

بررسی نقش برهمکنش الگوهای گردشی حاره- برون حاره (TEI) بر بارش های فرین فراگیر ایران

اهلااله فهیمی^۱، عبدالله فرجی^{۲*}، بهلول علیجانی^۳

^۱ دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه زنجان

^۲ استادیار گروه اقلیم شناسی دانشگاه زنجان

^۳ استاد گروه اقلیم شناسی دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۲/۱۵، تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۵/۱۱

چکیده

این پژوهش با هدف بررسی نقش برهمکنش الگوهای گردشی حاره- برون حاره بر بارش های فرین- فراگیر ایران انجام گرفت. به این منظور ۹ روز با بارش فرین- فراگیر ایران با معیار شاخص صدکی ۹۵ و رخداد آن ها در ۲۰ درصد ایستگاه ها و بیشتر طی دوره آماری ۳۱ سال (۱۹۸۹-۲۰۱۹) بررسی شد. داده های جو بالای ۹ روز انتخابی استخراج و بر اساس آن ها نقشه های همدیدی ترسیم گردید. داده های مورد استفاده ERA5 بودند که در ترازهای زیرین (۸۵۰ و ۸۰۰ هکتوپاسکال) و میانی (۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰ هکتوپاسکال) استخراج شدند. نقشه های ارتفاع ژئوپتانسل و رودباد، نشان از نفوذ حاره ای عوامل دینامیکی برون حاره دارد که میزان نفوذ آن ها در ترازهای مختلف جو متفاوت است. برهمکنش الگوهای دو ناحیه دو عامل رخداد بارش یعنی رطوبت و ناپایداری جو بر روی ایران را فراهم کرده اند. نفوذ حاره ای سردچال ها، ناوه غربی و رودباد جبهه قطبی و همسویی آن ها با مراکز پراارتفاع جنب حاره منجر به فرارفت رطوبت حاره به برون حاره می شوند. بر روی ایران به علت نفوذ سردچال ها، ناوه غربی و رودباد جبهه قطبی شرایط مناسب صعود و ناپایداری جو فراهم است که با ورود رطوبت حاره به ایران، بارش های فرین فراگیر رخ می دهد.

کلمات کلیدی: الگوهای گردشی، مناطق حاره و برون حاره، برهمکنش الگوهای گردشی حاره- برون حاره، بارش فرین فراگیر، ایران.

برهمکنش و یا تعامل الگوهای گردشی، تداخل و یا همکاری الگوهای گردشی مختلف از عرض‌های جغرافیایی متفاوت و در ترازهای مختلف اتمسفر است. زمانی که برهمکنش و یا تعامل بین الگوهای گردشی صورت می‌گیرد اثرات متفاوتی بر پدیده‌های محیطی سطح زمین نسبت به زمانی که به صورت منفرد عمل می‌کنند، خواهند گذاشت (فهیمی و همکاران، ۱۴۰۰). در این رابطه می‌توان به سامانه کم‌فشار سودانی اشاره داشت. این سامانه یکی از عناصر سازنده گردش عمومی جو در شمال آفریقا است که در بیشتر ایام سال بر روی غرب اتیوپی و کشور سودان تشکیل می‌شود. با عمیق شدن ناوه شمال آفریقا در دوره سرد سال، این سامانه حالت ترمودینامیکی پیدا کرده و با حرکت رو به شرق، این ناوه بر روی ایران گسترش می‌یابد و سبب ایجاد بارندگی می‌شود (لشکری، ۱۳۸۲). لی و همکاران (۲۰۱۹) پل‌های اتمسفری^۱، پل اقیانوسی-جو^۲، پل سطح زمین-جو^۳، پل جو-یخ-سطح دریا^۴ و پل سلسله‌ای^۵ را مفاهیم مفیدی برای مطالعه برهمکنش بین عرض‌های مختلف کره زمین، بین دو نیمکره شمالی و جنوبی، بین اقیانوس‌ها، اقیانوس‌ها و قاره‌ها، همچنین بین اجزاء مختلف اقلیم (لیتوسفر، هیدروسفر، کریوسفر، بیوسفر و اتمسفر) بیان کرده‌اند. واکنش‌های اتمسفری برون حاره به نیروهای حاره‌ای، بازخوردهایی بر روی دینامیک اقیانوس دارد که منجر به یک واکنش با تأخیر زمانی اقیانوس حاره‌ای می‌شوند. الگوی شبیه‌سازی برهمکنش مناطق حاره-برون حاره در شمال اقیانوس آرام در مقیاس زمانی دهه‌ای با استفاده از شبیه‌سازی جو-اقیانوس نشان از آنومالی منفی در دمای سطح دریای^۶ (SST) خط استوا دارد (فارنتی و همکاران، ۲۰۱۳). مکانیک حرکت پیوند از دور بین منطقه حاره و برون حاره یک مسئله اصلی در تحقیقات جغرافیایی است. شواهد قابل توجهی یک ارتباط دینامیکی بین مناطق حاره و عرض‌های میانی را نشان می‌دهند (یانگ، ۲۰۱۵). سامانه اقلیمی حاره‌ای توسط فعالیت‌های همرفتی عمیق با مقیاس‌های افقی و عمودی بزرگ و اقلیم برون حاره توسط امواج سیار با سیکلون‌ها و آنتی سیکلون‌های حاکم بر آن،

مشخص می‌شوند (مون و ها، ۲۰۰۳). تغییر اقلیم منطقه حاره نقش بسیار مهمی بر اقلیم جهانی از طریق پل‌های جوی دارد (یانگ، ۲۰۱۵) و به علت تأثیراتی که بر اقلیم جهانی از طریق پیوند از دور دارد بسیار مهم و حیاتی شناخته شده است (لئو، ۲۰۱۵). اقیانوس‌های مناطق حاره با تغییر دمای هوای سطح، رطوبت، باد و همچنین توزیع ابرها، تغییر اقلیم در نواحی دورتر را از طریق امواج سیاره‌ای شبه ایستا و یا تغییر مسیر توفان‌ها سبب می‌شود (الکساندر، ۲۰۰۵). منطقه برون حاره نیز همان نقشی را که مناطق حاره در تغییر اقلیم جهانی بازی می‌کنند را دارند. خصوصاً در مقیاس‌های طولانی و یا درون دهه‌ای (لیو و یانگ، ۲۰۰۳). همچنین منطقه برون حاره می‌تواند اقلیم حاره را از طریق پل‌های اتمسفری و تونل اقیانوسی در مقیاس‌های درون دهه‌ای و بلندمدت تغییر دهد (بارنت، ۱۹۹۹؛ پایرس، ۲۰۰۰). مکانیسم‌های مسئول واکنش مناطق استوایی به تغییرات در برون حاره، روابط اقیانوسی-جو هستند. سازگاری حاره‌ای می‌تواند با توجه به محدودیت تعادل بودجه حرارتی اقیانوس تفسیر شود. یک تغییر در آلبیدوی نیمکره جنوبی باعث می‌شود اقیانوس گرمای کمتری از دست دهد، طوری که نیاز به کسب گرمای کمتر در مناطق حاره است (باربرو و نیلندر، ۲۰۰۸). برهمکنش الگوهای گردشی حاره-برون حاره^۷ (TEI)، برهمکنش و اندرکنش میان الگوهای گردشی دو ناحیه فوق است. برهمکنش حاره-برون حاره در طیف وسیعی از فرآیندها و در مقیاس‌های مختلف رخ می‌دهند. این برهمکنش در مقیاس‌های همدیدی و سیاره‌ای رشته امواج راسبی عرض‌های بالا و پایین، مناطق همگرایی سطح پایین نیمه دائمی حاره-برون حاره، نفوذ ترف‌های سطح بالا به منطقه حاره که به انتقال رطوبت حاره به برون حاره می‌انجامد (دی ورایس، ۲۰۱۲؛ دی ورایس و همکاران، ۲۰۱۶؛ المزروی و همکاران، ۲۰۱۶، کومار و همکاران، ۲۰۱۹) رخ می‌دهد. سهم برهمکنش حاره-برون حاره در فصل‌های انتقالی زیاد است که در این بین در تپه‌های جنوبی نیمه‌خشک ارتفاعات اطلس بیشترین برهمکنش حاره-برون حاره رخ می‌دهد و به سمت سواحل اطلس به‌وضوح کاهش می‌یابد (نیپرتیز، ۲۰۰۲). قسمت‌هایی

عامل صعود) به وسیله الگوهای گردشی اتمسفر فراهم می شوند (علیچانی، ۱۳۸۱). برای شروع این تحقیق فرض بر آن بود که در نتیجه برهمکنش گردشی عامل صعود برون حاره و الگوهای گردشی حامل رطوبت منطقه حاره، بارش های فرین ایران رخ می دهند؛ بنابراین در این تحقیق رابطه دینامیک اتمسفر در هنگام رخداد بارش های فرین ایران از سطح زمین تا سطوح فوقانی اتمسفر در دو منطقه حاره و برون حاره مورد بررسی قرار خواهد گرفت تا مشخص گردد چه برهمکنش و بین کدام الگوهای گردشی رخ خواهند داد که می توانند منجر به رویداد بارش های فرین ایران شوند. بر اساس موارد فوق و با توجه به اینکه شناسایی عوامل ایجاد بارش های فرین از اهمیت بالایی برخوردار است در این پژوهش سعی خواهد شد به شناسایی برهمکنش الگوهای گردشی حاره- برون حاره در روزهای با بارش فرین فراگیر ایران، به عنوان عامل اصلی در رخداد آن ها پرداخته شود.

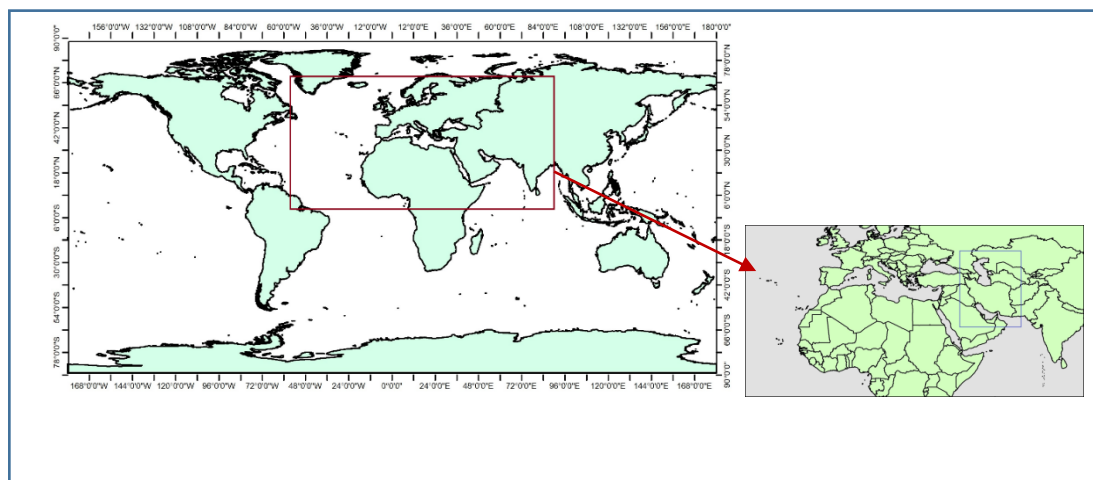
محدوده مورد مطالعه

کشور ایران در نیمکره شمالی و جنوب غرب آسیا، در محدوده خاورمیانه با مشخصات ۴۰-۲۵ درجه عرض شمالی و ۶۴-۴۴ درجه طول شرقی و با مساحت ۱،۶۴۸،۱۹۵ کیلومتر مربع واقع شده است. ایران کشوری ناهموار است و ارتفاع میانگین آن از تراز دریا حدود هزار و دویست و پنجاه متر است. آب و هوای آن با توجه به موقعیت جغرافیایی خود در فصول مختلف سال تحت تأثیر الگوهای گردشی مختلف، از نواحی حاره، جنب حاره و برون حاره قرار می گیرد. پرفشار سبیری، رودباد جبهه قطبی، بادهای غربی، فرودهای بلند مدیترانه و... از منطقه برون حاره، پرفشار آزر، کم فشار گنگ، فرود خلیج فارس از مناطق حاره و رودباد و پرفشار جنب حاره از مناطق جنب حاره این کشور را تحت تأثیر قرار می دهند. با توجه به اینکه هدف از این پژوهش، بررسی نقش برهمکنش الگوهای گردشی حاره- برون حاره بر روی بارش های فرین- فراگیر ایران است به منظور شناخت و شناسایی الگوهای گردشی، آگاهی نسبت به شکل گیری، مسیر، گسترش، اثرگذاری و برهمکنش الگوهای گردشی دو منطقه حاره و برون حاره، محدوده مورد مطالعه ۰ تا ۷۰ درجه شمالی است که هر دو

از خاورمیانه و چندین منطقه جنب حاره ای خشک همچون شمال غرب آفریقا، جنوب غرب آمریکای شمالی، جنوب آفریقا و آمریکای جنوبی تحت تأثیر بارش های فرین و سیلاب ها هستند. این وقایع همگی در نتیجه برهمکنش گردشی حاره - برون حاره بوده اند (دی ورایس و همکاران، ۲۰۱۶، الخالدی و همکاران، ۲۰۱۶). چندین ویژگی جو همانند ابرهای پرشار حاره ای^۸ (TP) و رودخانه های جوی^۹ (AR) ارتباط مستقیم با برهمکنش حاره- برون حاره و رخداد بارش های فرین دارند. ابرهای پرشار حاره ای، ابرهایی طویل و ممتد در تروپوسفر میانی و بالایی هستند که با جهتی شرق سو و قطب سو از منطقه حاره به جنب حاره و برون حاره با حداقل طول ۲۰۰۰ کیلومتر گسترش می یابد و از عرض ۱۵ درجه عبور می کند (مک گوریک و همکاران، ۱۹۸۸، اسکندری، ۱۹۹۵). رودخانه های جوی، کریدورهای باریک و طویل حامل بخار آب افقی هستند که با رودباد سطح پایین در جلوی جبهه سرد یک سیکلون ارتباط دارد و منبع رطوبتی آن منابع حاره و برون حاره است (رالف و هماران، ۲۰۱۷؛ کنی، ۲۰۱۸). انتقال رطوبت حاره، انتقال رطوبت از منطقه حاره به عرض های برون حاره در مقیاس همدیدی است (نیپرتیز و ورنلی، ۲۰۱۰) که از ویژگی های مهم گردش عمومی جو در ارتباط با منبع رطوبتی حاره و بارش برون حاره است و گاهی اوقات با سیکلون زایی ارتباط دارد (نیپرتیز و ورنلی، ۲۰۱۰؛ فروهلیچ و همکاران، ۲۰۱۳؛ سودمن و همکاران، ۲۰۲۰). ایران در منطقه جنب حاره قرار دارد (مسعودیان، ۱۳۹۰) و با توجه به موقعیت جغرافیایی خاص خود در منطقه انتقالی نسبت به الگوهای بزرگ مقیاس گردش عمومی وردسپهری (تروپوسفری) قرار دارد و محل برهمکنش سامانه های گردش حاره، جنب حاره و برون حاره است (مفیدی، ۱۳۸۴؛ مصطفایی و همکاران، ۱۳۹۴) که این برهمکنش منجر به تنوع زمانی- مکانی بارش می شود (علیچانی، ۱۳۷۴). در این صورت برهمکنش الگوهای گردشی حاره- برون حاره نیز می توانند بر ایران اثر بگذارد. در هر مکانی بارش زمانی اتفاق می افتد که هوای مرطوب و عامل صعود فراهم باشد. هر دوی این شرایط (هوای مرطوب و

83.Tropical Plumes

94.Atmospheric Rivers



شکل ۱. محدوده مورد مطالعه الگوهای گردشی حاره- برون حاره

فضایی همگن، بارش فرین داشته باشند روز با بارش فرین فراگیر شناخته شد. در طی ۳۱ سال بر اساس دو معیار تعیین شده برای تعریف روزهای با بارش بارش فرین فراگیر، ۴۵۰ روز به دست آمد. برای روزهای به دست آمده نقشه های بارش روزانه در محیط نرم افزاری Surfer ترسیم شدند تا به روش چشمی مشخص گردد کدام روزها بیشترین توزیع فضایی همگن را داشته اند. در نهایت ۹ روز که دارای بیشترین بارش و بیشترین توزیع مکانی همگن بودند برای انجام پژوهش انتخاب شدند.

ب: **داده های جو بالا:** بعد از انتخاب الگوهای مورد نظر داده های جو بالای همان روزها استخراج شد. داده های مورد استفاده: ارتفاع ژئوپتانسیل^{۱۰} (HGT) بر حسب متر، مؤلفه باد مداری^{۱۱} (VWIND) و نصف النهاری^{۱۲} (UWIND) بر حسب متر بر ثانیه و هستند. از آنجا که بررسی الگوهای گردشی دو منطقه حاره- برون حاره مد نظر است از داده های ارتفاع ژئوپتانسیل و مؤلفه های مداری و نصف النهاری باد استفاده شده است. نقشه های ارتفاع ژئوپتانسیل مهم ترین و کاراترین نقشه های جوی در تجزیه و تحلیل سینوپتیک هستند (قویدل رحیمی، ۱۳۹۵). با استفاده از نقشه های ارتفاع ژئوپتانسیل آرایش الگوهای گردشی مشخص می گردد.

10 . Geopotential
11 . V-component of wind
12 . U-component of wind

منطقه حاره و برون حاره را پوشش دهد. طول جغرافیایی محدوده مورد مطالعه نیز ۵۰ درجه طول غربی تا ۹۰ درجه طول شرقی در نظر گرفته شد. به این دلیل که الگوهای گردشی مؤثر بر اقلیم ایران بر اساس مطالعات همدیدی صورت گرفته در این محدوده گسترش و جابه جایی بیشتری دارند (شکل ۱).

مواد و روش ها

از آنجا که اقلیم شناسی همدید سعی دارد رابطه بین الگوهای گردش اتمسفر و پدیده های سطح زمین را شناسایی کند (علیچانی، ۱۳۸۱؛ مسعودیان، ۱۳۸۵) برای انجام این تحقیق از دو دسته داده های سطح زمین و داده های جو بالا به شرح زیر استفاده شده است. الف: داده های محیطی (سطح زمین): داده های بارش روزانه ایستگاههای هواشناسی همدید از سازمان هواشناسی کشور از سال ۱۹۸۹ تا ۲۵ ژانویه ۲۰۲۰ تهیه شد. در این پژوهش روز با بارش فرین روزی است که بارش آن برابر و یا بیشتر از صدک ۹۵ است. به همین دلیل برای هر ایستگاه و برای تمام روزهای ۳۱ سال (۱۹۸۹-۲۰۲۰)، بر اساس نمایه نسبی شاخص صدکی ۹۵، آستانه بارش فرین به دست آمد. بارش هر روز که برابر و یا بیشتر از آستانه بود روز با بارش فرین تعریف شد. سپس معیار فراگیر بودن روزهای با بارش فرین مشخص گردید. به این منظور چنانچه از بین ایستگاه های انتخابی ۲۰ ایستگاه و یا بیشتر به شرط توزیع

جدول ۱. روزهای انتخابی جهت انجام

روزهای انتخابی		
روز	ماه	سال
۳	فوریه	۱۹۹۳
۵	نوامبر	۱۹۹۴
۲۶	مارس	۲۰۰۳
۱۳	ژانویه	۲۰۰۴
۲۹	ژانویه	۲۰۱۳
۱۰	نوامبر	۲۰۱۵
۱۳	فوریه	۲۰۱۷
۲۵	نوامبر	۲۰۱۸
۲۵	مارس	۲۰۱۹

(شکل ۲.A.B) نشان می دهند که در ترازهای ۸۵۰ و ۸۰۰ هکتوپاسکال یک سردچال عرض میانی از جریان اصلی خود که یک ناوه در منطقه جنب قطبی است جدا شده و هسته آن بر روی ترکیه واقع شده است. منحنی های بیرونی این سردچال به منطقه حاره نفوذ و تا ۱۰ درجه شمالی بر روی شرق آفریقای شمالی و دریای سرخ کشیده شده است. منطقه واگرایی این سردچال بر روی دریای سرخ، شبه جزیره عربستان و ایران قرار دارد که منجر به ناپایداری و صعود هوای سطح زمین این نواحی شده است. پر ارتفاع عربستان در جنوب شرق سردچال واقع شده و نواحی جنوب شرق و شرق ایران را در بر گرفته است. ورود سردچال به مناطق حاره منجر به فرارفت رطوبت و دما از منطقه حاره به برون حاره از طریق حرکت چرخندی شده است. بین سردچال و پر ارتفاع عربستان همسویی و برهمکنش رخ داده است. این همسویی از جنوب دریای سرخ شروع و با عبور از شبه جزیره عربستان و خلیج فارس تا شمال شرق ایران با جهتی نصف النهاری (جنوب غرب- شمال شرق) ادامه دارد. محل این منطقه همسویی با توجه به موقعیت قرارگیری دو الگوی مذکور در ترازهای مختلف متفاوت است. در منطقه همسویی دو الگو، واگرایی سردچال و منطقه واگرایی پر ارتفاع عربستان در راستای هم امتداد دارند. پر ارتفاع با حرکات واچرخندی و سردچال با حرکات چرخندی خود در امتداد هم منجر به انتقال حجم بیشتری از رطوبت و دمای منطقه حاره به ایران می شوند. عمق نفوذ سرد چال در تراز زیرین به منطقه

استفاده از داده مداری و نصف النهاری باد نیز به منظور ترسیم رودبادهای استخراج شد. داده های منتخب، داده های ERA۵ هستند که از سایت <https://www.ecmwf.int> استخراج شده اند. در این تحقیق از مقیاس زمانی روزانه و در چهار دیده بانی (۰۰,۰۰,۰۰,۰۶,۰۰,۱۲,۰۰,۱۸) استفاده شده است. استخراج داده ها در ۵ تراز ۸۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال (تراز زیرین)، ۷۰۰,۶۰۰,۵۰۰ (تراز میانی) صورت گرفته است. استفاده از داده های جوی در دو تراز زیرین و میانی به منظور یافتن پیوند و ارتباط بین بارش های فرین فراگیر با الگوهای گردشی در هر دو تراز مذکور است. نقشه های سینوپتیک ارتفاع ژئوپتانسیل و رودبادهای با استفاده از داده های جو بالا ترسیم و پس از تجزیه و تحلیل آن ها نتیجه گیری انجام شد.

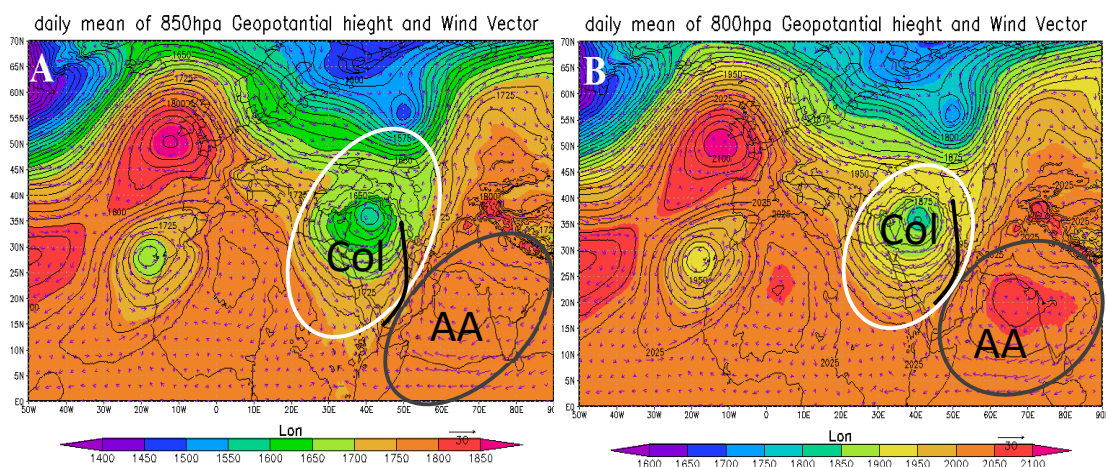
نتایج و بحث

با توجه به آن که ۹ روز با بارش فرین فراگیر تحلیل و تفسیر شده اند، آوردن تمام متن و نقشه ها در این مقاله امکان پذیر نیست؛ بنابراین به عنوان نمونه از نقشه ها و تفاسیر روز ۲۵ مارس ۲۰۱۹ استفاده شده است. در جدول (۱)، ۹ روز با بارش فرین فراگیر انتخابی آمده است.

نفوذ حاره ای سردچال و ناوه غربی عرض میانی و برهمکنش با پر ارتفاع جنب حاره

الف: تراز زیرین (۸۵۰ و ۸۰۰ هکتوپاسکال)

نقشه های ارتفاع ژئوپتانسیل در روز ۲۵ مارس



شکل ۲. خطوط مشکی ممتد میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل (ژئوپتانسیل متر)، فلش های بنفش جریان باد وکتور (متر بر ثانیه). دایره سفید سردچال ترکیه، خط مشکی محل همگرایی سردچال ترکیه و پرارتفاع عربستان، دایره خاکستری پرارتفاع عربستان را در روز ۲۵ مارس سال ۲۰۱۹ در تراز زیرین ۸۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال) نشان می دهند.

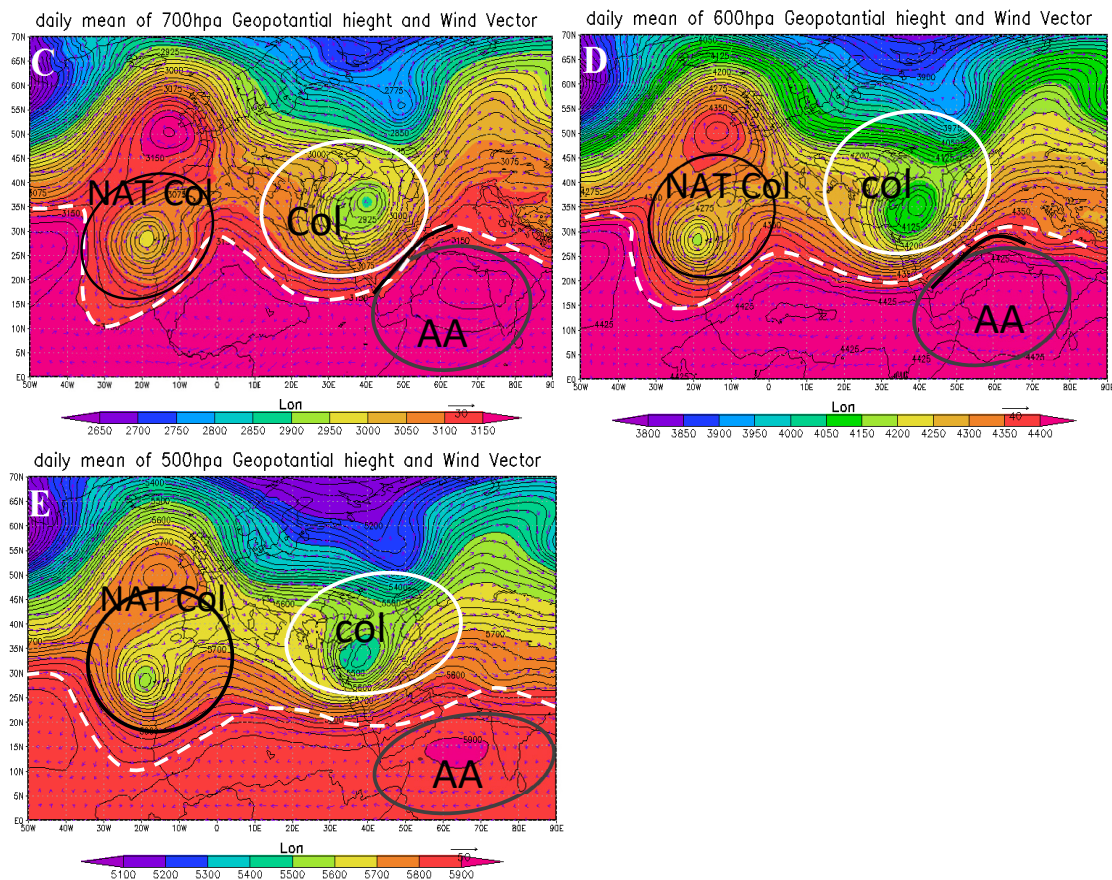
Col(cut off low), AA(Arabic Anticyclone)

حاره بیشتر از ترازهای بالایی است در نتیجه اثرات آن در تشدید و ناپایداری جو و انتقال برون حاره‌ای رطوبت حاره، بیشتر است.

ب: تراز میانی الگوی (۷۰۰ و ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال)

تفاوت نقشه های ارتفاع ژئوپتانسیل با تراز زیرین مشاهده می شود (شکل ۳). انشعاب و دو شاخه شدن بادهای غربی به علت پدیده بلاکینگ سردچال شرق اقیانوس اطلس رخ داده است. شاخه جنوبی از جنوب سردچال می گذرد. یک ناوه عمیق شاخه جنوبی بادهای غربی در جنوب سردچال ترکیه تشکیل شده است که منطقه واگرایی آن بر روی ایران و در راستای منطقه واگرایی سردچال که مناطق شمال غرب و غرب ایران را در بر گرفته است قرار دارد. جنوب شرق و شرق ایران زیر نفوذ پر ارتفاع عربستان واقع شده‌اند. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال با نفوذ شاخه جنوبی بادهای غربی تا ۱۵ درجه شمالی، عمق نفوذ سردچال کاهش یافته و منحنی بیرونی آن از ۱۵ درجه در تراز زیرین به ۲۱ درجه شمالی رسیده که از دریای سرخ مرکزی عبور می کند (شکل ۳.C). پر ارتفاع عربستان به سمت شرق و جنوب جابه‌جا شده است. هسته آن که در تراز زیرین بین ۱۵ تا ۲۶ درجه و ۶۰ تا ۷۵ درجه شرقی قرار دارد در این تراز به ۱۵ تا ۲۰ درجه شمالی و ۶۲ تا ۷۸ درجه شرقی واقع شده است. با توجه به ناوه غربی شاخه جنوبی بادهای غربی، مرز

همسویی و برهمکنش بین پر ارتفاع عربستان و ناوه غربی رخ می دهد. شروع منطقه همسویی از جنوب دریای سرخ تا ۶۰ درجه شرقی در جنوب ایران ادامه دارد. طول منطقه همسویی نسبت به ترازهای پایین کاهش یافته و به عرض های بالاتر ایران وارد نشده است. جریان باد در منطقه همسویی دو الگو در تراز زیرین از نظم خاصی پیروی نمی کند اما در این تراز به‌طور منظم و با جهتی جنوب غرب- شمال شرق جریان دارد. مناطق غرب، شمال غرب، جنوب غرب، مرکز و شمال شرق ایران زیر نفوذ واگرایی سردچال و ناوه غربی جنوب آن قرار دارد. سردچال شرق اقیانوس اطلس تا ۱۲ درجه شمالی بر روی اقیانوس اطلس نفوذ کرده است. منطقه واگرایی آن در غرب آفریقای شمالی مستقر است. پرفشار آفریقای شمالی در شرق آن قرار دارد. بین این دو الگو نیز برهمکنش و همسویی رخ داده است که منجر به انتقال دما و رطوبت از اقیانوس اطلس به مناطق جنب حاره می شود، اما با توجه به اینکه دو الگو در عرض های پایین تر قرار دارند همسویی آن‌ها تا ۲۵ درجه ادامه دارد. رطوبت منطقه حاره که از طریق همگرایی این دو الگو به عرض های جنب حاره منتقل می شود توسط جریانات شاخه جنوبی به سمت شرق هدایت و با رسیدن به دریای سرخ توسط منطقه واگرایی ناوه غربی به ایران می رسد. در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳.D) منحنی بیرونی سردچال تا ۲۴



شکل ۳. خطوط مشکی ممتد میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل (ژئوپتانسیل متر)، فلش های بنفش جریان باد و کتور (متر بر ثانیه). دایره سفید سردچال ترکیه، خط مشکی منقطع محل همگرایی شاخه جنوبی بادهای غربی و پرارتفاع عربستان در نقشه های C,D. دایره خاکستری پرارتفاع عربستان، دایره مشکی سردچال اقیانوس اطلس شمالی، منحنی سفید منقطع شاخه جنوبی بادهای غربی در ۲۵ مارس سال ۲۰۱۹ و در تراز میانی (۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰ هکتوپاسکال) را نشان می دهند.

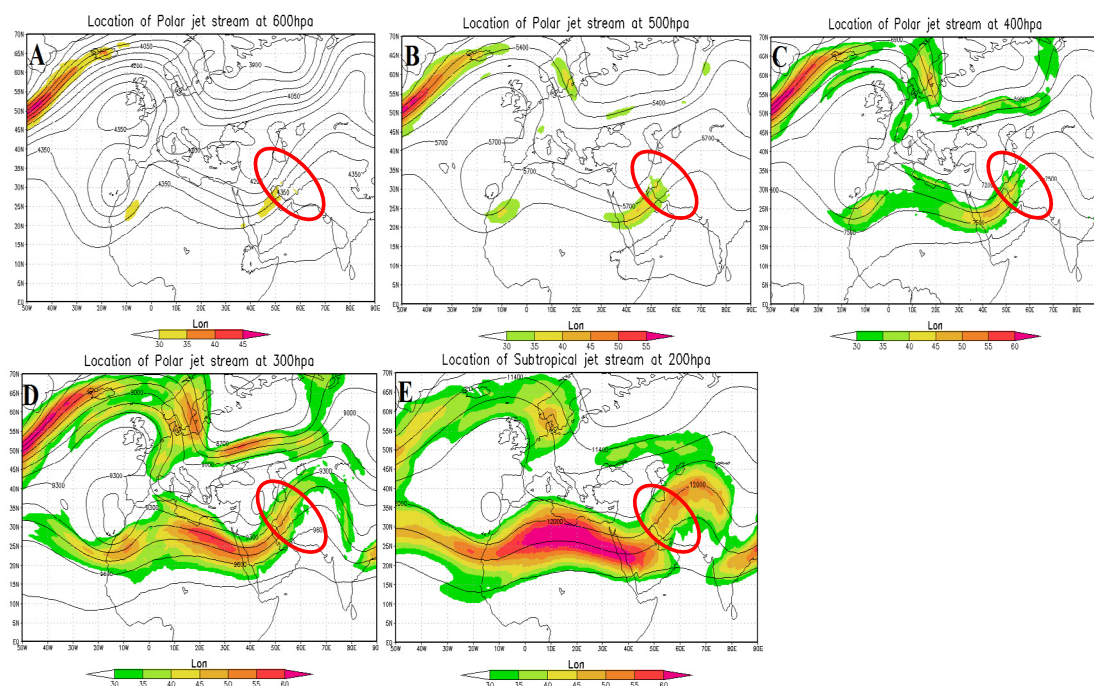
Col(cut off low), AA(Arabic Anticyclone), NAT col(Northern Atlantic cut off low)

بر روی ۱۵ درجه همسویی رخ داده که از جنوب دریای سرخ شروع و با عبور از مناطق جنوبی شبه جزیره عربستان تا مدار ۶۰ درجه شرقی بر روی دریای عمان ادامه دارد و وارد ایران نشده است. از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به بالا به علت انتقال جنوب سوی پرارتفاع عربستان بر روی اقیانوس هند، انتقال رطوبت و دما از عرض های پایین به مناطق جنب حاره و برون حاره تنها از طریق ناوه غربی شاخه جنوبی بادهای غربی صورت می گیرد.

نفوذ حاره ای رودباد جبهه قطبی و برهمکنش با سردچال عرض میانی و پرارتفاع حاره الگوی ۲۵ مارس سال ۲۰۱۹ شروع رودباد جبهه قطبی از منطقه حاره و بر روی مدار ۲۰ درجه است که نشان از نفوذ رودباد جبهه قطبی به منطقه حاره

درجه شمالی پسروری دارد و منحنی بیرونی ناوه غربی به ۱۷ درجه شمالی رسیده است که پر ارتفاع عربستان فرصت انتقال به سمت غرب و شمال را داشته است. در این تراز با کاهش عمق ناوه غربی، منطقه واگرایی آن حالت نصف النهاری کمتری نسبت به ترازهای پایین دارد. در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال همسویی و برهمکنش بین دو الگو از ۱۵ تا ۱۸ درجه بر روی دریای سرخ شروع شده و با گذر از شبه جزیره عربستان به شرق دریای عمان و جنوب شرق ایران می رسد.

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اثرات پر ارتفاع عربستان بر روی جنوب شرق ایران از بین رفته است و به جنوب مدار ۱۵ درجه شمالی بر روی اقیانوس هند واقع شده است (شکل ۳، E). در این تراز منطقه همگرایی شکل نگرفته است؛ اما بین دو الگو



شکل ۴. رودباد جبهه قطبی ترازهای ۵۰۰، ۴۰۰، ۳۰۰ هکتوپاسکال و رودباد جنب‌حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال روز ۲۵ مارس ۲۰۱۹. بیضی قرمز رنگ موقعیت جغرافیایی ایران را نشان می‌دهد

ارتفاعات البرز کشیده شده است (شکل ۴، C). هسته مرکزی آن با ۵۰ متر بر ثانیه بر شمال شبه‌جزیره عربستان قرار دارد. در ۳۰۰ هکتوپاسکال که رودباد جبهه قطبی به حداکثر سرعت و گسترش خود می‌رسد از محل انشعاب جریانات غربی شروع و تا غرب نقشه ادامه دارد (شکل ۴، D). هسته مرکزی رودباد با ۶۰ متر بر ثانیه از ۱۰ درجه شرقی بر روی شمال آفریقا و شبه‌جزیره عربستان واقع شده است. در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال گسترش رودباد از ۱۰ درجه در جنوب محور ناوه تا ۳۰ درجه شمالی است که انتقال آن به مناطق حاره به انتقال و صعود رطوبت می‌انجامد. رودباد جنب‌حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و بر روی رودباد جبهه قطبی تراز زیرین قرار دارد (شکل ۳، E). گسترش آن بسیار زیاد است و بین ۱۰ تا ۳۵ درجه شمالی پهنای دارد. هسته رودباد ۶۵ متر بر ثانیه است که بر روی شمال آفریقا، دریای سرخ شمالی و غرب شبه‌جزیره عربستان واقع شده است. رودباد جنب حاره تمام ایران را فراگرفته است و سرعت ۵۰ متر بر ثانیه بر روی استان‌های بوشهر و فارس قرارگرفته است. شکل‌گیری رودباد جبهه قطبی در ترازهای

می‌باشد. با توجه به نفوذ رودباد جبهه قطبی به منطقه حاره و جنب حاره و شکل‌گیری از تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال که به سطح زمین نزدیک تر است به همراه منطقه واگرایی سردچال نقش مهمی در مکش و صعود رطوبت حاره به برون حاره دارد. ناپایداری و تشدید صعود سطح زمین با برهمکنش دو الگوی رودباد و سردچال بیشتر می‌شود (شکل ۴، A). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال رودباد جبهه قطبی که از ۲۰ درجه شرقی در شمال آفریقا و بر روی کشور چاد و بین ۲۰ تا ۲۵ درجه شمالی در امتداد منطقه واگرایی سردچال تا ۵۳ درجه شرقی به درون ایران می‌رسد (شکل ۴، B). هسته سرعت آن با ۴۰ متر بر ثانیه در شمال شبه‌جزیره عربستان قرار دارد. قسمت جلوی رودباد بر روی غرب ایران و استان‌های با بارش فرین (کهکیلویه و بویراحمد، چهارمحال و بختیاری، لرستان) واقع شده است. استان‌های زیر رودباد شامل لرستان، ایلام، خوزستان، کهکیلویه و بویر احمد و چهارمحال و بختیاری است. در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال رودباد جبهه قطبی گسترش یافته است و از غرب سردچال اقیانوس اطلس شروع و به نیمه غربی ایران تا

۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال منجر به ناپایداری و تشدید بیشتر صعود هوای سطح زمین و تراز زیرین شده است.

یافته ها

نتایج نشان از برهمکنش الگوهای گردشی حاره- برون حاره دارد که توسط نفوذ حاره ای عوامل دینامیک برون حاره رخ داده اند. عوامل برون حاره که به منطقه حاره نفوذ داشته اند سردچال عرض میانی، ناوه شاخه جنوبی بادهای غربی در نتیجه شکست امواج غربی و رودباد جبهه قطبی هستند.

۱: سردچال ها و ناوه غربی شاخه جنوبی: سردچال ها از جریان اصلی خود که ناوه های عمیق منطقه جنب قطبی هستند جدا شده و وارد منطقه جنب حاره و حاره شده اند. سردچال ها نتیجه وزش نصف النهاری بادهای غربی هستند که فرودهای غربی عمیق تر می شود و تا عرض های جغرافیایی پایین ادامه می یابد. در مطالعات قبلی به نقش سردچال ها بر بارش های ایران پرداخته شده است. (رضایی بنفشه و همکاران، ۱۳۹۴؛ حسینی صدر و همکاران، ۱۳۹۸؛ رنجبر و توحیدی، ۱۳۹۳؛ عزیزی و همکاران، ۱۳۹۷، ۱۳۹۸؛ طاوسی، ۱۳۹۵؛ امیدوار و همکاران، ۱۳۹۴؛ کیانی و همکاران، ۱۳۹۹؛ قویدل رحیمی و حاتمی، ۱۳۹۵؛ کریمی، ۱۳۹۹)، اما نفوذ حاره ای سردچال ها، ناوه های غربی و اثر نفوذ حاره ایی آن ها بر بارش های ایران شناسایی نشده اند.

نفوذ حاره ای دو سردچال در دو قسمت از منطقه مورد مطالعه در انتقال رطوبت به برون حاره و بر روی ایران اثرگذار است. ۱. سردچال ترکیه ۲. سردچال اقیانوس اطلس شمالی و غرب آفریقای شمالی. سردچال ترکیه با عبور از خاورمیانه وارد منطقه حاره شده اند. در تمام روزهای بررسی شده، هسته مرکزی سردچال بر روی ترکیه واقع شده است. منحنی های بیرونی سردچال وارد منطقه حاره شده و تا دریای سرخ جنوبی، شبه جزیره عربستان و شرق آفریقای مرکزی و حتی خط استوا ادامه دارند. واگرایی سردچال ترکیه، خاورمیانه را در برگرفته است که منجر به استقرار شرایط ناپایداری و صعود هوا بر روی این مناطق شده است. میزان نفوذ حاره ای سردچال در ترازهای مختلف، متفاوت است. بیشترین میزان نفوذ آن ها به

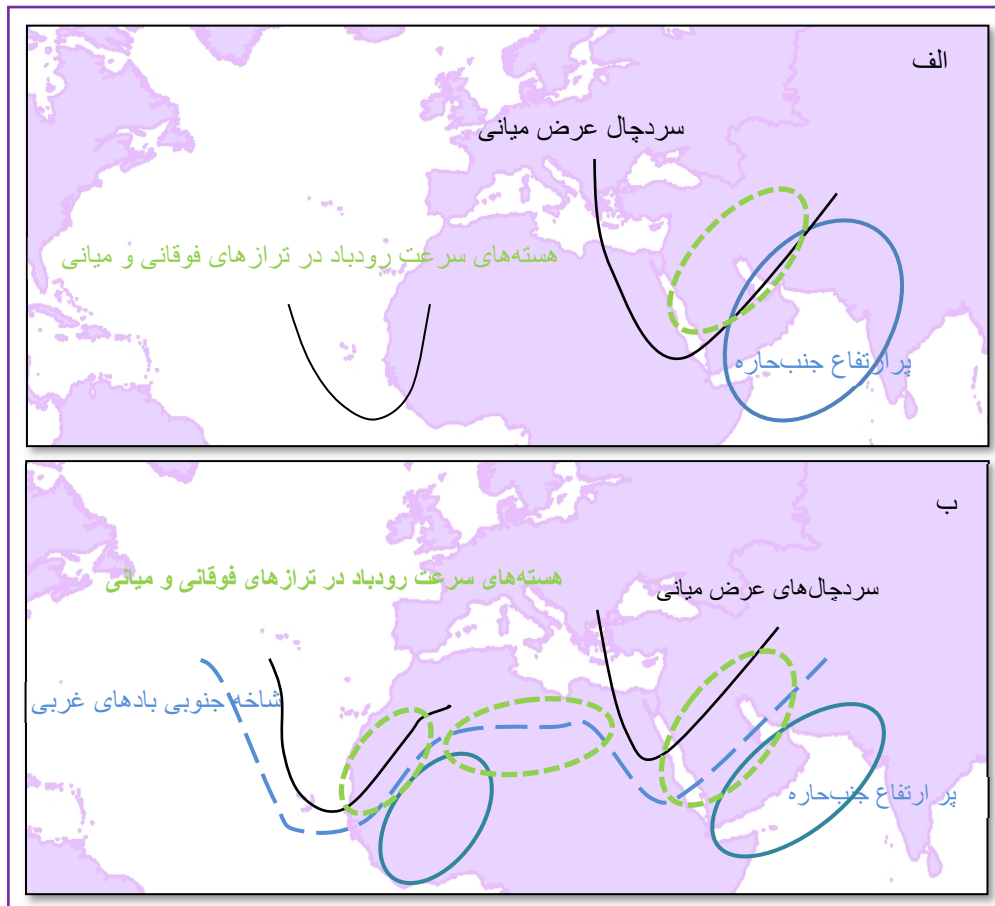
منطقه حاره در تراز زیرین است. با صعود به ترازهای فوقانی، از میزان نفوذ حاره ای سردچال کاسته می شود و در مواردی به یک ناوه عمیق تبدیل می شوند. سردچال، در تراز زیرین وارد منطقه حاره بین خط استوا تا ۱۵ درجه شمالی می شود. در تراز میانی، شکست امواج غربی (راسبی)، در غرب اقیانوس اطلس به علت رخداد پدیده های بلاکینگ سردچال و امگا که بر روی اقیانوس اطلس، آفریقای شمالی و اروپا رخ داده اند، صورت گرفته است. شکست امواج غربی منشعب شدن بادهای غربی و رودبادهای جبهه قطبی به دو شاخه شمالی و جنوبی را در پی دارد. شاخه شمالی در شمال پدیده بلاکینگ و بر روی منطقه برون حاره و جنب قطبی جریان دارد. شاخه جنوبی در جنوب بلاکینگ وارد منطقه حاره شده است. متعاقب ورود شاخه جنوبی بادهای غربی به منطقه حاره، شکل گیری یک ناوه بلند در جنوب سردچال ترکیه است که شرق آفریقای شمالی، دریای سرخ و خاورمیانه را در برمی گیرد. واگرایی ناوه غربی شاخه جنوبی به موازات واگرایی سردچال وارد ایران شده است. واگرایی سردچال مناطق شمال غرب، غرب و شمال ایران را در برمی گیرد. واگرایی ناوه غربی نیز دیگر مناطق ایران را پوشش داده است. با ورود ناوه غربی شاخه جنوبی بادهای غربی به منطقه حاره میزان نفوذ حاره ای سردچال کاهش می یابد و منحنی بیرونی آن به عرض های جنب حاره می رسد. میزان نفوذ در تراز میانی بین ۱۷ تا ۲۵ درجه شمالی متغیر است و ناوه غربی به ۱۵ درجه شمالی می رسند. نفوذ حاره ای سردچال و ناوه غربی منجر به انتقال رطوبت و دمای منطقه حاره به برون حاره در جهت حرکت چرخندی خود و در امتداد منطقه واگرایی سردچال و ناوه غربی جنوب آن شده است. ایران تحت نفوذ منطقه واگرایی سردچال و ناوه غربی است که این امر صعود هوا و ناپایداری جو ایران را در پی دارد و با انتقال رطوبت حاره به ایران تحت تأثیر ناپایداری ایجاد شده توسط سردچال، صعود رطوبت و وقوع بارش رخ می دهد.

سردچال اقیانوس اطلس شمالی و غرب آفریقای شمالی در تمام الگوها در تراز میانی (۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰ هکتوپاسکال) شکل گرفته است که منجر به منشعب شدن بادهای غربی می شود. با توجه به موقعیت جنوبی تر ناوه ای که سردچال از آن جدا می شود نفوذ حاره ای سردچال اقیانوس اطلس شمالی بیشتر

جنوبی، مرکز و غرب ایران دارد. در تراز میانی با گسترش ناوه غربی جنوب سردچال که مناطق بیشتری از جنوب ایران را در برمی گیرد هسته پراتفعا عربستان جنوبی تر می شود و بر روی دریای عرب و در مواردی حواشی جنوب شرق شبه جزیره عربستان قرار می گیرد. این نفوذ، منجر به انتقال جنوب سوی پراتفعا عربستان به جنوب مدار ۱۵ و در مواردی ۱۰ درجه شمالی می شود و مانع پیشروی پراتفعا عربستان به بالای ۱۵ درجه شمالی می شود. از تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال به بالا پراتفعا عربستان نقشی بر روی اقلیم ایران ندارد. بیشترین اثر آن بر روی ایران در تراز زیرین و در تراز میانی تا ۶۰۰ هکتوپاسکال است. به بیانی دیگر هر چه به ترازهای بالاتر صعود کنیم میزان تأثیر پراتفعا عربستان بر روی ایران کاهش می یابد. در تراز میانی پراتفعا عربستان محدود به نواحی جنوب شرق و شرق ایران می شود. نقش مهم دیگری که پراتفعا عربستان ایفا می کند تقویت رطوبتی منطقه ITCZ در شرق آفریقای مرکزی است که محل صعود رطوبت حاره توسط سردچال، ناوه غربی و رودباده ها هستند. پراتفعا عربستان با حرکت و اچرخندی خود رطوبت اقیانوس هند را به شرق آفریقای مرکزی می رساند. جایگاه و موقعیت استقرار هسته مرکزی پراتفعا و میزان گسترش آن به سمت شمال و غرب را میزان نفوذ حاره ای سردچال ها و ناوه غربی تعیین کرده اند. در بیشتر ترازها هسته پراتفعا بر روی آب های گرم دریای عرب و دریای عمان واقع شده است. پراتفعا عربستان عامل مهمی در انتقال برون حاره ای رطوبت حاره با جهتی جنوب غرب- شمال شرق در تراز میانی و جنوبی- شمالی در تراز زیرین است. مطالعات محدودی در رابطه با نقش پرفشار عربستان بر اقلیم ایران و انتقال رطوبت به ایران کار شده است (لشکری و محمدی، ۱۳۹۵، لشکری و همکاران، ۲۰۱۵، محمدی و لشکری، ۱۳۹۷، رضیعی، ۲۰۱۲، کریمی، ۱۴۰۰، خوشحال و همکاران، ۱۳۸۸)؛ اما در این پژوهش موقعیت قرارگیری پرفشار عربستان در ترازهای مختلف جوی و میزان نفوذ آن بر ایران در ترازهای مختلف، برهمکنش آن با سردچال عرض میانی، نقش آن در انتقال رطوبت حاره و شکل گیری رودخانه های جوی، تغذیه رطوبتی رودخانه جوی، محل همسویی دو الگوی پراتفعا عربستان و سردچال عرض میانی

است و اغلب به خط استوا و ۵ درجه شمالی بر روی اقیانوس اطلس می رسد. نفوذ آن منجر به انتقال رطوبت اقیانوس اطلس به عرض های جنب حاره می شود و از آنجا توسط شاخه جنوبی بادهای غربی و هسته های سرعت رودباد به دریای سرخ می رسد. در جنوب شرق و شرق هر دو سردچال جریانات و اچرخندی پر ارتفاع جنب حاره حاکم است. این پراتفعا در جنوب شرق و شرق سردچال ترکیه پراتفعا عربستان است که هسته مرکزی آن بر روی دریای عرب، دریای عمان و غرب شبه جزیره هندوستان واقع شده است. پراتفعا عربستان با جریان و اچرخندی خود و عبور از آب های گرم حاره به انتقال رطوبت حاره به برون حاره و جنب حاره می انجامد. موقعیت قرارگیری هسته پراتفعا و میزان گسترش آن تحت تأثیر نفوذ حاره ای سامانه های غربی در ۲ تراز زیرین و میانی تغییر می یابد. با توجه به نفوذ بیشتر شاخه جنوبی بادهای غربی و مداری شدن جریانات غربی در تراز میانی جابه جایی شرق سو و جنوب سوی پراتفعا رخ می دهد. پراتفعا عربستان در تراز زیرین بیشترین حاکمیت را بر روی ایران دارد. درواقع در تراز زیرین ایران تحت حاکمیت دو الگوی سردچال در مناطق غرب و شمال و پراتفعا در مناطق جنوبی و شرق است.

پراتفعا عربستان نقش بسیار مهمی در انتقال رطوبت حاره به ایران و ایجاد بارش دارد. پراتفعا عربستان در جنوب و جنوب شرق سردچال و ناوه غربی واقع شده است. زبانه های آن از روی آب های گرم حاره و جنب حاره عبور کرده اند و با جریان و اچرخندی خود به انتقال رطوبت بدنه های آبی اقیانوس هند، دریای عرب و دریای سرخ جنوبی از منطقه حاره، رطوبت بدنه های آبی خلیج فارس و دریای عمان از منطقه جنب حاره به برون حاره شده است. میزان نفوذ سردچال عرض میانی در تراز زیرین و ناوه غربی در تراز میانی شاخص مهم تعیین کننده جایگاه و موقعیت هسته پراتفعا عربستان و میزان گسترش آن به سمت غرب و شمال است. در تراز زیرین با توجه به نفوذ شدید سردچال عرض میانی و نفوذ واگرایی آن بر روی شبه جزیره عربستان و ایران، هسته پراتفعا عربستان بر روی پاکستان، شمال شبه جزیره عربستان، دریای عمان و اقیانوس هند مستقر می شود. در تراز زیرین پراتفعا عربستان نفوذ شدیدی بر روی ایران در نواحی شرق، جنوب شرق، سواحل



شما تیک سامانه های همدیدی در روزهای با بارش فرین فراگیر الف: تراز زیرین (۸۵۰، ۸۰۰ هکتوپاسکال)، ب: تراز میانی (۷۰۰، ۶۰۰، ۵۰۰ هکتوپاسکال).

و تقویت رطوبتی نقطه منشأ شکل گیری رودخانه جوی توسط پرارتفاع عربستان بررسی شده‌اند.

۲: رودباد جبیه قطبی: با بررسی نقشه های رودباد، شاهد ورود و یا شکل گیری رودباد جبیه قطبی در منطقه حاره هستیم. در بیشتر روزهای مورد بررسی رودبادهای جبیه قطبی از تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال شکل گرفته است و مناطق غرب و جنوب غرب ایران را که مناطق با بارش فرین هستند در بر گرفته است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل گیری رودباد جبیه قطبی در محدوده مورد مطالعه از ۲۰ درجه شمالی بر روی دریای سرخ و یا شرق آفریقای شمالی شروع و با جهتی نصف النهاری در راستای واگرایی سردچال و ناوه غربی به مناطق غرب و جنوب غرب ایران وارد می شود. از آنجا که رودباد جنب حاره ارتفاع زیادی دارد منطقه بارو کلینیک

هسته های رود باد جنب حاره تا طبقات میانی (تا حدود ۴۰۰ هکتوپاسکال) ادامه دارد؛ اما رودباد جبیه قطبی به علت نزدیکی به سطح زمین اثر شدیدی بر روی اقلیم سطح دارد (علیجانی، ۱۳۸۱)؛ بنابراین شکل گیری رودباد جبیه قطبی در تراز ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال یکی از عوامل مهم در رخداد بارش های فرین الگوهای انتخابی است که ناپایداری جو و انتقال رطوبت بیشتر حاره به برون حاره را سبب می شود. در مطالعات قبلی در رابطه با رودبادها به نقش رودباد جنب حاره در ایجاد ناپایداری و انتقال رطوبت از دریای سرخ، خلیج فارس و حتی مناطق حاره تأکید شده است (برنا، ۱۳۹۴؛ خورشید دوست و همکاران، ۱۳۹۵). در این پژوهش نفوذ حاره ای رودباد جبیه قطبی نیز آشکار شده اند. آنها وارد ایران شده و شرایط صعود و ناپایداری را ایجاد کرده اند. نقشه ها نشان

پرک و همکاران، ۱۳۹۴؛ لشکری و همکاران، ۱۳۹۱؛ راستگو و همکاران، ۱۳۹۷، رفعتی و همکاران، ۱۳۹۳، محمدی و همکاران، ۱۳۹۱) اما برهمکنش الگوهای گردشی حاره- برون حاره و نقش آن بر بارش های فرین ایران انجام نگرفته است. همچنین در سطح جهانی بیشتر مطالعات انجام شده بر روی برهمکنش الگوهای گردشی حاره- برون حاره به نقش آن ها بر روی ابرهای حاره ای انجام شده است (McGurik, ۱۹۸۷; Lau and Chan, ۱۹۸۸; Kuhnelt, ۱۹۸۹; Frohlich and et al, ۲۰۱۳; Sandya and et al, ۲۰۰۲, ۲۰۰۵, ۲۰۱۶). نتایج نشان داد برهمکنش الگوهای گردشی حاره- برون حاره در رخداد بارش های فرین - فراگیر با صدک ۹۵ ایران نقش اصلی را به عهده دارند. برای رخداد بارش نیاز به رطوبت و صعود آن است. برهمکنش الگوهای دو ناحیه مذکور هر دو عامل را برای رخداد بارش های فرین- فراگیر ایران فراهم می کنند. نتایج کار نشان داد که در زمان رخداد بارش های فرین فراگیر ایران شرایط ذیل حاکم است:

۱. ورود سردچال عرض میانی ترکیه و سردچال اقیانوس اطلس به مناطق حاره و جنب حاره در تراز زیرین. فراهم شدن شرایط ناپایدار جوی بر روی ایران به علت حاکمیت منطقه واگرایی سردچال.

۲. دو شاخه شدن بادهای غربی در غرب اقیانوس اطلس و شکل گیری ناوهای غربی در جنوب سردچال در تراز میانی. در تراز میانی سردچال ها پسروی شمال سو داشته و ناوهای غربی نفوذ حاره های بیشتری دارند. طوری که در تراز میانی به علت نفوذ بیشتر ناوهای غربی بر روی ایران، پراترفاع عربستان جنوب سو شده و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به جنوب ۱۵ درجه عرض شمالی بر روی اقیانوس اطلس می رسد.

۳. برهمکنش سردچال ها و ناوهای غربی با پراترفاع های جنب حاره در شرق و جنوب شرق سردچال عرض میانی. پراترفاع جنب حاره عربستان در شرق سردچال ترکیه و پراترفاع جنب حاره شمال غرب آفریقا در شرق سردچال اقیانوس اطلس. اندرکنش دو الگو فرارفت رطوبت حاره به برون حاره را سبب می شوند.

۴. برهمکنش بین الگوهای گردشی مختلف حاره-

می دهند که قسمت استوایی رودباد در تراز ۴۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال به زیر ۱۵ درجه شمالی و تا ۱۲ درجه شمالی می رسد و مناطق وسیع حاره، جنب حاره و برون حاره را تا ۴۰ درجه شمالی در برمی گیرند. رودباد جنب حاره در دو مورد از روزهای مورد بررسی به ۱۰ درجه شمالی و رودباد جبهه قطبی به ۱۲ درجه شمالی در جنوب باب المندب می رسد. در حالی که محمدی و همکاران (۱۳۹۸) بیان کرده اند در زیر ۱۵ درجه امکان وجود رودباد صفر است. رودباد جبهه قطبی تراز ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال زیر هسته های سرعت رودباد ترازهای بالاتر است. در این ترازها رودباد از ۲۰ درجه شمالی شروع شده اند و از جنوب دریای سرخ شروع و با جهتی جنوب غرب- شمال شرق با عبور از شبه جزیره عربستان و خلیج فارس به نواحی جنوب غرب و غرب ایران وارد می شوند. نفوذ حاره ای رودباد جبهه قطبی مکش و انتقال بیشتر رطوبت حاره به برون حاره را در امتداد واگرایی سردچال و ناوهای غربی و همچنین قسمت غربی پراترفاع را در پی دارد. در واقع یک برهمکنش و همکاری بین منطقه واگرایی سردچال و ناوهای غربی و قسمت غربی پراترفاع عربستان به همراه رودباد جبهه قطبی و جنب حاره در انتقال رطوبت حاره به برون حاره اتفاق افتاده است. همچنین همراهی سردچال و رودباد جبهه قطبی ناپایداری و صعود جو را تشدید می بخشد که با حضور رطوبت منجر به بارش شدید مناطق غرب، جنوب غرب و شمال غرب ایران شده اند. رودبادها با منطقه واگرایی بالایی در ناوهای غربی شاخه جنوبی باد غربی و سردچال برهمکنش دارند. برهمکنش و همراه شدن آنها با هم تأثیر اقلیمی آنها را تشدید می بخشد (کاویانی و علیجانی، ۱۳۹۵).

نتیجه گیری

اگرچه تاکنون در مطالعات همدیدی متعددی الگوهای گردشی مؤثر بر بارش های فرین ایران شناسایی شده اند (علیجانی، ۲۰۰۲؛ عزیزی و همکاران، ۱۳۸۵؛ جهانبخش و همکاران، ۱۳۹۴؛ طاهایی و همکاران، ۱۳۹۵؛ مصطفایی و همکاران، ۱۳۹۴؛ رضایی بنفشه و همکاران، ۱۳۹۹؛ حسینی صدر و همکاران، ۱۳۹۸؛ رنجبر و توحیدی، ۱۳۹۳؛ شبانکاری و حلبیان، ۱۳۹۱؛ برنا، ۱۳۹۶؛ محمدی و همکاران، ۱۳۹۱؛

برون حاره را می توان به دو دسته تقسیم کرد:

الف: اندرکنش بین سردچال عرض میانی ترکیه، رودباد جبهه قطبی و پراترفاع عربستان؛ که با توجه به تحت نفوذ قرار گرفتن ایران توسط الگوهای فوق، این اندرکنش بیشترین نقش را بر بارش های فرین فراگیر ایران دارد. همچنین نفوذ حاره ای الگوهای فوق می توانند فرارفت و انتقال رطوبت حاره را به ایران و برون حاره فراهم می کنند.

ب: اندرکنش بین سردچال اقیانوس اطلس، پراترفاع جنب حاره آفریقای شمالی و هسته سرعت رودباد جبهه قطبی. این اندرکنش در انتقال رطوبت اقیانوسی حاره ای به ایران در تأمین رطوبت بارش های فرین- فراگیر ایران در تراز میانی کمک می کند اما نقشی در ایجاد شرایط ناپایداری جو ایران ندارد.

مراجع

- امیدوار، ک.، محمودآبادی، م.، و صفریور، فرشاد. (۱۳۹۴)، بررسی و تحلیل همدیدی بارش های سنگین بهمن ماه ۱۳۸۹ در مناطق جنوبی و مرکزی ایران (با تأکید بر استان کرمان)، نشریه علمی جغرافیا و برنامه ریزی، ۱۹(۵۱)، ۳۹-۲۱.
- برنا، ر.، ۱۳۹۶، شناسایی الگوهای همدید بارش های سنگین در حوضه مارون (مطالعه موردی: بارش ۲۹ آبان ۱۳۹۲)، جغرافیای طبیعی، ۳۶، ۴۷-۵۹.
- جهانبخش اصل، س.، میرهاشمی، حمید. و تدینی، معصومه.، ۱۳۹۴، تحلیل همدید - ترمودینامیک بارش های ابرسنگین شمال غرب ایران (استان آذربایجان شرقی)، نشریه علمی جغرافیا و برنامه ریزی، ۱۹(۵۱)، ۱۰۷-۱۲۵.
- خورشید دوست، ع. م.، مفیدی، ع.، رسولی، ع. و آزر، ک.، ۱۳۹۵، تحلیل همدید ساز و کار وقوع بارش های سنگین بهاره در شمال غرب ایران، مخاطرات محیط طبیعی، ۸، ۵۳-۸۲.
- خوشحال دستجردی، ج.، خسروی، م.، و نظری پور، ج.، ۱۳۸۸، شناسایی منشأ و مسیر رطوبت بارش های فوق سنگین استان بوشهر، جغرافیا و توسعه، ۱۶، ۲۸-۷.
- راستگو، ز.، رنجبر سعادت آبادی، ع.، ۱۳۹۷، مطالعه بارش های شدید و حدی استان بوشهر از دیدگاه همدیدی- دینامیکی، هواشناسی و علوم جو، ۱، ۷۷-۹۶.
- رضایی بنفشه درق، م.، حسین علی پورگری، ف.، جعفری شندی، ف.، و علیمحمدی، م.، ۱۳۹۴، تحلیل همدید بارش های سنگین پهنه شمال غرب ایران (با تأکید بر الگوهای ضخامت جو)، جغرافیا و برنامه ریزی، ۱۹(۵۳)، ۱۱۷-۱۳۵.
- رنجبر سعادت آبادی، ع.، توحیدی سردشت، آ.، ۱۳۹۳، مطالعه بارش های فرین فصل بهار استان آذربایجان غربی (۲۰۰۳-۲۰۰۸)، جغرافیا و توسعه ناحیه ای، ۲۲، ۱۷۰-۱۵۱.
- فهمی، ه.، فرجی، ع.، علیجانی، ب.، عساکره، ح. و رئیس پور، ک.، ۱۴۰۱، تعاملات حاره- برون حاره و بارش های فرین و فراگیر ایران در رابطه با ابرهای پراشار حاره ای مطالعه موردی: ۲۵ و ۲۶ مارس ۲۰۱۹، پژوهش های جغرافیای طبیعی، ۱(۵۴)، ۳۷-۵۴.
- قویدل رحیمی، ی.، حاتمی، د.، ۱۳۹۵، تحلیلی از اوضاع جوی بارش سنگین منجر به مخاطره سیل ۸ اسفند ۱۳۸۸ ایوان غرب، فضای جغرافیایی، ۱، ۵۵-۱۶.
- کریمی، م.، نوروزی، ف.، جعفری، م.، خوش اخلاق، ف.، و شمسی پور، ع.، ۱۴۰۰، هم زمانی تغییرات مکانی و اچرخند عربستان در تراز ۸۵۰ hPa بارش های اکتبر تا مارس در ایران، پژوهش های جغرافیای طبیعی، ۱(۵۳)، ۵۰۹-۵۲۹.
- کیانی، م.، لشکری، ج.، و قائمی، ه.، ۱۳۹۹، تحلیل همدیدی رخداد فرین های بارش زمستان (DJF) در غرب ایران، پژوهش های دانش زمین، ۳(۴۳)، ۲۲۳-۲۴۴.
- لشکری، ج.، محمدی، ز.، ۲۰۱۵، اثر موقعیت استقرار پرفشار جنب حاره ای عربستان بر سامانه های بارشی در جنوب و جنوب غرب ایران. پژوهش های جغرافیای طبیعی، ۱(۴۷)، ۷۳-۹۰.
- لشکری، ج.، ۱۳۸۲، مکانیسم تکوین، تقویت، و مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر روی بارش های جنوب و جنوب غرب ایران، مجله پژوهش های جغرافیایی، ۴۶، ۱-۱۸.
- محمدی، ج.، فتاحی، ا.، شمسی پور، ع.، و اکبری، م.، ۱۳۹۱، تحلیل دینامیکی سامانه های سودانی و رخداد بارش های سنگین در جنوب غرب ایران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۲۴، ۲۴-۷.
- محمدی، ب.، علیجانی، ب.، و عمر صالح، آ.، ۱۳۹۸، اقلیم شناسی رودبادها در خاورمیانه. پژوهش های جغرافیای طبیعی (پژوهش های جغرافیایی)، ۵۱(۲)، ۲۰۱-۲۲۱.
- محمدی، ز.، لشکری، ج.، ۱۳۹۷، نقش جابه جایی مکانی پرفشار عربستان و رودباد جنب حاره ای در الگوهای همدیدی و ترمودینامیکی ترسالی های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهش های جغرافیای طبیعی (پژوهش های جغرافیایی)، ۵۰(۳)، ۴۹۱-۵۰۹.
- مصطفایی، ج.، علیجانی، ب.، و سلیقه، م.، ۱۳۹۴، تحلیل همدیدی بارش های شدید و فراگیر در ایران، نشریه تحلیلی فضایی مخاطرات محیطی، ۴، ۶۵-۷۶.
- Farneti, R., Molteni F et al, 2013, Pacific interdecadal variability driven by tropical-extratropical interactions. *Climate Dynamics*, 42, 3337-3355.
- Sandya, M., Sridharan, S. and Devi, M. I., 2016, Tropical plumes due to potential vorticity intrusions over Indian sector, *Atmospheric Research*, 172, 28-36.
- Al-Khalidi, J., Dima, M., Vaideanu, P., and Stefan S., 2017, North Atlantic and Indian Ocean links with Iraq Climate, *Atmosphere*, 8(235), 1-14.
- Almazroui, M., Kamil, S., Ammar, K., Keay, K. and Alamoudi, A. O., 2016, Climatology of the 500-hPa Mediterranean storms associated with Saudi Arabia wet season precipitation, *Climate Dynamics*, 47(9), 2029-2042.
- De Vries, A. J., Tyrlis, E., Edry, D., Krichak, S. O., Steil, B., and Lelieveld, J., 2012, Extreme precipitation events in the Middle East: dynamics of the Active Red Sea Trough, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(12), 7087-7108.
- De Vries, A.J. and et al., 2016, Dynamics of tropical-extratropical interactions and extreme precipitation events in Saudi Arabia in autumn, winter and spring, *Royal Meteorological Society*, 142(697), 1862-1880.
- Knippertz, P., Fink, A and et al., 2002, Three late summer/early Autumn cases of Tropical-Extratropical interactions causing precipitation

بررسی نقش پرمی‌کنش الگوهای گردش هاد- پرون هاد-...

in research on atmospheric energy propagation and the interactions between different latitudes, *Journal of Meteorological Research*, 29(6), 859-883.

- Moon, J. Y., Ha, K. J., 2002, Association between tropical convection and boreal wintertime extratropical circulation in 1982/82 and 1988/89, *Advances in Atmospheric Sciences*, 20(4), 592-602.
- Fröhlich, L., Knippertz, P., Fink, A. H., and Hohberger, E., 2013, An objective climatology of tropical plumes, *Journal of climate*, 26(14), 5044-5060.
- McGuirk, J. P., Thompson, A. H., and Smith, N. R., 1987, Moisture bursts over the tropical Pacific Ocean. *Monthly weather review*, 115(4), 787-798.
- Kuhnel, I., 1989, Tropical-extratropical cloudband climatology based on satellite data. *International Journal of Climatology*, 9(5), 441-462.
- Lau, K. M., Chan, P. H., 1988, Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between the 40-50 day oscillation and ENSO, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(3), 506-521.
- Sodemann, H., Wernli, H., Knippertz, P., Cordeira, J. M., Dominguez, F., Guan, B., ... and Stohl, A., 2020, Structure, process, and mechanism. In *Atmospheric rivers* (pp. 15-43), Springer, Cham.
- Raziei, T., Mofidi, A., Santos, J. A., and Bordi, I., 2012, Spatial patterns and regimes of daily precipitation in Iran in relation to large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 32(8), 1226-1237

in Northwest Africa, *American meteorological Society*, 131, 116-135.

- Kumar, K. N., Phanikumar, D. V., Sharma, S., Basha, G., Naja, M., Ouarda, T. B., and Ratnam, M. V., 2019, Influence of tropical-extratropical interactions on the dynamics of extreme rainfall event: A case study from Indian region, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 85, 28-40.
- Liu, ZH., Yang H., 2003, Extratropical control of tropical climate, the atmospheric bridge and oceanic tunnel, *Geophysical Research Letters*, 30, 1-34.
- Luo, D., YAO, Y., Dai, A., and Feldstein, S. B., 2015, The Positive North Atlantic Oscillation with Downstream Blocking and Middle East Snowstorms: The Large-Scale Environment, *American Meteorological Society*, 28, 6398-7937.
- McGuirk, J. P., Thompson, A. H., and Schaefer, J. R., 1988, An eastern Pacific tropical plume, *Monthly weather review*, 116(12), 2505-2521.
- Iskenderian, H., 1995, A 10-year climatology of Northern Hemisphere tropical cloud plumes and their composite flow patterns. *Journal of climate*, 8(6), 1620-1627
- Ralph, F. M., Dettinger, M. D., Cairns, M. M., Galarneau, T. J., Eylander, J., 2018, Defining "atmospheric river": How the Glossary of Meteorology helped resolve a debate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(4), 837-839.
- Liu Zh., Alexander, M., 2007, Amospheric bridge, Oceanic tunnel, and Global climatic teleconnections, *Reviews in Geophysics* 45, 1-34.
- Ralph, F. M., Dettinger, M., Lavers, D., Gorodetskaya, I. V., Martin, A., Viale, M., ... & Cordeira, J., 2017, Atmospheric rivers emerge as a global science and applications focus. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(9), 1969-1973.
- Yang, S., Deng, K., Ting, M., Hu, C., 2015, Advances

The effects of the Tropical extratropical interaction (TEI) on the extreme and widespread precipitation of Iran

Helaleh Fahimi¹, Abdullah Faraji^{2*}, Buhloul Alijani³

¹ Phd student, Department of Climatology, Faculty of Human Sciences, Zanjan University, Zanjan, Iran.

² Assistant Professor, Department of Climatology, Faculty of Human Sciences, Zanjan University, Zanjan, Iran.

³ Buhloul Alijani, Professor, Department of Geography, Kharazmi University, Tehran, Iran.

*Corresponding Author Email: abfaraji@znu.ac.ir

Received: 05 May 2021, accepted: 03 August 2021

ABSTRACT

This research was conducted with the aim of investigating the role of the interaction of tropical-extratropical circulation patterns on the extreme and widespread precipitation of Iran. To this end, 9 days with the extreme and widespread precipitation in Iran were investigated the 95th percentile index and their occurrence in 20 percent of stations and more during the statistical period of 31 years (1989-2019). Atmospheric data were extracted over 9 days. The data used are ERA5, which were extracted in the lower (850 and 800 hPa) and middle (700, 600, 500 hPa) levels. Geopotential height jet stream maps show the tropical influence of extratropical dynamic factors, the amount of which is different in different levels of the atmosphere. Tropical and extratropical interaction have provided two factors for the occurrence of precipitation, i.e. humidity and atmospheric instability over Iran. The tropical influence of the Cut off low, troughs and polar jet stream currents Their convergence with high-altitude subtropical centers have led to the transfer of tropical moisture to extratropical. On Iran, the influence of cut off low, the western trough and the polar jet stream provide suitable conditions for the ascent and instability of the atmosphere, which, with the entry of the tropical moisture of Iran, widespread and extreme precipitation occur.

Keywords: circulation patterns, tropical and extratropical regions, tropical extratropical interaction, extreme widespread rain, Iran

HOW TO CITE THIS ARTICLE

Fahimi, H.; Faraji, A.; Alijani, B. (2021). The effects of the Tropical extratropical interaction (TEI) on the extreme and widespread precipitation of Iran. *J. Meteorol. Atmos. Sci.*, 4(3): 210-223

COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

