



بررسی همدید رویدادهای حدی گرم ایران در ارتباط با تغییر اقلیم بر پایه الگوهای فرارفت دما

اشرف اسدی

استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۱/۳۰؛ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۲/۱۴

چکیده

هدف این پژوهش، بررسی الگوهای فرارفت دمای لایه‌های سطحی در روزهای همراه با رخداد گرماهای فرین ایران می‌باشد. برای انجام این کار، از پایگاه داده اسفزاری که بر پایه داده‌های میانگین دمای روزانه ۶۶۳ ایستگاه همدید و اقلیمی کشور از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ تهیه شده است، استفاده شد. داده‌های دما، مؤلفه باد نصف النهاری و مؤلفه باد مداری، ارتفاع ژئوپتانسیل و فشار تراز دریا نیز در همین بازه زمانی در تلاقی‌های ۲/۵ درجه از مجموعه داده‌های بازسازی شده پایگاه NCEP/NCAR فراهم گردید. ابتدا با استفاده از نمایه انحراف بهنجار شده دما (NTD) روزهای همراه با گرمای فرین مشخص شد. سپس براساس بزرگی و گستره رویدادها، داده‌ها مرتب و ۲۶۴ روز اول که نمایه انحراف بهنجار شده دما بیش از ۲ درجه سانتی‌گراد بود ($X_* \geq 2$)، به‌عنوان نمونه گرم‌ترین و فراگیرترین روزها انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. الگوهای فرارفت در ۳ تراز ۱۰۰۰، ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز به همراه نقشه‌های انحراف بهنجار شده دمای ایران طی دوره مورد بررسی محاسبه و ترسیم شد. بررسی الگوی نقشه‌ای فرارفت در هر ۳ تراز گویای فرارفت گرم جنوبی و غربی به سوی ایران بود. پس از بررسی‌های صورت گرفته بر روی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مقادیر فشار تراز دریا، نقشه‌های فرارفت دما و نقشه‌های ناهنجاری دمایی ایران در روزهای گرم فرین مشخص شد که قرارگیری کشور در زیر نیمه شرقی ناوه وهمینطور در زیر محور تاوه بالایی، گسترش پر فشار در سطح زمین ایران واستقرار کم فشار بر سطح زمین کشورهای غربی و جنوبی منجر به برقراری جریانات جنوبی و غربی و رویداد این پدیده‌های فرین گرم بوده است.

واژه‌های کلیدی: الگوهای نقشه‌ای، ایران، فرارفت دما، گرمای فرین، نمایه انحراف بهنجار شده دما.

مقدمه

شرایط کلی دما تابعی از عرض جغرافیایی و ارتفاع است و عوامل دیگری مانند پهنه‌های آبی و پوشش‌های سطحی زمین که از آنها با عنوان عوامل محلی یاد می‌شود. برای مثال، در فصل سرد مشاهده شده است که ناگهان هوای نسبتاً گرم یا ملایمی وارد منطقه می‌شود؛ و یا در فصل گرم هوای نسبتاً خنکی چندین روز حاکمیت می‌یابد. به این گونه یورش‌های هوای سرد یا گرم "فرارفت دمایی" اطلاق می‌گردد (منتظری و مسعودیان، ۱۳۸۹: ۸۰).

در سال‌های اخیر توجه به تغییرات اقلیمی به علت پیامدهای اقتصادی، اجتماعی و خسارات اقلیمی مربوط به رویدادهای فرین جوی، اهمیت زیادی پیدا کرده است. یکی از اثرات تغییر اقلیم افزایش تکرار رویدادهای فرین است. رویداد فرین عبارت است از پدیده‌ی نادری که از دیدگاه آماری در ناحیه‌های بالا و پایین توزیع آماری قرار گیرد. این نمایه‌ها باید جنبه‌هایی از رخداد تغییر اقلیم و تأثیرات آن را نمایش دهند (رحیم زاده و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۱۹). تغییرات در تکرار و شدت رویدادهای فرین آثار شدیدی بر فعالیت‌های انسانی و محیط‌زیست آن نسبت به

*نویسنده مسئول: ashraf-asadi@pnu.ac.ir

تغییرات در متوسط اقلیمی در کوتاه مدت خواهد داشت، برای مثال ۲۰ درصد مرگ و میر در ۴ شهر کانادا در روزهای که مرگ و میرها بالاتر از حد معمول می‌باشد در سال‌های ۲۰۰۰-۱۹۵۴ ناشی از دماهای فرین است (شاکوان چنگ و همکاران، ۲۰۰۸: ۲۲۳). دماهای تابستانی خیلی بالا می‌توانند خسارات شدیدی به محصولات ذرت وارد کنند و دماهای خیلی پایین زمستانی نیز می‌توانند منجر به از بین رفتن درختان مرکبات شوند (براون و کاتز، ۱۹۹۵: ۱۰۸). یکی از رویدادهای فرین اقلیمی رخداد گرماهای فرین می‌باشد. این پدیده در هر یک از فصول سال می‌تواند روی دهد. وقوع این پدیده در فصل تابستان می‌تواند منجر به افزایش تقاضا برای مصرف انرژی یا افزایش تقاضا برای آب جهت مصارف شرب، صنعتی و کشاورزی گردد که در جای خود دارای اهمیت می‌باشد. اما در طی فصل زمستان تکرار و افزایش فراوانی آن می‌تواند منجر به ذوب زود هنگام ذخایر برفی در ارتفاعات گردد.

محققان از منظرهای گوناگون به بررسی فرارفت‌های دمایی و دماهای فرین و تأثیر آن‌ها بر شرایط آب و هوایی مناطق مختلف کره زمین پرداخته‌اند. عزیزی و همکاران (۱۳۸۴: ۲۸) روند دمایی چند دهه اخیر ایران و افزایش CO₂ جو را مطالعه نمودند. اردکانی و همکاران (۱۳۸۸: ۱۰) مطالعه‌ی همدید بارندگی سنگین روی سواحل جنوب دریای خزر ناشی از فرارفت میانگین دمای تراز ۱۰۰/۵۰۰ در دوم اکتبر ۲۰۰۱ را انجام دادند.

منتظری و مسعودیان (۱۳۸۹: ۹۰) الگوهای فرارفت دمایی ایران در سال‌های سرد شناسایی نموده‌اند. بررسی ایشان نشان داد فرارفت‌های دمایی در دو گروه فرارفت‌های شرقی ناشی از گسترش فرابر سیبری و فرارفت‌های غربی در نتیجه استقرار بادهای غربی قرار می‌گیرند. مسعودیان و دارند (۱۳۹۰: ۱۶۵) به تحلیل همدید سرماهای فرین ایران پرداخته‌اند. نتایج کار ایشان حاکی از آن است که سامانه پرفشار سیبری نقش مهمی در سرماهای فرین ایران دارد. عزیزی و همکاران (۱۳۹۱: ۳۷) نیز تحلیل سینوپتیکی

سوزبادهای منطقه غرب و شمال غرب ایران در دوره آمار ۱۹۸۰-۲۰۰۵ را مطالعه نمودند.

فخاری واحد و همکاران (۱۳۹۰: ۳۳) در تحلیل ترمودینامیکی مکانیسم ابر در جنوب غرب ایران به بررسی نقش فرارفت در این پدیده پرداخته‌اند. اسدی و مسعودیان (۱۳۹۱: ۲۰) به بررسی همدید گرماهای فرین ایران پرداخته‌اند. عساکره و همکاران (۱۳۹۲: ۳۵) در تحلیل همدید پوششی فراگیرترین روز گرم ایران طی سال ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۶ به بررسی فرارفت دما نیز پرداخته‌اند. اسدی و مسعودیان (۱۳۹۳: ۷۲). بررسی پراکنش زمانی- مکانی دماهای فرین گرم در ایران و بررسی همدید گرماهای فرین ایران بر پایه الگوهای ضخامت جو (۱۳۹۳: ۷۵) و پهنه بندی ایران بر پایه دماهای فرین بالا (۱۳۹۳: ۱۶۸) را انجام دادند. عابدو همکاران (۱۳۹۵: ۱۱۱) در تحلیل همدیدی- دینامیکی مخاطره باد گرمش در حاشیه جنوب غربی دریای خزر به نقش فرارفت دما نیز پرداختند. خسروی و همکاران (۱۳۹۶: ۱۷) به بررسی و تحلیل فرارفت دمایی امواج سرمایشی ایران را انجام دادند. کرمی میرعزیزی و همکاران (۱۳۹۸: ۹۱) به بررسی الگوهای همدیدی منجر به ناهنجاری دمایی و تغییرات دمایی دوره گرم در سه دهه اخیر در منطقه غرب و شمال غرب ایران با توجه به فرارفت‌های گرم و سرد پرداختند.

جاشیوم و همکاران (۲۰۰۷: ۱) با مشاهده فرارفت افقی دما در امواج ناپایدار حاره در ۳ نقطه $110^{\circ}W$ ، $140^{\circ}W$ و $0^{\circ}N$ دریافتند که در $110^{\circ}W$ تقریباً ۲۵ درصد گرمایش توسط فرارفت مداری دما ایجاد می‌شود. نتایج ایشان نشان داد که فرارفت مداری دما در میزان گرمایش این نقاط بیش از فرارفت نصف النهاری دما اهمیت داشته است. لی و همکاران (۲۰۰۴: ۱۹۳۶) با به تصویر کشیدن فرارفت مداری دما در اقیانوس آرام حاره ای شرقی در طول النینو ۹۸-۱۹۹۷ و توالی لائینا توسط مدل گردش عمومی اقیانوس متوجه شدند که، فرایندهای بیرونی و درونی در یک فرارفت دمایی در مقابل هم عمل می‌کنند.

دارند با گردش‌های نصف‌النهاری بزرگ مقیاس روی آمریکای شمالی ارتباط دارد.

فرارفت گرم انتقال هوای گرم را توسط یک جریان باد از منطقه‌ای به منطقه دیگر نشان می‌دهد که غالباً در فصل‌های سرد نمود بیشتری می‌یابد. به دلیل اهمیت رویداد این پدیده در فصول سرد ایران که منجر به افزایش و سرعت ذوب ذخایر برفی می‌گردد در این پژوهش سعی گردید تا با استفاده از ترسیم الگوهای گردشی فرارفت دما در روزهای توام با گرماهای فرین ایران به این سوال پاسخ داده شود که عوامل همید تاثیر گذار بر شکل‌گیری گرماهای فرین ایران چیست؟

داده‌ها و روش‌شناسی

رویداد فرین^۱ عبارت است از پدیده نادری که از دیدگاه آماری در ناحیه‌های بالا و پایین توزیع آماری قرار گیرد و از این رو، احتمال وقوع آن رویداد خیلی کم است. برای مثال، کلمه نادر می‌تواند به مفهوم مقادیر پایین و بالای صدک‌های (۹۵ و ۵)، (۹۰ و ۱۰) و یا به‌صورت مقادیر بالاتر از یک آستانه و یا تداوم یک شرایط ویژه تعریف شود. نمایه‌های فرین ساده و شفاف مبتنی بر داده‌های بلند مدت و همگن، وضعیت رویدادهای فرین را بیان می‌کنند. این نمایه‌ها باید جنبه‌هایی از رخداد تغییر اقلیم و تأثیرات آن را نمایش دهند (رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۲۱). دماهای فرین به دو دسته گرماهای فرین و سرماهای فرین تقسیم می‌شود که به عبارتی گرماهای فرین شامل دماهای بسیار بالاتر از حد معمول و سرماهای فرین دماهای بسیار کمتر از حد معمول می‌باشد.

برای بررسی روند گرماهای فرین ایران، در این پژوهش از پایگاه داده اسفزاری^۲ استفاده شد. پایگاه

وربورگ و ریوردین (۲۰۰۲: ۹۶۴) برای ارزیابی تغییرات دمای سطح اقیانوس (SST) در اقیانوس اطلس شمالی در بازه زمانی اکتبر ۱۹۹۲ تا ۱۹۹۹ از فرارفت افقی دما استفاده نموده‌اند. نتایج ایشان نشان می‌دهد که در ۲ ناحیه فرارفت دما مشارکت مهمی در تغییرات دمای زمستان دارد.

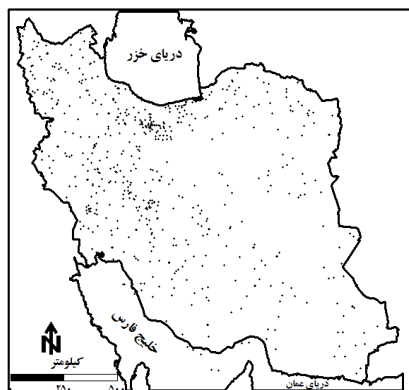
اوسترفسکی و پیترببرگ (۱۹۹۹: ۲۰۱) برای ارزیابی وارونگی در نزدیکی سطح اقیانوس از فرارفت دما و همرفت دما استفاده نموده‌اند. رایزنان (۱۹۹۶: ۱۶۸۶) اثر تاوایی نازمینگرد و فرارفت دما بر روی حرکات عمودی وردسپهر پایینی در یک چرخند قوی برون حاره بر روی یک منطقه اقیانوسی بررسی نموده است. جویس و همکاران (۱۹۸۰: ۲۶۰۷) با بررسی فرارفت افقی دما در یک ترموکلاین فصلی متوجه شدند که بعضی از تغییراتی که در ساختار دمایی ترموکلاین روی می‌دهد با فرارفت باد گرمایی که توسط جریان‌های زمینگرد ایجاد می‌شود ارتباط دارد. میارنس و همکاران (۱۹۸۴: ۱۶۰۳) وقایع فرین دماهای بالا و تغییرات احتمالی در متوسط دما را با استفاده از داده‌های بیشینه‌ی دما در روزهایی که دما بیش از ۳۵ درجه سانتی‌گراد بوده است، در ۴ ایستگاه واقع در کمربند ذرت ایالات متحده در طی سالهای ۷۸-۱۹۱۰ مطالعه نموده و دریافتند که ارتباط بین تغییر در متوسط دما و رویدادهای دمایی فرین کاملاً غیر خطی است. لات (۱۹۵۵: ۲۶۷) از ارزیابی تفاوت فرارفت دما و رطوبت برای پیش‌بینی بارش‌های سنگین استفاده نموده است. وی معتقد است که این روش برای پیش‌بینی بارش‌های سنگین به ویژه در مرکز کانون بارش دارای صحت خوبی است. اپل بای (۱۹۵۴: ۳۲۰) برای شناسایی و پیش‌بینی سازوکار و مکان رخداد بارش‌های سنگین ۱۲ تا ۱۸ ساعته در ایالات متحده از عوامل رطوبت، ناپایداری و تفاوت فرارفت دمایی استفاده نمود. هندرسون و مولر (۱۹۹۷: ۱۵۱) در پژوهش خود تحت عنوان روزهای دمایی فرین در جنوب مرکزی ایالات متحده متوجه شدند زمستان‌هایی که روزهای سرد فرین فراوانی زیادی

1. Extreme Events

۲. پایگاه داده اسفزاری یک پایگاه داده اقلیمی ملی است که داده‌های دمای متوسط، دمای شبانه، دمای روزانه، بارش روزانه و یخبندان را در مقیاس روزانه و تفکیک مکانی ۱۵×۱۵ کیلومتر در خود جای داده است. این پایگاه داده در دانشگاه اصفهان توسط مسعودیان تهیه شده است.

داده اسفزاری بر پایه داده‌های میانگین دمای روزانه ۶۶۳ ایستگاه همدید و اقلیمی کشور از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ تهیه شده است (شکل ۱). در این پایگاه داده‌ها و نقشه‌ها به صورت روزانه تهیه شده است. بنابر این برای تهیه نقشه‌های هر روز از تمام ایستگاه‌هایی که در آن روز اندازه‌گیری داشتند استفاده شده است و تعداد ایستگاه‌هایی که در تهیه

هر نقشه به کار رفته متغیر است. یاخته‌های این پایگاه داده 15×15 کیلومتر و به روش کریگینگ محاسبه شده است (شکل ۲). بنابر این ابعاد آرایه دمای روزانه ایران در پایگاه داده اسفزاری 15992×7187 است. در این پایگاه سطرها (۱۵۹۹۲ روز) نماینده زمان و ستون‌ها (۷۱۸۷ یاخته) نماینده مکان هستند.



شکل ۱- پراکنش مکانی ۶۶۳ ایستگاه‌های همدید و اقلیمی مورد استفاده در پایگاه داده اسفزاری

برای شناسایی دماهای فرین نمایه‌های گوناگونی تعریف شده و استفاده می‌شود. اما در بیشتر این منابع به استفاده از دمای بیشینه و کمینه سالانه پرداخته شده، که فقط نماینده کوچکی از یک قسمت از سال می‌باشد. در این پژوهش برای شناسایی رخداد گرماهای فرین از نمایه‌ی انحراف بهنجار شده‌ی دما استفاده گردید. این نمایه توسط فوجیه و همکاران (۲۰۰۷: ۶۵) معرفی شده است. برای دستیابی به این نمایه نخست باید میانگین بلند مدت دما برای هر یک از روزهای تقویمی سال محاسبه شود. چنان که بیان شد دوره‌ی مورد مطالعه از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ می‌باشد که برابر با ۱۵۹۹۲ روز است. پس برای محاسبه میانگین بلند مدت دمای هر کدام از روزهای مورد نظر در نرم‌افزار Matlab از مقادیر دمای مربوط به ۴۴ سال میانگین گرفته شد. پس از محاسبه‌ی میانگین بلند مدت برای از بین بردن نوفه‌های موجود در میانگین دمای روزانه، میانگین

متحرک ۹ روزه، سه بار بر روی این داده‌ها اعمال گردید. بعد از انجام این مراحل انحراف دمای هر یک از ۱۵۹۹۲ روز مورد بررسی از میانگین بلند مدت همان روز محاسبه شد. مقدار انحراف از میانگین بلند مدت نماینده‌ی انحراف مطلق دمای هر روز هر محل (یاخته) نسبت به میانگین بلند مدت دمای همان روز همان محل است و برحسب زمان و مکان متفاوت خواهد بود. از آنجا که بر روی هر نقطه‌ی جغرافیایی معین دامنه‌ی تغییرات دما در هر یک از روزهای سال می‌تواند بسیار متفاوت باشد، بنابراین مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلند مدت هر روز نمی‌تواند مبنای مقایسه‌ی دماهای فرین زمان‌های مختلف باشد. همین استدلال در مورد تشخیص اهمیت مقادیر مطلق انحراف دما از میانگین بلند مدت که در نقاط جغرافیایی مختلف محاسبه شده‌اند نیز صادق است. بنابر این برای آنکه مقادیر انحراف دمای زمان‌های مختلف در یک نقطه‌ی

ارتفاعی صفر تا ۱۵۰۰ متر قرار دارد در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفت. برای ترسیم و بررسی این الگوهای گردشی در این روزهای گرم فرین به داده‌های جو بالا نیاز بود. این داده‌ها شامل مؤلفه‌های مداری باد (بر حسب متر بر ثانیه)، مؤلفه نصف النهاری باد (بر حسب متر بر ثانیه) و دما (بر حسب کلون) می باشد که از پایگاه مرکز ملی پیش بینی‌های محیطی- مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا (www.esrl.noaa.gov) در تارنمای NCEP/NCAR اخذ شده است. اضافه بر تهیه داده‌های ذکر شده جهت تهیه الگوهای فرافت دما برای یافتن دلیل ایجاد این رویدادها داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل (بر حسب متر) و مقادیر فشار تراز دریا (بر حسب هکتوپاسکال) نیز فراهم شد. تفکیک مکانی این داده‌ها به صورت شبکه- بندی منظم با اندازه‌ی یاخته‌های $2/5 \times 2/5$ درجه‌ی قوسی است. چارچوبی که برای مطالعه متغیرهای مورد نظر و تهیه الگوهای گردشی انتخاب شد بین طول جغرافیایی صفر تا 80° درجه‌ی شرقی و عرض جغرافیایی صفر تا 80° درجه‌ی شمالی را در بر می‌گیرد تا بتواند گستردگی مکانی و نوع پدیده‌های همیدید موثر بر منطقه مورد مطالعه را نمایان کند. فرافت دما نیز برای تک تک روزهای مورد نظر از رابطه زیر بدست آمد.

$$-\vec{V} \cdot \nabla T \quad \text{رابطه (۴)}$$

که در این رابطه $\vec{V}$ بردار باد و ∇T شیو دمای هواست، این عبارت آهنگ و جهت جابجایی دما را مشخص می‌کند (مارتین، ۱۳۸۸). فرافت دمایی برای هر روز براساس رابطه بالا و با استفاده از برنامه‌نویسی در نرم‌افزار GrADS محاسبه گردید. با توجه به اینکه تفکیک مکانی این داده‌ها $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی است، برای هر روز هم در راستای طول جغرافیایی و هم در راستای عرض جغرافیای 33° یاخته چارچوب مورد نظر را پوشش می‌دهد. بنابراین آرایه‌ای به ابعاد 1089×264 برای هر ۳ تراز بدست آمد. داده‌های فرافت دما به نرم‌افزار Matlab منتقل گردید و تحلیل خوشه‌ای با استفاده از محاسبه فواصل اقلیدسی و ادغام با روش

جغرافیایی و مکان‌های مختلف در یک زمان معین با یکدیگر قابل مقایسه باشند لازم است مقادیر مطلق انحراف دما به کمک پراش دما استانداردسازی گردد. پراش انحراف از میانگین بلند مدت روی پنجره ۳۱ روزه برای هر روز تقویمی به کمک رابطه‌ی ۱ بدست آمده و میانگین متحرک ۹ روزه سه بار بر روی آن اعمال گردید تا نوفه^۱ها از بین برود.

رابطه (۱)

$$\sigma^2(i, j) = \sum_{n=1340}^{1383} \sum_{j'=j-15}^{j+15} [\Delta T_*(i, j', n) - \overline{\Delta T(i, j')}]^2 \div 31N$$

$\overline{\Delta T_*(i, j)}$ میانگین انحراف دما روی پنجره ۳۱ روزه است و از رابطه‌ی ۲ بدست می‌آید.

رابطه (۲)

$$\overline{\Delta T_*(i, j)} = \sum_{n=1340}^{1383} \sum_{j'=j-15}^{j+15} \Delta T_*(i, j', n) \div 31N$$

سرانجام نمایه‌ی تفاضل دمای بهنجار شده (NTD) که با نمایه x_* نموده شده است، به کمک رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود.

$$x_*(i, j, n) = \Delta T_*(i, j, n) \div \overline{\sigma_*(i, j)} \quad \text{رابطه (۳)}$$

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

این نمایه برای 7187 یاخته (شکل ۲) و بر روی هر یاخته برای 15992 روز محاسبه شد. سپس برای هر یک از 15992 روز بررسی شده میانگین مکانی نمایه x_* بر روی ایران و درصد مساحتی از ایران که $x_* \geq 2$ داشته استخراج شد. به این ترتیب یک آرایه 2×15992 به دست آمد که بزرگی و گستره گرماهای ایران برای هر یک از روزهای بازه‌ی $1340/1/1$ تا $1383/10/11$ را نشان می‌دهد.

میانگین ارتفاع ایران 1250 متر است و در این پژوهش هدف بررسی فرافت در لایه‌های سطحی می‌باشد، بنابراین داده‌ها و الگوهای فرافت دما در ۳ تراز 850 ، 925 و 1000 هکتوپاسکال که در محدوده

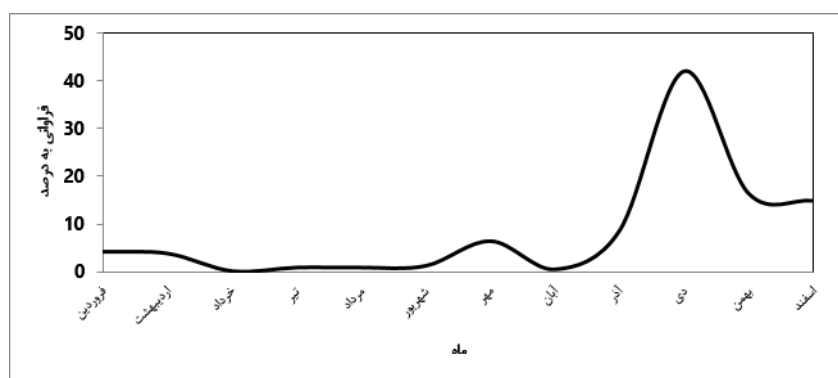
^۱ -Noise

وارد در طی ۲۶۴ روز در هر ۳ تراز بر روی آنها انجام شد. سپس با استفاده از داده‌های خارج شده از نتیجه خوشه بندی در نرم افزار Surfer الگوهای نقشه‌ای فرافت دما ترسیم گردید.

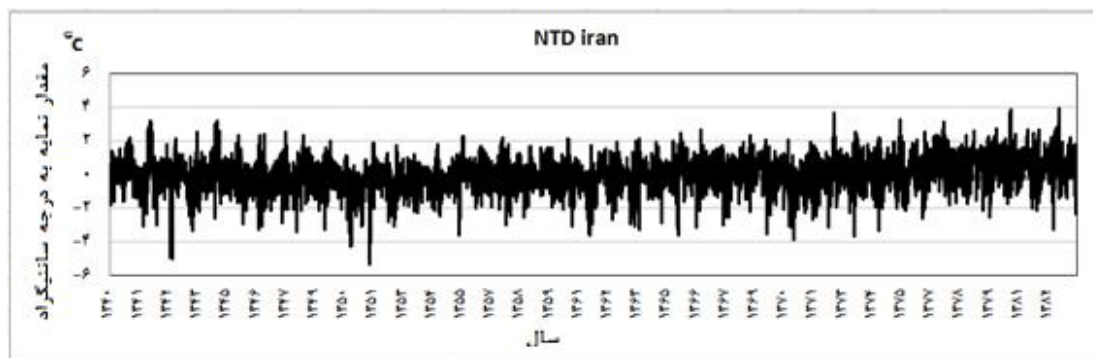
یافته‌های پژوهش

همانطور که شکل ۲ نشان می‌دهد بیشتر گرماهای فرین ایران در نیمه دوم و فصول سرد سال روی داده است، و به استثنای ۲ ماه اول سال در فصل گرم به

ندرت شاهد رخداد این پدیده هستیم. بیشینه ماهانه این پدیده در دی ماه با فراوانی ۴۱ درصد بوده است و پس از آن بهمن با ۱۷ درصد و اسفند با ۱۵ درصد رتبه دوم و سوم را به خود اختصاص می‌داده است. این پدیده در سال‌های اخیر تکرار و فراوانی بیشتری از خود نشان می‌دهد (شکل ۳). نتایج و بحث آماری این بخش در پژوهش بررسی پراکنش زمانی- مکانی دماهای فرین گرم در ایران (اسدی و مسعودیان ۱۳۹۳: ۶۳) بیان گردیده است.



شکل ۲- درصد فراوانی ماهانه ۲۶۴ رخداد گرمای فرین ایران



شکل ۳- سری زمانی نمایه NTD برای پهنه ایران

الگوی نقشه‌ای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال: الگوی گردشی فرافت دما در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، به صورت گسترده‌ای استقرار فرافت گرم در بخش‌های گسترده‌ای از ایران به استثنای بخش کوچکی از جنوب و جنوب شرق را نشان می‌دهد، که شدت آن در نیمه شرقی کشور بیشتر است (شکل ۴). تقریباً نزدیک به ۳ درصد گرماهای فرین در ۴ ماه گرم سال

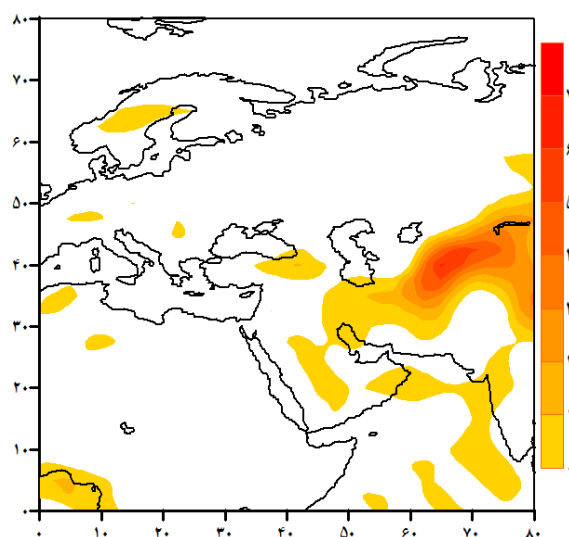
(تیر تا شهریور) روی داده و بقیه آنها متعلق به نیمه سرد سال (۹۷ درصد) است (شکل ۲). بنابراین الگوهای فرافت دما، مقادیر فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و میزان NTD ایران در ۲۶۴ روز مورد نظر مورد بررسی قرار گرفت. تقریباً در بیش از ۹۰ درصد روزها الگوهای حاکم تقریباً با یکدیگر مشابه بودند. روز ۱۳۷۲/۱۰/۱۴ که

وزش هوای سرد به طرف غرب ناهنجاری گرم به حداکثر برسد. هرگاه ناهنجاری بالایی تاوایی بالقوه آرایش مکانی وزش هوای گرم و سرد را به این صورت در آورد ناهنجاری گرم پایینی تقویت می شود ولی ناهنجاری بالایی ناچار می شود برخلاف تمایل طبیعی به جای حرکت به سوی شرق به سوی غرب حرکت کند. به این ترتیب وقتی ناهنجاری بالایی و پایینی تاوایی مثبت به اندازه کافی به یکدیگر نزدیک شدند نه تنها موجب تقویت دوجانبه یکدیگر می شوند بلکه در هم قفل شده و با این که گرایش طبیعی آنها دور شدن از یکدیگر است ولی همکاری گردش های هر یک از آنها با یکدیگر موجب می شود به مدت طولانی تری در کنار یکدیگر بمانند (مارتین، ۱۳۸۸: ۳۵۹).

بنابراین دلیل ایجاد رویدادهای گرم فرین ایران در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال قرار گیری ایران در زیر نیمه شرقی ناوه بالایی و گسترش حرکت چرخندی در زیر آن به همراه حرکت ساعتگرد پرفشار مستقر در تنگه هرمز منجر به فرارفت گرم از جنوب و جنوب غرب ایران بر روی ایران شده است.

یکی از روزهایی است که بیشترین میزان ناهنجاری دمایی (متوسط میزان NTD ایران در این روز برابر ۳/۶ درجه سانتی گراد بوده است) در آن روی داده، به عنوان نمونه یکی از روزهای گرم فرین انتخاب شد. شکل ۶ گویای استقرار ناهنجاری دمایی بین ۲ تا ۱۲ درجه سانتیگراد (نزدیک به ۸۳ درصد گستره ایران) در نیمه شرقی و جنوبی، ارتفاعات غربی و بخش های کوچکی از ارتفاعات البرز و آذربایجان می باشد. مقدار نمایه NTD ایران در دی ماه سال ۱۳۷۲ از سوم تا ۱۵ ام بیش از ۲ درجه سانتیگراد بود که در روز ۱۴ دی ماه به اوج خود رسید.

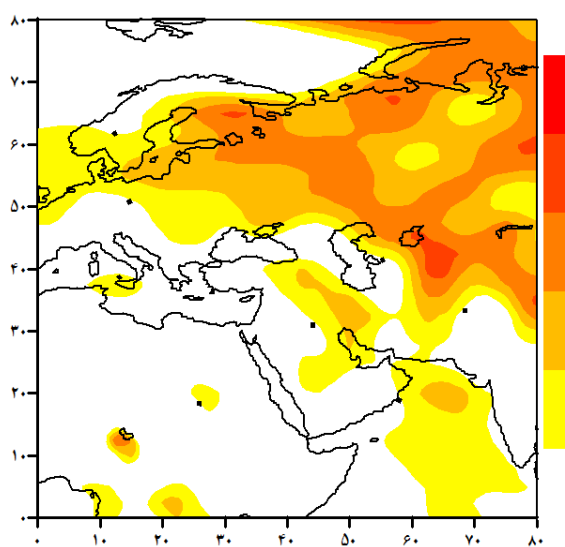
با توجه به شکل های ۵، ۷ و ۸ دلیل این رویداد قرار گیری ایران در زیر نیمه شرقی ناوه بر فراز جو منطقه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می باشد. نیمه شرقی ناوه منطقه وزش افقی تاوایی مثبت، چرخندی یا منطقه واگرایی بالایی است و بادهای جنوبی آن با وزش افقی گرم همراهند. چون معمولا ناهنجاری تاوایی مثبت بالایی در پیش باد ناهنجاری گرمایی سطحی قرار دارد این سازوکار سبب می شود وزش هوای گرم به طرف مرکز ناهنجاری گرم بیشینه شود و



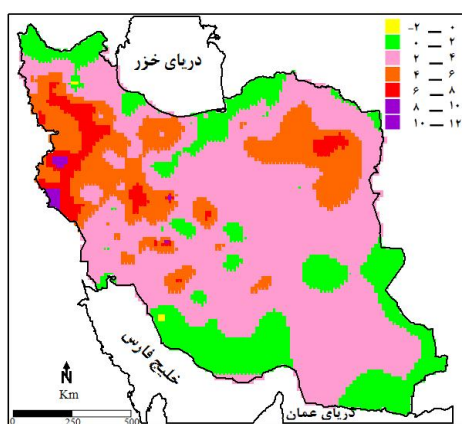
شکل ۴- الگوی نقشه ای فرارفت دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ۲۶۴ روز گرم فرین ایران (درجه سلسیوس در روز)

فشار کشورهای غربی و جنوبی شده و هوای گرم را در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال از سوی غرب و جنوب به کشور ما وارد می کند و سامانه پر ارتفاع بسته و پرفشار سطح زمین نیز با حرکت ساعتگرد خود هوای گرمی را که به شمال منتقل شده مجدداً به سمت کشور ما بر می گرداند و ماندگاری هوای گرم را بر روی ایران بیشتر می کنند.

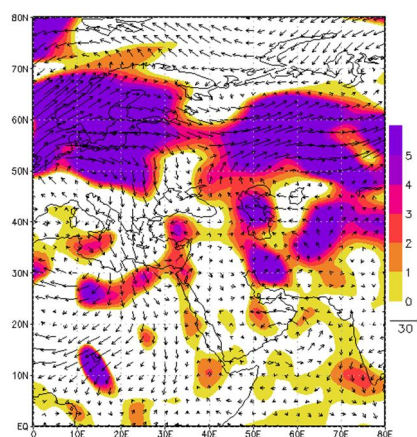
هکتوپاسکال قرارگیری ایران در بخش شرقی ناوه منطقه تاوایی مثبت و همینطور گستردگی سامانه پرفشار گرم بسته بر روی منطقه را نشان می دهد (شکل ۱۲). در شکل ۱۳ وجود یک پرفشار بر روی ایران با میزان فشار ۱۰۲۰ هکتوپاسکال و یک کم فشار گسترده بر روی کشورهای غربی و جنوبی ایران کاملاً آشکار است. بنابراین استقرار ایران در زیر نیمه شرقی ناوه و جریان های گرم جنوب ، همراه با پرفشار سطح زمین منجر به تقویت جریان پادساعتگرد در کم



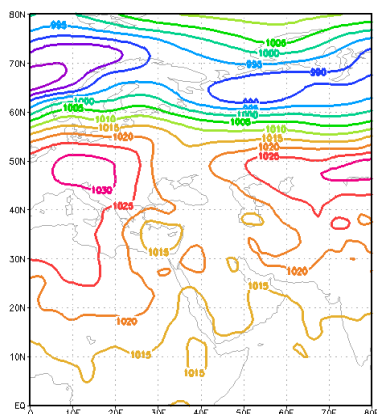
شکل ۹- الگوی نقشه‌ای تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال در ۲۶۴ روز گرم فرین ایران (درجه سلسیوس در روز)



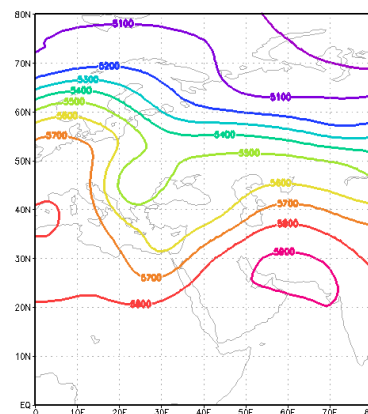
شکل ۱۱- نقشه میزان NTD ایران در روز ۷۷/۹/۲۶ (درجه سلسیوس)



شکل ۱۰- نقشه فرافت دما تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال در روز ۷۷/۹/۲۶ (درجه سلسیوس در روز)



شکل ۱۳- نقشه فشار تراز در روز ۷۷/۹/۲۶

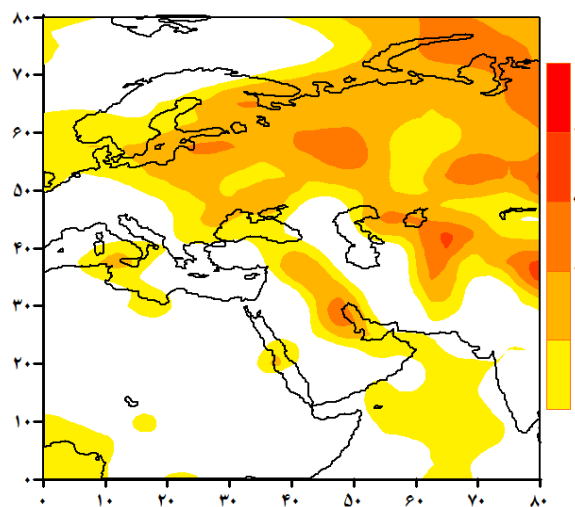


شکل ۱۲- نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روز ۷۷/۹/۲۶

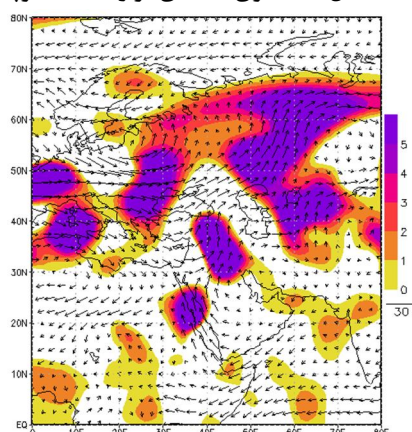
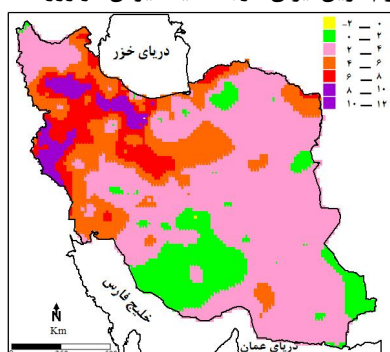
درجه سیلسیوس و گستردگی بیش از ۸۰ درصد رسیده است. بیشینه این ناهنجاری دمایی در غرب و شمال کشور قرار دارد.

نقشه فرارفت دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در این روز مانند الگوی نقشه ای کلی فرافت دما ورود هوای گرم از غرب و جنوب را نشان می‌دهد. بررسی نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال این روز قرارگیری مرکز ایران در زیر محور تاوه را نشان می‌دهد (شکل ۱۷). در سطح زمین یک پرفشار قوی با فشار ۱۰۲۵ هکتوپاسکال گسترده شده است (شکل ۱۸). قرارگیری در زیر محور تاوه بر سطوح بالای جو و پرفشار در سطح زمین با حرکات ساعتگرد به عنوان عوامل ایجاد فرارفت گرم و حرکت جریانات جنوبی به سمت ایران در این روز و در این تراز شناخته شد.

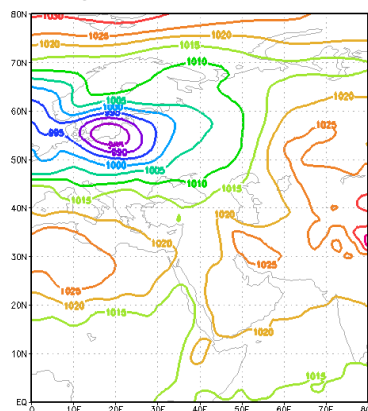
الگوی نقشه‌ای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال: در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال الگوی گردشی کلی فرارفت دما در این روزها همچنان مانند ۲ تراز پایین‌تر گویای برقراری فرافت گرم غرب و جنوب و بخش‌هایی از شرق کشور است. در هر دو مسیر تقریباً شدت فرارفت گرم بیش از ۲ درجه سانتیگراد در روز را نشان می‌دهد. برای بررسی عوامل موثر بر این پدیده در این تراز روز ۸ دی ماه ۱۳۸۰ که متوسط میزان NTD ایران برابر ۳/۶ درجه سانتیگراد در بیش از ۸۵ درصد گستره ایران بود، به عنوان روز نمونه برگزیده شد. بررسی NTD ایران در دی ماه سال ۱۳۸۰ نشان داد که از ۵ تا ۱۰ ام این ماه، مقدار نمایه، در بیش از ۵۰ درصد گستره ایران، بیش از ۲ درجه سیلسیوس است. روزهای ۷ تا ۱۰ دی ماه مقدار نمایه به بیش از ۳



شکل ۱۴- الگوی نقشه‌ای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ۲۶۴ روز گرم فرین ایران (درجه سلسیوس در روز)

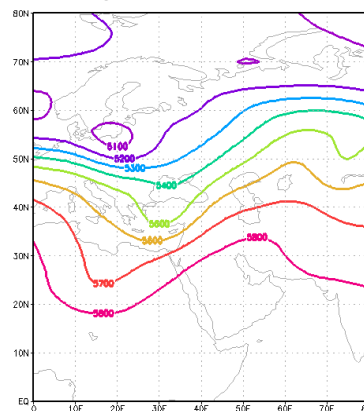


شکل ۱۶- نقشه میزان NTD ایران در روز ۸/۱۰/۸۰ (درجه سلسیوس)



شکل ۱۸- نقشه فشار تراز دریا در روز ۸/۱۰/۸۰

شکل ۱۵- نقشه فرات دما تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در روز ۸/۱۰/۸۰ (درجه سلسیوس در روز)



شکل ۱۷- نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روز ۸/۱۰/۸۰

جدول ۱- درصد گسترش نمایه انحراف بهنجار شده دما در ایران در هر کدام از روزهای نمونه

الگوها	درصد گسترش ناهنجاری دما در ایران در دامنه انحراف ۱۲-۲- درجه سانتیگراد								میانگین نمایه در ایران	میانگین انحراف معیاری مکانی
	۲-۰	۰-۲	۲-۴	۴-۶	۶-۸	۸-۱۰	۱۰-۱۲	۱۲-۱۴		
روز ۷۲/۱۰/۱۴	۰/۲	۱۷/۱	۴۷	۲۴/۳	۹/۵	۱/۴	۰/۴	۰/۴	۳/۶	۱/۸
روز ۷۷/۹/۲۶	۰/۱	۲۲/۷	۵۳/۹	۱۸/۳	۴/۶	۰/۴	۰	۰	۳/۱	۱/۴
روز ۸۰/۱۰/۸	۰	۱۴/۹	۵۳/۹	۱۸/۳	۹/۲	۳	۰/۶	۰/۶	۳/۶	۱/۹

ایران که توسط برون و همکاران (۱۳۹۸: ۶۷)، کرمی میرعزیزی و همکاران (۱۳۹۸: ۴۶) و عساکره و همکاران (۱۳۹۲: ۳۵) انجام شده است بیانگر این نکته است که همانند پژوهش حاضر فرارفت گرم در این بخش از ایران ناشی از استقرار بر ارتفاع بسته در لایه میانی ورد سپهر است. قویدل رحیمی و رضایی (۱۳۹۳: ۳۵) نیز عامل فرارفت‌های گرم جنوب شرق

بررسی نتایج این پژوهش با سایر پژوهش‌های صورت گرفته در ایران در زمینه دماهای فرین مانند رحیمزاده و همکاران (۱۳۸۸: ۱۲۰)، رحیمزاده و همکاران، (۱۳۹۰: ۹۷)، محمدی و تقوی (۱۳۸۴: ۱۲)، ورشایان و همکاران (۱۳۹۰: ۱۶۹) بیانگر که افزایش مقادیر فرین گرم در ایران است. پژوهش‌های انجام شده در فرارفت‌های گرم نیز در غرب و جنوب غرب

ایران در روزهای ابر گرم را استقرار کم فشار حرارتی گنگ در سطح زمین و حاکمیت پرارتفاع آזור در تراز ۵۰۰ بیان می‌کنند.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش جهت بررسی الگوهای فرارفت دما در زمان رویدادهای گرم فرین ایران، از پایگاه داده اسفزاری که بر پایه داده‌های میانگین دمای روزانه ۶۶۳ ایستگاه همدید و اقلیمی کشور از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ تهیه شده است، استفاده گردید. سپس با استفاده از نمایه‌ی انحراف بهنجار شده دما (NTD) روزهای همراه با گرمای فرین مشخص شد و براساس بزرگی و گستره رویدادها، داده‌ها مرتب و ۲۶۴ روز اول که نمایه‌ی انحراف بهنجار شده دما بیش از ۲ درجه سانتیگراد بود به عنوان نمونه گرمترین و فراگیرترین روزها انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. جهت بررسی الگوهای فرارفت دما در روزهای منتخب داده‌های دما، مؤلفه باد نصف النهاری و مؤلفه باد مداری، ارتفاع ژئوپتانسیل و فشار تراز دریا نیز در همین بازه زمانی در تلاقی‌های ۲/۵ درجه از مجموعه داده‌های بازسازی شده پایگاه NCEP/NCAR فراهم گردید.

با بررسی رویدادهای گرم فرین در بازه زمانی مورد مطالعه این نتیجه حاصل شد که بیشتر این رخدادها در نیمه سرد سال روی داده است. یکی از دلایل رخداد این وقایع در نیمه سرد سال گسترش و نمود بادهای غربی، تاوه و ناوه‌ها و چرخندها و وچرخندها

ناشی از آن می‌باشد. به این معنی که در نیمه سرد سال شیو افقی دما بزرگتر از نیمه گرم سال است. این مسئله باعث می‌شود تا توده‌های هوایی با ویژگی‌های متفاوت توسط فرارفت در این فصل بیشتر جا به جا شوند. بنابراین نقش الگوهای همدید در توسعه و گسترش رویدادهای دمایی فرین بیشتر در نیمه سرد سال به ویژه در فصل زمستان دیده می‌شود. بررسی الگوی‌های فرارفت دما در هر ۳ تراز ۱۰۰۰، ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال گویای فرارفت هوای گرم جنوبی و غربی به سوی ایران بود. پس از بررسی‌های صورت گرفته بر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مقادیر فشار تراز دریا، نقشه‌های فرارفت دما و نقشه‌های ناهنجاری دمایی ایران در روزهای گرم فرین نیز این نتیجه حاصل شد که قرارگیری کشور در زیر نیمه شرقی ناوه و در زیر محور تاوه بالایی، گسترش پرارتفاع بسته گرم بر روی ایران در سطوح بالای جو و گسترش پر فشار در سطح زمین منجر به برقراری جریان‌ات جنوبی و غربی و رویداد این پدیده‌های فرین گرم در زمان‌های سرد سال بوده است. بیشینه‌ی تأثیرات این فرافت‌های گرم زمستانی بر روی ناهنجاری دمایی در ارتفاعات غربی، شمال و شمال شرقی مشاهده شد. با توجه به اینکه ایران کشوری کم آب است و ارتفاعات آن به ویژه در غرب، منبع و سرچشمه ذخایر آبی ایران است، تکرار این رویدادهای گرم فرین در طول فصل زمستان باید مورد تأمل و توجه بیشتری قرار گیرد.

منابع

۱. اسدی. اشرف. ۱۳۹۱. بررسی همدید گرماهای فرین ایران، مسعودیان، سیدابوالفضل، دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی، گروه جغرافیای طبیعی.
۲. اسدی. اشرف. مسعودیان، سیدابوالفضل. ۱۳۹۳. پهنه بندی ایران بر پایه دماهای فرین بالا، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۰، شماره ۴، ۱۵۵-۱۶۸.
۳. اسدی. اشرف. مسعودیان، سیدابوالفضل. ۱۳۹۳. بررسی همدید گرماهای فرین ایران بر پایه الگوهای ضخامت جو، پژوهش‌های دانش زمین، سال پنجم، شماره ۱۷، ۶۳-۷۵.
۴. اسدی. اشرف. مسعودیان، سیدابوالفضل. ۱۳۹۳. بررسی پراکنش زمانی - مکانی دماهای فرین گرم در ایران، پژوهش‌های محیط زیست، سال ۵، شماره ۹، ۷۲-۵۹.
۵. اردکانی، حسین. پورآشتی، محبوبه. خیراندیش، محمود. ۱۳۸۸. مطالعه همدید بارندگی سنگین (۲۰۰ میلی‌متر

۱۴. عساکره، حسین. مسعودیان، سیدابوالفضل. شادمان، حسن. ۱۳۹۲. تحلیل همدید پویشی فراگیرترین روز گرم ایران طی سال ۱۳۴۰ تا سال ۱۳۸۶، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره هفتم، پاییز ۱۳۹۲: ۵۲-۳۵.
۱۵. علیجانی، بهلول. ۱۳۸۱. اقلیم‌شناسی سینوپتیک، چاپ اول، انتشارات سمت، ۲۵۷.
۱۶. فخاری واحد، مجتبی. ۱۳۹۰. تحلیل ترمودینامیکی مکانیسم ابر در جنوب غرب ایران، لشکری، حسن، براتی. غلامرضا، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین.
۱۷. قویدل رحیمی، یوسف. رضایی، محمد. ۱۳۹۳. تحلیل آماری و سینوپتیک دماهای ابر گرم منطقه جنوب شرق ایران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال چهاردهم، شماره ۱۵، ۳۵-۵۲.
۱۸. کرمی میرعزیزی، آنوش، اربابی سبزواری، آزاده، عزیزی، قاسم. ۱۳۹۸. تحلیل الگوهای همدیدی منجر به ناپهنجاری دمایی و تغییرات دمایی دوره گرم در سه دهه اخیر در منطقه غرب و شمال غرب ایران، فصل نامه جغرافیای طبیعی، سال دوازدهم، شماره ۴۶، ۹۱-۱۱۰.
۱۹. مسعودیان، سیدابوالفضل. دارند، محمد. ۱۳۹۰. تحلیل همدید سرماهای فرین ایران، فصلنامه جغرافیا و توسعه، شماره ۲۲، ۱۸۵-۱۶۵.
۲۰. مسعودیان، سیدابوالفضل. ۱۳۸۲. تحلیل ساختار دمای ماهانه ایران، مجله پژوهشی علوم انسانی دانشگاه اصفهان، شماره ۱۵، ۸۷-۹۶.
۲۱. منتظری، مجید. مسعودیان، سیدابوالفضل. ۱۳۸۹. شناسایی الگوهای فرارفت دمایی ایران در سال‌های سرد، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۴، ۹۴-۷۹.
۲۲. مارتین، جانان ای. ترجمه مسعودیان، سیدابوالفضل. ۱۳۸۸. دینامیک جو در عرض میانه، چاپ اول، انتشارات سمت، ۴۲۶ صفحه، ۱۸.
۲۳. ورشایان، وحید. خلیلی، علی. قهرمان، نوذر. حجام، سهراب. ۱۳۹۰. بررسی روند تغییرات مقادیر حدی دمای حداقل، حداکثر و میانگین روزانه در چند نمونه اقلیمی ایران. مجله فیزیکی زمین و فضا، دوره ۳۷، شماره ۱، ۱۶۹-۱۷۹.
24. Appleby, J. F. 1954. Trajectory method of making short-range forecasts of differential temperature advection. instability and moisture. Monthly Weather Review, November, 320-334.
- یا بیشتر در مدت ۲۴ ساعت) روی سواحل جنوبی دریای خزر ناشی از فرارفت میانگین دمای mb ۱۰۰۰/۵۰۰، در دو اکتبر ۲۰۰۱، مجله پژوهش‌های علوم و فنون دریایی، سال چهارم، شماره دوم، ۲۵-۱۰.
۶. برون، اشرف. ظهوریان پردل، منیژه. لشکری، حسن. شکیب، علیرضا. محمدی، زینب. ۱۳۹۸. تحلیل همدیدی نقش پرفشار عربستان در امواج گرم استان خوزستان، نشریه هواشناسی و علوم جوی، جلد ۲، شماره ۱، ۶۷-۵۵.
۷. تقوی، فرحناز. محمدی، حسین. ۱۳۸۶. بررسی دوره بازگشت رویدادهای اقلیمی حدی به منظور شناخت پیامدهای زیست محیطی، مجله محیط شناسی، شماره ۴۳، ۱۲.
۸. خسروی، یونس. دوست کامیان، مهدی. طاهریان، اله مراد. شیر کرم وند، امین. ۱۳۹۶. بررسی و تحلیل فرارفت دمایی امواج سرمایشی ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال هجدهم، شماره ۵۰، ۳۷-۱۷.
۹. رحیم زاده، فاطمه. عسگری، احمد. فتاحی، ابراهیم. محمدیان، نوشین. تقی‌پور، افسانه. ۱۳۸۸. روند نمایه‌های حدی اقلیمی دما در ایران طی دوره ۲۰۰۳-۱۹۵۱، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۳، ۱۴۴-۱۱۹.
۱۰. رحیم‌زاده، فاطمه. دهقانی، رضا. پوراصغریان، آرزو. ۱۳۹۰. ارزیابی روند و جهش نمایه‌های حدی دما و بارش در استان هرمزگان، جغرافیا و توسعه، بهار ۱۳۹۰، دوره ۹، شماره ۲۱، ۹۷-۱۱۶.
۱۱. عابد، حسین. نگاه، سمانه. مجتهدی، نیما فرید. هادی نژاد صبور، شب‌نم. مومن پور، فروغ. ۱۳۹۵. تحلیل همدیدی - دینامیکی مخاطره باد گرمش در حاشیه جنوب غربی دریای خزر، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، سال ششم، شماره ۲۵، ۱۲۶-۱۱۱.
۱۲. عزیزی، قاسم. کریمی احمد آباد، مصطفی. سبک خیز، زهرا. ۱۳۸۴. روند دمایی چند دهه اخیر ایران و افزایش CO₂ جو، نشریه علوم جغرافیایی، جلد ۴، شماره ۵، ۴۵-۲۷.
۱۳. عزیزی، قاسم. محمدی، حسین. روستا، ایمان. داوودی، محمود. ۱۳۹۱. تحلیل سینوپتیکی سوزبادهای منطقه غرب و شمال غرب ایران در دوره آماری ۱۹۸۰-۲۰۰۵، مجله فضای جغرافیایی، شماره ۱۲، ۵۸-۳۷.

- rainfall. Monthly Weather Review, November, 267-271.
33. Mearns, L.O., Schneide, K., and Schneider, S. 1984. Extreme High-Temperature Events :Changes in their Probabilities with Changes in Mean Temperature .American Meteorology Society, 23:1603.
 34. Ostrovskii, A.G., and Piterbarg, L. 2000. Inversion upper ocean temperature time series for entrainment. advection and diffusivity. Journal of physical oceanography, American Meteorology Society, January 2000, 201-214.
 35. Raisanen, J. 1996. Effect of ageostrophic vorticity and temperature advection on lower-tropospheric vertical motion in a strong extra tropical cyclone. Journal of physical oceanography. American Meteorology Society, 10: 1686-1690.
 36. Shouquan Cheng, C.H., Cambel, M., Li, Q., Li, G.H. Day, N., Pengelly, D., Gingrich, S., Kalaassen, J., MacIver, D., Comer, N., Mao, Y., Thompson, W., and Lin, H. 2008. Differential and combined impacts of extreme temperatures and air pollution on human mortality in south-central Canada. Part II: future estimates, Air Qual Atmos Health, 1: 223-235.
 37. Tatli, H., Nuzhet, D.H., and Sibel Montes, S. 2004. Surface air temperature variability over Turkey and its connection to large-scale upper air circulation via multivariate techniques. International journal of climatology, 25: 331-350.
 38. Tomozeiu, R., Busuioc, A., and Stefan, S. 2002. Changes in seasonal mean maximum air temperature in Romania and their connection with large scale circulation. International Journal of Climatology, 22: 1181-1196.
 39. Verbrugge, N., and Reverdin, G. 2002. Contribution of horizontal advection to the interannual variability of sea surface temperature in the North Atlantic. Journal of physical oceanography, American Meteorology Society, 33: 964-978.
 25. Brown, B.G. Katz, R.W. 1995. Regional Analysis of Temperature Extreme: Spatial Analog for Climate Change? National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, Journal of Climate, 8: 108.
 26. Fujibe, F., Yamazaki, N., Kobayashi, K., and Nakamigawa, H. 2007. long-term changes of temperature extremes and day-to-day variability in Japan. Papers in Meteorology and Geophysics, 58: 63-72.
 27. Frich, P.L.V., Alexander, Della-Marta, B., Gleason, M., Haylock, A.M.G., and Klein Tank, Peterson. 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. Climate Research, vol 19, 193-212.
 27. Henderson, K.G., and Muller, R.A. 1997. Extreme temperature days in the south-central United States. Climate Research, 8: 151-162.
 28. Jochum, M., Cronin, M.F., Kessler, W.S., and Shea, D. 2007. Observed horizontal temperature advection by tropical instability waves. Geophysical Research Letters, 34:1-4.
 29. Joyce, T.M., Kase, R.H., and Zenk, W. 1980. Horizontal advection of temperature in the seasonal thermocline during JASIN 1978. American Meteorology Society, November. 2607-2613.
 30. Lee, T., Fukumori, I., and Tang, B. 2004. Temperature advection: internal versus external processes. Journal of physical oceanography. American Meteorology Society, 34: 1936-1944.
 31. Lolis, C.J., Bartzokas, A. and Katsoulis, B.D. 2002. Spatial and temporal 850 hPa temperature and sea-surface temperature covariance's in the Mediterranean region and their connection to atmospheric circulation. International journal of climatology, 22: 663-676.
 32. Lott, G.A. 1955. An appraisal of differential temperature advection and moisture as a forecaster of heavy

Greece and its connection to the large-scale atmospheric circulation and Mediterranean SSTs 1950–1999. *Climate Dynamics*, 20: 537–554.

40. Xoplaki, E., Gonzalez-Rouco, J.F., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Rickli, R., and Wanner, H. 2003. Interannual summer air temperature variability over