمای زمان‌های مختلف در یک نقطه‌ی جغرافیایی و مکان‌های مختلف در یک زمان معینی با یکدیگر قابل مقایسه باشند لازم است مقادیر مطلق انحراف دما به کمک پراش دما استانداردسازی شوند.

همانند تغییرات روزبه‌روز، پراش ΔT_* در ۳۱ روز برای هر روز تقویمی طبق فرمول ۳ به-دست آمد. سپس میانگین متحرک ۹ روزه سه بار انجام شد.

$$\overline{\sigma^2(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1382} \sum_{j'=j-16}^{j+16} [\Delta T_*(i, j', n) - \overline{\Delta T(i, j')}]^2 \div 31N \quad (3)$$

که $\overline{\Delta T_*(i, j)}$ از فرمول ۴ به دست می‌آید.

$$\overline{\Delta T_*(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1382} \sum_{j'=j-16}^{j+16} \Delta T_*(i, j', n) \div 31N \quad (4)$$

در نهایت شاخص فومیکی یا شاخص انحراف دمای نرمال شده (NTD) به صورت فرمول زیر محاسبه می‌شود.

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

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

بعد از محاسبه‌ی شاخص فومیکی سردترین روزها مشخص شد و از بین آنها ۵۰۰ روز اول که دست کم ۲ انحراف معیار از میانگین بلندمدت خود کمتر بودند و گستره‌ی وسیعی را از پهله ایران در برداشتند، به عنوان نمونه گزیده شد. برای محدوده‌ی مورد مطالعه (مناطق بین طول جغرافیایی صفر تا ۱۲۰ درجه‌ی شرقی و عرض جغرافیایی صفر تا ۸۰ درجه‌ی شمالی) طی دوره‌ی مورد مطالعه داده‌های مربوط به فشار تراز دریا استخراج شد. بیشتر محققان برای طبقه‌بندی الگوهای گردشی حاصل از فشار تراز دریا از مؤلفه‌های مبنا (PCA) و تحلیل خوشه‌ای استفاده می‌کنند (استیجان و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۵۰۲ و کاسومینوس و همکاران، ۲۰۰۳: ۳۳). با توجه به گستره‌ی جغرافیایی ایران به نظر نمی‌رسد تنها یک الگوی گردشی در پدید آوردن دماهای فرین کشور نقش بازی کرده باشد. بنابراین به نظر می‌رسد ۵۰۰ دمای بسیار پایین که بخش بزرگی از ایران را فرا گرفته بوده و موضوع مطالعه‌ی این مقاله است باید از الگوهای گردشی مختلفی ناشی شده باشد. برای شناسایی این الگوها از روش تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار سطح دریا بهره برده‌ایم.

بحث

انجام تحلیل خوشه‌ای بر روی فشار تراز دریا در ۵۰۰ روز نمونه نشان داد که سرماهای فرین ایران در اثر ۵ الگوی گردشی به‌وجود می‌آید. بیشتر رخداد سرماهای فرین (حدود ۶۰ درصد) مربوط به فصل زمستان به ویژه ماه دی می‌باشد (شکل ۱۴).

الگوی پرفشار سیبری-اروپا: همانطور که در شکل شماره ۳ ملاحظه می‌شود در این الگو دو هسته پرفشار قوی یکی بر روی مرکز اروپا و دیگری مابین مغولستان و قزاقستان قرار دارد. هسته‌ی پرفشار اروپا دارای فشار مرکزی ۱۰۲۸ هکتوپاسکال است که جهت شمال غربی-جنوب‌شرقی دارد. هسته‌ی پرفشار سیبری نسبت به پرفشار اروپا نیرومندتر بوده و دارای فشار مرکزی ۱۰۳۶ هکتوپاسکال است. جهت این سامانه شمال شرقی-جنوب غربی است. این پرفشار به حدی نیرومند است که پربند ۱۰۲۶ هکتوپاسکال آن وارد شمال‌شرق کشور شده است. با عبور سامانه‌ی مورد نظر از دریای خزر میزان شدت آن کاهش یافته است. دلیل این امر تزریق رطوبت دریا و کاهش شدت برودت هوا می‌باشد. اما در شمال غرب کشور به دلیل تزریق هوای سرد سامانه پرفشار اروپایی دوباره به همان شدت اولیه خود رسیده است. در این الگو یک مرکز کم‌فشار بر روی قسمت‌های شمالی اروپا و روسیه قرار دارد که کاملاً جهت غربی-شرقی دارد. نحوه‌ی قرارگیری این سامانه بر رفتار و جهت دو سامانه‌ی پرفشار اروپا و سیبری تأثیر دارد. شکل ۴ میانگین دمای استاندارد شده را در زمان حاکمیت الگوی یک نشان می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌شود شدت سرمای ناشی از این الگو به حدی است که حدود ۴۳ درصد کشور، میانگین دمای استاندارد شده ۲/۶- تا ۳/۹- و ۶/۳ درصد کشور، میانگین دمای استاندارد شده ۳/۹- تا ۵/۲- درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند که در مقایسه با سایر الگوها از شدت بیشتری برخوردار است (جدول ۲). این الگو بیشترین فراوانی رخداد را دارد. حدود ۳۲ درصد از ۵۰۰ نمونه مورد مطالعه مربوط به این الگو بوده است (شکل ۱۳). بیشترین رخداد این الگو در فصل سرد سال و در دی‌ماه می‌باشد (جدول ۱).

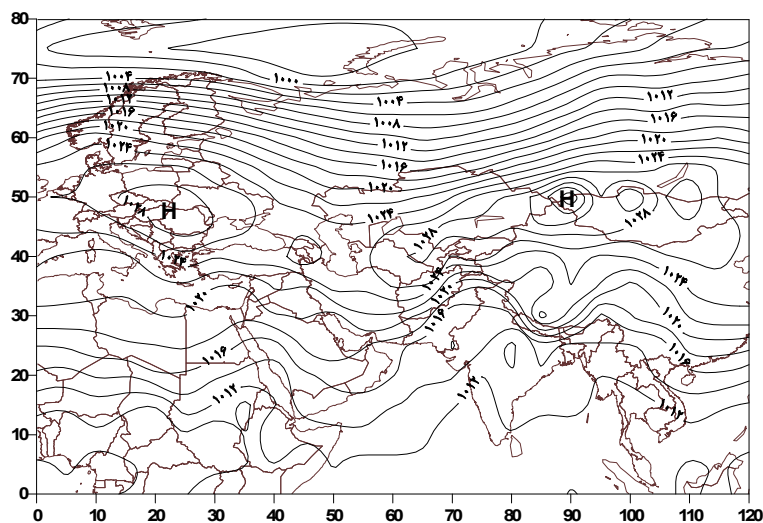
الگوی پرفشار سیبری-کم‌فشار ایسلند: همانطور که در شکل ۵ ملاحظه می‌شود در این الگو سامانه‌ی پرفشار سیبری حضور دارد. همچنین کم‌فشار ایسلند نیز در این الگو مشاهده می‌شود. هسته‌ی پرفشار سیبری نسبت به الگوی شماره ۱ یک قوی‌تر بوده ولی به دلیل حضور فعال و گسترش کم‌فشار ایسلند در بخش‌های شرقی‌تر قرار گرفته است. پربند ۱۰۲۴ هکتوپاسکالی این سامانه وارد قسمت‌های شمال شرقی کشور شده است. مشابه الگوی شماره ۱ یک با عبور هوای سرد سامانه مورد نظر از روی دریای خزر از شدت آن کاسته شده است. کم‌فشار ایسلند با هسته‌ی فشار مرکزی ۹۹۲ هکتوپاسکال بر روی دریای بارنتز در شمال اروپا

قرار گرفته است. همانطور که ملاحظه می‌شود کم‌فشار ایسلند گسترش وسیعی را در بر گرفته است و بر رفتار سامانه‌ی پرفشار سیبری تأثیر دارد. هنگام حاکمیت این الگو حدود ۳۶/۵ درصد پهنه ایران، میانگین دمای استاندارد شده ۲/۶- تا ۳/۹- و ۵/۹ درصد کشور، میانگین دمای استاندارد شده ۳/۹- تا ۵/۲- درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل ۶ و جدول ۲). در ۲۳ درصد موارد الگوی شماره دو مشاهده شده است. بعد از الگوی شماره‌ی یک بیشترین رخداد را دارد (شکل ۱۳). این الگو نیز بیشترین رخداد را در فصل سرد سال بخصوص ماه دی دارد (جدول ۱).

الگوی پرفشار سیبری: این الگو ۱۷ درصد موارد سرماهای فرین ایران را به خود اختصاص داده است (شکل ۱۳). همانطور که در شکل ۷ ملاحظه می‌شود یک هسته پرفشار قوی مابین مغولستان و قزاقستان با فشار مرکزی ۱۰۴۴ هکتوپاسکال قرار دارد. جهت پرفشار مذکور شمال شرقی - جنوب غربی است. پرفشار مذکور به حدی نیرومند است که پربند ۱۰۲۶ هکتوپاسکال تقریباً نیمی از پهنه‌ی ایران را در بر گرفته است. این الگو نسبت به سایر الگوها بسیار نیرومند است. کم‌فشار ایسلند کاملاً در منتهی‌الیه غربی خود قرار دارد. بنابراین همین امر بر رفتار و قدرت سامانه‌ی مورد نظر تأثیر دارد. همزمان با حاکمیت این الگو، حدود ۳۲/۶ درصد پهنه ایران، میانگین دمای استاندارد شده ۲/۶- تا ۳/۹- و ۷/۱ درصد کشور، میانگین دمای استاندارد شده ۳/۹- تا ۵/۲- درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل ۸ و جدول ۲).

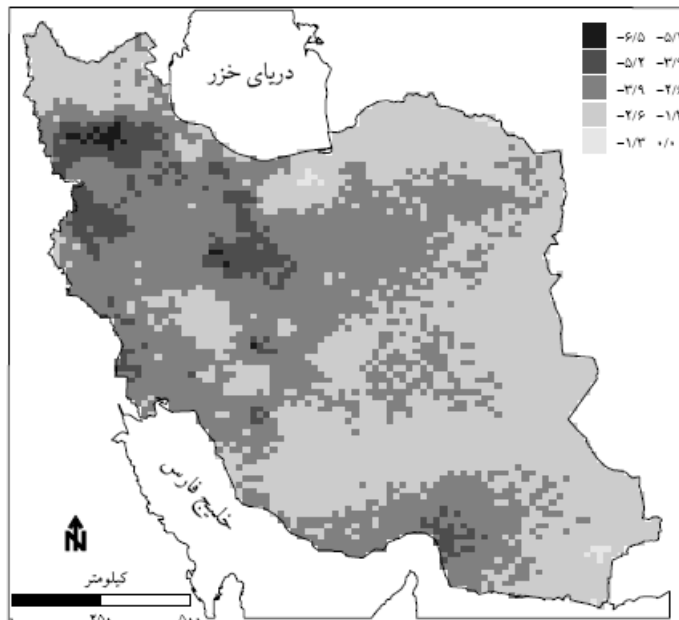
الگوی پرفشار شمال دریای خزر - سیبری: رخداد این الگو به جز فصل تابستان در همه‌ی فصل‌های سال مشاهده می‌شود. اما بیشترین فراوانی رخداد را در فصل زمستان بخصوص ماه دی دارد (جدول ۱). همانطور که در شکل ۹ ملاحظه می‌شود یک هسته‌ی پرفشار با فشار مرکزی ۱۰۳۲ بر روی غرب قزاقستان قرار دارد. جهت این سامانه شمال غربی - جنوب شرقی است و از شمال غرب وارد کشور شده است. جهت چرخش این سامانه طوری است که هوای سرد عرض‌های بالا را وارد کشور کرده است. در این الگو پرفشار سیبری نیز وجود دارد ولی به دلیل گسترش وسیع پرفشار غرب قزاقستان، چندان بر روی ایران تأثیر ندارد. هنگام رخداد این الگو، ۴۰ درصد پهنه‌ی ایران میانگین دمای استاندارد شده ۲/۶- تا ۳/۹- درجه سانتی‌گراد و ۳/۵ درصد پهنه مورد نظر میانگین دمای استاندارد شده ۳/۹- تا ۵/۲- درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل ۱۰ و جدول ۲). در ۱۷ درصد موارد که پهنه‌ی ایران همراه با سرمای فرین بوده است، این الگو مشاهده می‌شود (شکل ۱۳).

الگوی پرفشار شمال دریای خزر: بیشترین رخداد این الگو در فصل گرم سال است. در فصل سرد سال اثری از چنین الگویی مشاهده نمی‌شود. بیشترین فراوانی رخداد این الگو در ماه اردیبهشت و شهریور است (جدول ۱). به همین دلیل قدرت کمتری نسبت به دیگر الگوها دارد. در ۹ درصد موارد که پهنه ایران همراه با سرمای فرین بوده است، این الگو مشاهده می‌شود (شکل ۱۳). بنابراین نقش کمتری در شکل‌گیری سرماهای فرین ایران دارد. اما به دلیل زمان رخداد (اردیبهشت و شهریور) و به دلیل ارتباطی که با سرماهای زود هنگام و سرماهای دیر هنگام دارد از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. همانطور که در شکل ۱۱ ملاحظه می‌شود یک هسته‌ی پرفشار ضعیف با فشار مرکزی ۱۰۱۸ هکتوپاسکال بر روی غرب قزاقستان و شمال دریای خزر قرار دارد. جهت چرخش و اچرخندی این سامانه طوری است که هوای سرد عرض‌های بالا را از سمت شمال و شمال شرق وارد کشور می‌کند. همزمان با حاکمیت این الگو، ۳۹/۲ درصد پهنه ایران میانگین دمای استاندارد شده ۲/۶- تا ۳/۹- و ۱/۳ درصد پهنه‌ی ایران، میانگین دمای استاندارد شده ۳/۹- تا ۵/۲- درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل ۱۲ و جدول ۲).

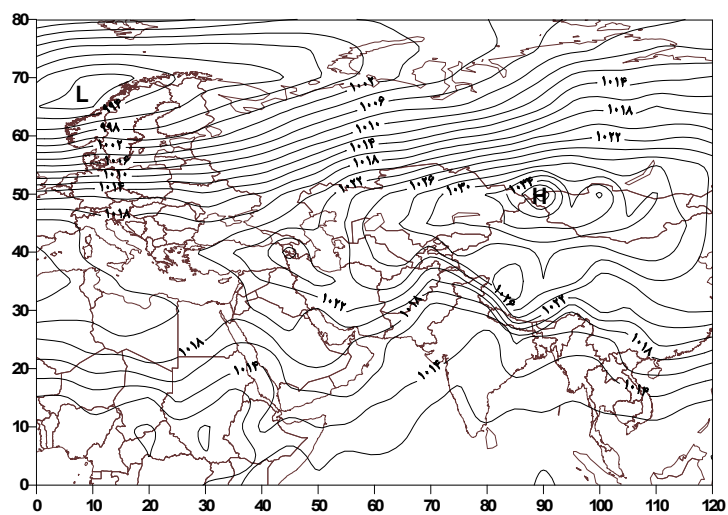


شکل ۳: فشار تراز دریا در الگوی یک (پرفشار اروپا- سибیری)

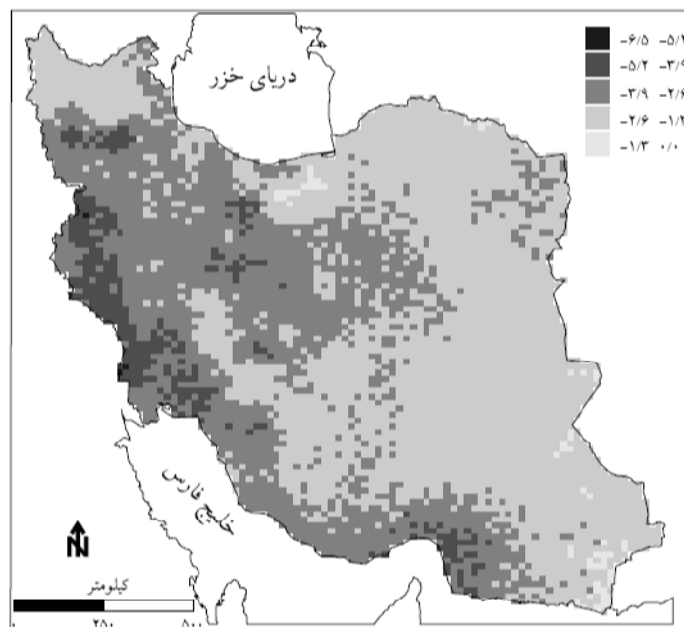
مأخذ: نگارندگان



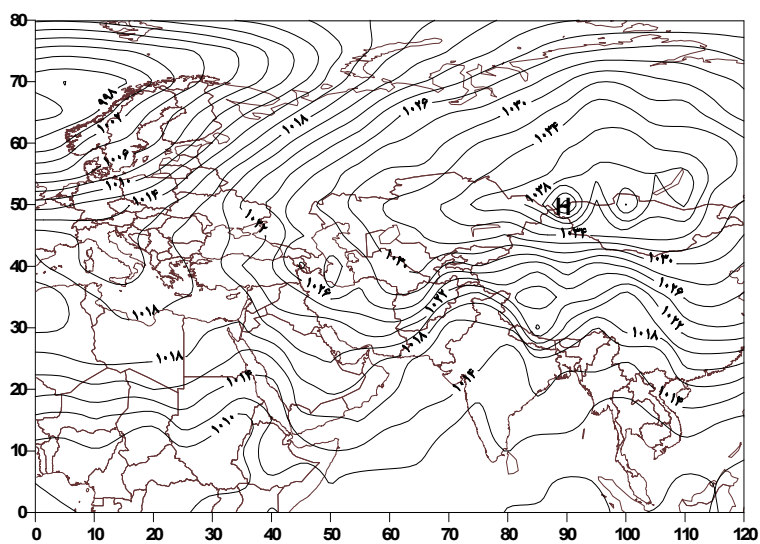
شکل ۴: میانگین دمای استاندارد شده ایران در الگوی یک
مأخذ: نگارندگان



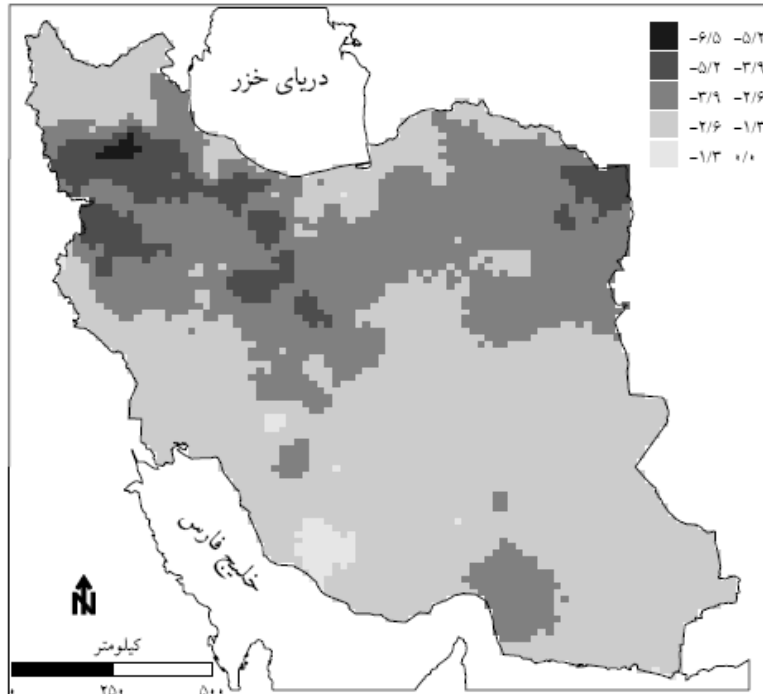
شکل ۵: فشار تراز دریا در الگوی دو (پرفشار سیبری-کم‌فشار ایسلند)
مأخذ: نگارندگان



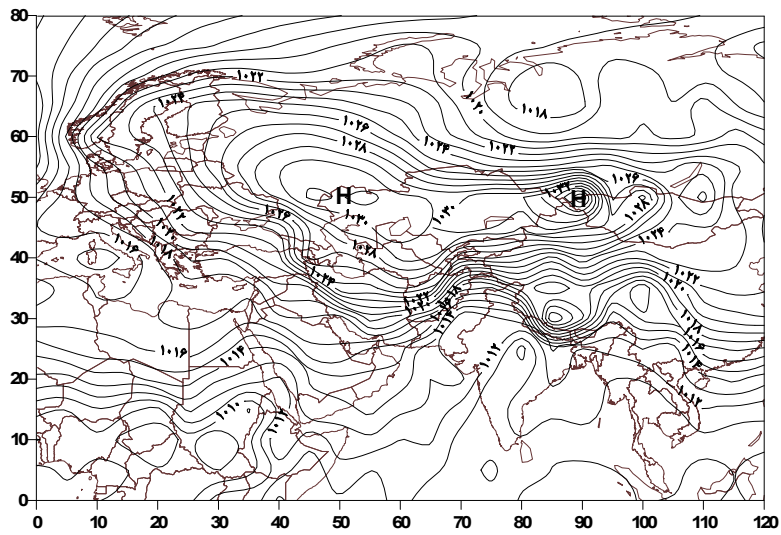
شکل ۶: میانگین دمای استاندارد شده در الگوی دو
مأخذ: نگارندگان



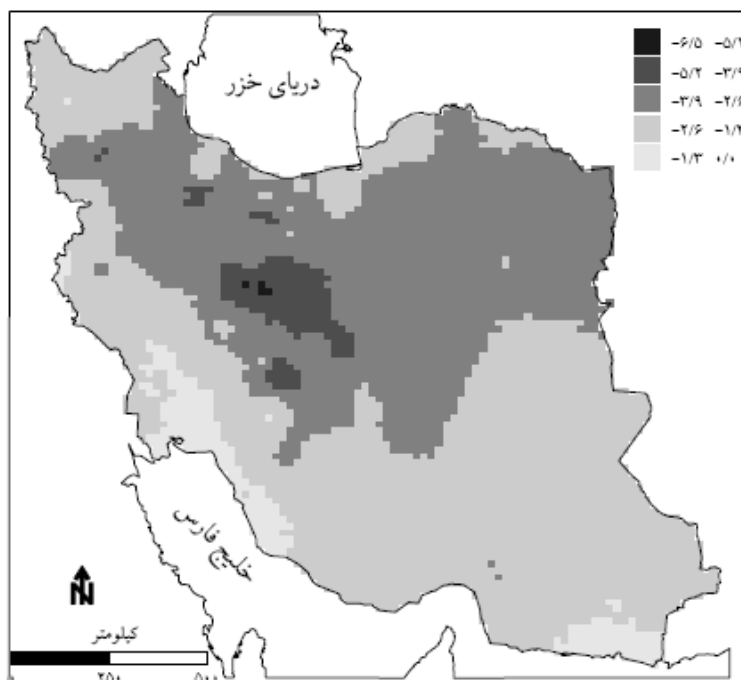
شکل ۷: فشار تراز دریا در الگوی سه (پرفشار سیبری)
مأخذ: نگارندگان



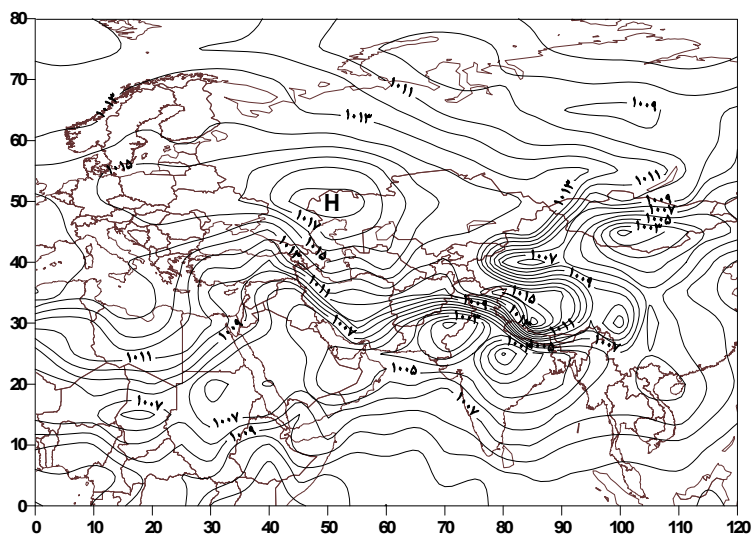
شکل ۸: میانگین فشار تراز دریا در الگوی سه
مأخذ: نگارندگان



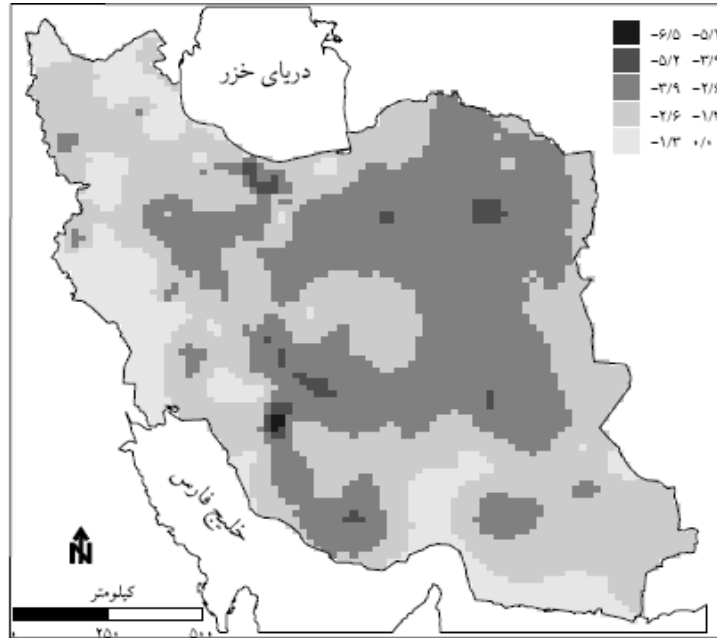
شکل ۹: فشار تراز دریا در الگوی چهار (پرفشار شمال دریای خزر - سیبری)
مأخذ: نگارندگان



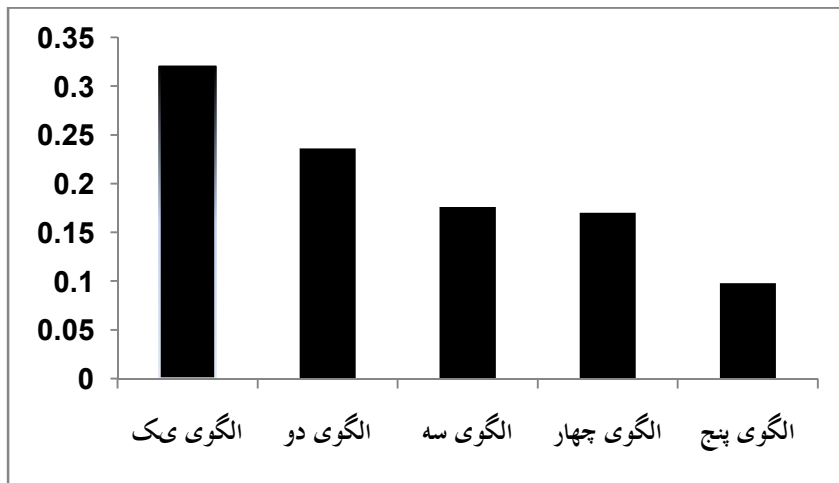
شکل ۱۰: میانگین دمای استاندارد شده در الگوی چهار
مأخذ: نگارندگان



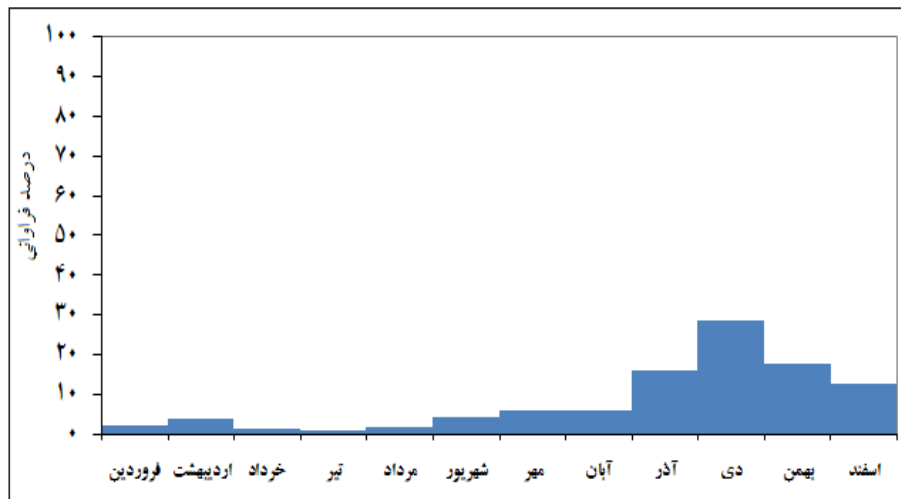
شکل ۱۱: فشار تراز دریا در الگوی پنج (شمال دریای خزر)
مأخذ: نگارندگان



شکل ۱۲: میانگین دما استاندارد شده در الگوی پنج
 مأخذ: نگارندگان



شکل ۱۳: درصد فراوانی الگوهای گردش
 مأخذ: نگارندگان



شکل ۱۴: درصد فراوانی ماهانه ۵۰۰ روز نمونه‌ی انتخاب شده

مأخذ: نگارندگان

جدول ۱: درصد فراوانی ماهانه هریک از الگوهای فشار تراز دریا

فراوانی	الگوی پنج	الگوی چهار	الگوی سه	الگوی دو	الگوی یک	
۲	۰/۲	۰/۸			۱	فروردین
۴	۲/۸	۰/۸		۰/۴		اردیبهشت
۱/۲	۱/۲					خرداد
۰/۸	۰/۸					تیر
۱/۶	۱/۶					مرداد
۴/۲	۲/۸	۱			۰/۴	شهریور
۵/۸	۰/۴	۱/۶	۱	۱/۶	۱/۲	مهر
۵/۸		۰/۲	۰/۲	۳/۴	۲	آبان
۱۵/۸		۲	۴/۶	۴	۵/۲	آذر
۲۸/۶		۳/۸	۵	۹/۲	۱۰/۶	دی
۱۷/۶		۳/۶	۵/۲	۳/۴	۵/۴	بهمن
۱۲/۶		۳/۲	۱/۶	۱/۶	۶/۲	اسفند
۱۰۰	۹/۸	۱۷	۱۷/۶	۲۳/۶	۳۲	

مأخذ: نگارندگان

جدول ۲: مساحت زیر پوشش ایران برای هر کدام از الگوهای استخراج شده

بر اساس میانگین دمای استاندارد شده (بر حسب درصد)

الگوها	شاخص فومیکی	۰ تا ۱/۳	۱/۳ تا ۲/۶	۲/۶ تا ۳/۹	۳/۹ تا ۵/۲	۵/۲ تا ۶/۵
الگوی اول	۰/۴	۵۰/۱	۴۲/۹	۶/۳	۰/۴	
الگوی دوم	۰/۱	۵۶/۴	۳۶/۵	۵/۹	۰/۱	
الگوی سوم	۱/۳	۵۸/۷	۳۲/۶	۷/۱	۰/۲	
الگوی چهارم	۵/۱	۵۱/۸	۳۹/۵	۳/۵	۰/۱	
الگوی پنجم	۱۴/۷	۴۴/۶	۳۹/۲	۱/۳	۰/۱	

مأخذ: نگارندگان

نتیجه

نتایج این پژوهش نشان داد که بیشتر رخدادهای سرماهای فرین مربوط به فصل زمستان به ویژه ماه دی می‌باشد. انجام تحلیل خوشه‌ای بر روی فشار تراز دریا در ۵۰۰ روز نمونه نشان داد که سرماهای فرین ایران در اثر ۵ الگوی گردشی تراز دریا (الگوی پرفشار سیبری-اروپا، الگوی پرفشار سیبری-کم‌فشار ایسلند، الگوی پرفشار سیبری، الگوی پرفشار شمال دریای خزر-سیبری، پرفشار شمال دریای خزر) به‌وجود می‌آید. الگوی پرفشار سیبری-اروپا بیشترین تأثیر را بر رخداد سرماهای فرین ایران دارد. در ۲۹ درصد موارد که پهنه‌ی ایران همراه با سرمای فرین بوده است، این الگو مشاهده می‌شود. شدت سرما در الگوی پرفشار سیبری (الگوی سوم) بسیار زیاد بوده و تأثیر آن بر میانگین دمای استاندارد شده ایران بسیار زیاد است. الگوی پرفشار شمال دریای خزر-سیبری (الگوی چهارم) از لحاظ زمانی در بیشتر فصول سال به جز فصل تابستان مشاهده می‌شود. الگوی پرفشار شمال دریای خزر (الگوی پنجم) بیشتر در فصل گرم سال رخ می‌دهد و تأثیر آن بر دمای ایران نسبت به سایر الگوها اهمیت ویژه‌ای دارد. سامانه‌ی پرفشار سیبری در بیشتر الگوها حضور دارد. به‌طور کلی می‌توان گفت که سامانه‌ی پرفشار سیبری نقش مهمی در شکل‌گیری رخدادهای سرماهای فرین ایران دارد.

منابع

- ۱- اکبری، طیبه و سیدابوالفضل مسعودیان (۱۳۸۶). شناسایی نقش الگوهای پیوند از دور نیمکره‌ی شمالی بر دمای ایران، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. ۱ (پیاپی ۲۲).
- ۲- حلبیان، امیرحسین (۱۳۸۷). بررسی تأثیر پرفشار آزرز بر دما و بارش ایران زمین، پایان‌نامه دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی. دانشگاه اصفهان.
- ۳- شبانکاری، مهران (۱۳۸۷). بررسی اثر پرفشار سیبری بر بارش و دمای ایران، پایان‌نامه دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی. دانشگاه اصفهان.
- ۴- علیجانی، بهلول و محمود هوشیار (۱۳۸۷). شناسایی الگوهای سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی ۶۵.
- ۵- فتاحی، ابراهیم و تهمینه صالحی‌پاک (۱۳۸۸). تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه ایران، جغرافیا و توسعه ۱۳.
- ۶- کاویانی، محمدرضا؛ سیدابوالفضل مسعودیان و مهران شبانکاری (۱۳۸۷). شناسایی رفتار زمانی- مکانی پرفشار سیبری در تراز دریا. مجله تحقیقات جغرافیایی ۸۷.
- ۷- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۳). بررسی روند دمای ایران در نیم سده‌ی گذشته، مجله جغرافیا و توسعه. بهار و تابستان ۲ (پیاپی ۳).
- ۸- یارنال، برنت (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، سیدابوالفضل مسعودیان. اصفهان. چاپ اول. انتشارات دانشگاه اصفهان.
- 9- Esteban, P, et al (2006). Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques, *International Journal of Climatology*, 26.
- 10- Fujibe, F et al, (2007). long-term changes of temperature extremes and day-to-day variability in Japan, *papers in Meterology and Geophysics*, Vol 58.
- 11- Guentchev, G.S (2007). changes in atmospheric circulation over Europe and the relationship to temperature extreme in Bulgaria, a dissertation submitted to Michigan state university for degree of doctor of philosophy department of geography.
- 12- Houghton, J.T. et al (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.
- 13- Kassomenos, PA et al (2003). seasonal of macrosynoptic types(1983-1987). *Legkor*, 32 (3).
- 14- Kharin, V.V and Zwiers, F.W (2000). changes in the extreme in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM, *Journal of Climate*, Vol 13.

- 15- Konrad, C. E (1996). relationships between the intensity of cold-air outbreaks and the evolution of synoptic and planetary-scale features over North America, *Monthly Weather Review*, Vol 124.
- 16- Pavia, E.G et al, (2008) annual and seasonal surface air temperature trends in Mexico, *International Journal of Climatology*, Vol 29.
- 17- Prieto, L, et al (2002). NAO influence on extreme winter temperature in Madrid(Spain), *Annales Geophysicae*, Vol 20.
- 18- Rahimzadeh, F et al (2008). Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades, *International Journal of Climatology*, Vol 29.
- 19- Rusticucci, M and Renom, M (2008). Variability and trends in indices of quality-controlled daily temperature extreme in Uruguay, *International Journal of Climatology*, Vol 28.
- 20- Van De Besselaar, E.J.M et al, (2009). influence of circulation types on temperature extreme in Europe, *Theor Appl Climatol*, Vol 99.