

**Tropical-extratropical interactions and extreme precipitation of Iran in
Connection with Tropical Plums (Case study March 25 and 26, 2019)**

Helaleh Fahimi¹, Abdollah Faraji², Bohlole Alijani³, Hossein Asakereh⁴, Kouhzad Raeespour⁵.

1- PhD student in Climatology, Zanzan University, Zanzan, Iran

2- Assistant Professor Department of Climatology, Zanzan University, Zanzan, Iran

3- Professor Department of Climatology, Kharazmi University, Tehran, Iran

4- Professor, Department of Climatology, Zanzan University, Zanzan, Iran

5- Assistant Professor Department of Climatology, Zanzan University, Zanzan, Iran

Received: 27 December 2021

Accepted: 26 April 2022

Extended Abstract

Introduction

The interactions of circulation patterns are the interference or synergies of different circulation patterns from different latitudes and at different atmospheric levels. When interacting with circulation patterns, they will have different effects on the environmental phenomena of the Earth's surface than when acting individually. The mechanics of moving the telescopic link between the tropical zone and the subtropics is a major issue in geographical research. Considerable evidence suggests a dynamic relationship between tropical regions and mid latitudes. Tropical-extratropical interactions occur in a wide range of processes and at different scales. Tropical cloud plumes, reflects tropical- extratropical interaction in relation to the transfer of moisture from tropical to extratropical. TP was first defined by McGregor et al. (1984); a continuous strip of upper and middle clouds that are at least 2000 km long . clouds with minimum latitude of 20 degrees and maximum longitude of 5 degrees are in the tropical region. considers tropical cyclones as long bands of mid- and upper-level clouds moving from the tropical region to the polar-eastern direction to the subtropical region, especially continued by a tropical jet and a trough in its eastern part. TPs are relatively narrow at low latitudes (20–15 degrees) and widen at about 30 degrees north latitude. Studies of TP have expanded since the advent of satellite imagery in the 1960s. Prior to satellite imagery, McGurick et al. Described the development of TP in adaptation to a deep trough in subtropical jets and the turbulence of tropical winds, which ceases whenever this alignment is lost. The location and time of occurrence of plum clouds have been reported differently in different studies. In this study, we seek to investigate the Plum tropical clouds and the dynamic climbing factors that lead to their transfer to the midlatitude as a source of tropical moisture that leads to rainfall in Iran.

Methodology

In order to investigate the role of TP event as an important factor in tropical-extraterrestrial interactions and as a source of moisture in the days with inclement rainfall, the 25th, 26th days of 2019 that Iran has experienced extreme precipitation were selected. The data used in this study are satellite imagery and atmospheric data. Since TPs are clouds that can only be seen in satellite imagery, IR Meteosat satellite imagery was used. Required daily atmospheric data,

. Corresponding Author (Email: abfaraji@znu.ac.ir)

geopotential height (in meters), wind speed (in meters per second) and wind direction were used on an hourly time scale. The origin, path and direction of the clouds were identified using satellite images. In order to identify synoptic patterns at the time of TP occurrence, synoptic maps of geopotential height and jet stream for atmospheric indices (200 and 300 hPa) were drawn in GRADS environment using ERA5 data. Also, combined images of clouds with geopotential height and tornadoes were used for better investigation.

Results and discussion

On March 25, at 0:00 a.m., the TP oceanic strip reaches 17 degrees along the North Atlantic cut-off low divergence zone, and along the orbital currents of westerly winds entering the tropics below the equatorial equator the subtropical jet stream is flowing. The bifurcation of TP corresponds to the bifurcation of polar front and subtropical jet streams. TPs correspond exactly to the kernels of jet stream. Jet stream core has not reached the east, southeast and parts of the northwest, so TP is not observed in these areas. The widening of the clouds occurred in the divergence zone of western trough over Iran and in the cut-off divergence zone of the Atlantic Ocean over western North Africa. At 06.00, with most of the jet stream core entering the northeastern and northern regions of Iran, TP has entered these areas. At 0:12, the wind speed of the core of jet stream has several degrees of southward displacement, which has led to the entry of TP into the southern and southwestern regions of Iran. At 0:18 East and TP continents originate from the Central African equator and enter Iran in the direction of the divergence zone of west trough and jet stream. Jet stream entered Iran in a more southerly direction, which prevented TP from entering northwestern Iran. On March 26, the subtropical jet stream is not orbital, unlike the day before. This factor can prevent the transmission of the TP orbit of the oceanic band to the east. The TP oceanic band reaches the Mediterranean with a south-north direction in the direction of the cut-off divergence of the Atlantic Ocean. Due to the location of jet stream core on the southwest-northeast diameter of Iran, the highest volume and extent of TP is observed in these areas of Iran. The entry point of TP corresponds to the entry point of jet stream core. At 18:00, the presence of the highest TP on the northeast of Iran indicates the presence of a speed core on these areas. On March 26, we see the southern transfer of TP in the direction of southwest-northeast diameter, which is in line with the southward displacement of the jet stream core to more southern widths.

Conclusion

On March 25 and 26 ,2019 The tropical intrusion of the extratropical dynamic factors has occurred. These factors are the deep extratropical western troughs and polar front jet streams. Their tropical intrusion has led to the transfer of tropical moisture to the extratropical region. The place of penetration of the western troughs into the tropics has determined the origin of the formation of clouds in the tropics. Also, the path and direction of the clouds from the tropics to the subtropics have been determined by the western trough divergence zone and the polar front jet stream at the level of 300 hPa and the subtropical jet stream at the level of 200 hPa. TP has entered Iran with both oceanic and continental origins and through the Red Sea and the Arabian Peninsula along the western trough divergence zone and speed core of the subtropical jet stream and polar fronts in a southwest-northeast direction. Two cloud bands merge on the Red Sea, Which lead to an increase in the Cloud moisture capacity on Saudi Arabia and Iran. With Transfers of clouds over Iran due to insufficient instability, clouds have led to precipitation. Tropical Plume clouds can be a source of moisture for offshore precipitation Tropical plume clouds can be a source of moisture for precipitation in extratropical. The presence of such a moisture source along with lower level moisture sources can increase the capacity of moisture, which in the presence of instability and lifting factors, cause more precipitation.

Keywords: Extra-Tropical interactions. Extreme rain . Tropical plume cloud. Tropical and extratropical region.

تعاملات حاره- برون حاره و بارش‌های فرین و فراگیر ایران در رابطه با ابرهای پرشار حاره‌ای مطالعه موردی: ۲۵ و ۲۶ مارس ۲۰۱۹

هاله فهیمی - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
عبدالله فرجی^۱ - استادیار گروه اقلیم‌شناسی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
بهلول علیجانی - استاد گروه اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
حسین عساکره - استاد گروه اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران
کوهزاد رئیس پور - استادیار گروه اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۲/۰۶

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۰۶

چکیده

روزهای ۲۵ و ۲۶ مارس سال ۲۰۱۹ به عنوان روزهای بارش فرین و فراگیر ایران به منظور مطالعه انتقال رطوبت حاره به برون حاره و نقش آن در بروز بارندگی انتخاب شد. بررسی‌ها نشان‌دهنده تعاملات حاره- برون حاره در روزهای انتخابی و گسترش ابرها از حاره به برون حاره تحت عنوان ابرهای پرشار حاره‌ای (TP) است. برای شناسایی ابرها از تصاویر ماهواره‌ای متئوست IR استفاده شد. به منظور بررسی شرایط سینوپتیکی همراه با TP، نقشه‌های سینوپتیکی ارتفاع ژئوپتانسیل، رودبادهای جبهه قطبی، و جنب حاره در ترازهای ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال تهیه شد. تصاویر ماهواره‌ای نشان از دو باند TP با دو منشأ اقیانوسی و قاره‌ای دارد. نتایج نشان داد عوامل صعود دینامیکی عرض میانی و جنب حاره که به مناطق حاره نفوذ کرده‌اند به انتقال ابرها به مناطق برون حاره منجر شده‌اند. TPها توسط ناوه غربی اقیانوس اطلس و ناوه غربی شرق مدیترانه و رودبادهای مستقر در منطقه واگرایی آنها به عرض‌های برون حاره انتقال می‌یابند. ایران تحت نفوذ منطقه واگرایی ناوه غربی و هسته‌های سرعت رودبادهای جنب حاره و جبهه قطبی است که باعث شده‌اند ابرها ایران را پوشش دهند و به عنوان یک منبع رطوبتی حاره‌ای تحت تأثیر شرایط ناپایداری حاکم بر ایران به رخداد بارش منجر شوند.

واژگان کلیدی: ابر پرشار حاره‌ای، بارش فرین و فراگیر، تعاملات حاره- برون حاره، مناطق حاره- برون حاره.

مقدمه

تعاملات الگوهای گردشی تداخل یا همکاری الگوهای گردشی مختلف از عرض‌های جغرافیایی مختلف و در ترازهای مختلف اتمسفر است. زمانی که تعامل بین الگوهای گردشی انجام می‌گیرد اثرات متفاوتی در پدیده‌های محیطی سطح زمین نسبت به زمانی که به صورت منفرد عمل می‌کنند خواهند گذاشت. در این رابطه می‌توان به تعامل فرود دریای سرخ با ناوه تراز میانی اشاره کرد. اگر فرود دریای سرخ با استقرار یک فرود در تراز میانی جو همراه شود، امکان صعود عمیق و تشکیل ابر و باران فراهم می‌شود. فرود دریای سرخ حالت بارانی به خود می‌گیرد و موجب ریزش بارش‌های سنگین و سیل‌آسا در جنوب غرب ایران می‌شود. در صورتی که فرود دریای سرخ با فرود تراز میانی جو همراه نشود، جریان‌های گرم و خشک را از روی عربستان و عراق به ایران هدایت می‌کند و طوفان‌های گرد و غبار پدید می‌آورد. در این صورت فرود دریای سرخ در حالت خشک قرار دارد (مسعودیان، ۱۳۹۱). مثالی دیگر سامانه کم‌فشار سودانی است. این سامانه یکی از عناصر سازنده گردش عمومی جو در شمال افریقا است که در بیشتر ایام سال بر روی غرب اتیوپی و کشور سودان تشکیل می‌شود. با عمیق شدن ناوه شمال افریقا در دوره سرد سال، این سامانه حالت ترمودینامیکی پیدا می‌کند و با حرکت رو به شرق این ناوه بر روی ایران گسترش می‌یابد و سبب ایجاد بارندگی می‌شود (لشکری، ۱۳۸۲). همچنین، لشکری (۱۳۸۱) بر آن است که سیستم‌های مدیترانه‌ای به‌تنهایی نمی‌توانند سبب ایجاد بارش‌های سنگین در جنوب غرب و غرب ایران شوند. بلکه هر زمان سامانه‌های مدیترانه و سودان تحت عنوان الگوی ادغامی مدیترانه‌ای - سودانی بر روی شرق مدیترانه یا بر روی عراق با هم ادغام شوند و به‌طور هم‌زمان فعالیت کنند سبب بارش‌های فراگیر از شمال غرب تا جنوب غرب ایران می‌شوند. مکانیک حرکت پیوند از دور بین منطقه حاره و برون حاره یک مسئله اصلی در تحقیقات جغرافیایی است (مون و ها، ۲۰۰۳).

شواهد قابل توجهی یک ارتباط دینامیکی بین مناطق حاره و عرض‌های میانی را نشان می‌دهند (یانگ، ۲۰۱۵). تعاملات حاره - برون حاره در طیف وسیعی از فرایندها و در مقیاس‌های مختلف رخ می‌دهند. این تعاملات در مقیاس‌های سینوپتیکی و سیاره‌ای رشته امواج راسبی عرض‌های بالا و پایین، مناطق همگرایی سطح پایین نیمه‌دائمی حاره - برون حاره، نفوذ تراف‌های سطح بالا به منطقه حاره که به انتقال رطوبت حاره به برون حاره می‌انجامد (دی رایس، ۲۰۱۶؛ کومار، ۲۰۱۹؛ امزوری، ۲۰۱۶)، نفوذ سیکلون‌های حاره به داخل بادهای غربی در منطقه برون حاره (جونز و همکاران، ۲۰۰۳؛ گرمس و جونز، ۲۰۱۱؛ کلر و همکاران، ۲۰۱۹)، و ابرهای پُرشار حاره‌ای (TP) صورت می‌گیرد (فرولیچ و همکاران، ۲۰۱۳).

اصطلاح پُرشار حاره‌ای‌ها (Tropical plumes, Tropical cloud plumes) (TP) ابرهای طولیل و ممتد با حداقل ۲۰۰۰ کیلومتر طول هستند که از منطقه حاره به برون حاره با جهتی قطب‌سو و شرق‌سو در جریان‌اند و از عرض ۱۵ یا ۲۰ درجه عبور می‌کنند. این اصطلاح برای اولین بار توسط مک گوریک در سال ۱۹۸۸ به کار گرفته شد (اسکندری، ۱۹۹۵). مک گوریک این اصطلاح را جای‌گزین انفجار رطوبت (moisture burst) قرار داد که در مطالعات قبلی این ابرها را به این نام بررسی کرده بود. قبل از مطرح‌شدن اصطلاح پُرشار حاره‌ای (TP) توسط مک گوریک، برای این پدیده اسامی دیگری مطرح بود:

Cloud surges (ابراهی موجی) توسط آندرسون و الیور در سال ۱۹۷۰ (کوهنل، ۱۹۹۱)؛

Jet stream associated cloud bands (باند‌های ابری همراه با جت استریم) توسط دفلیس (۱۹۷۶)؛

Shear bands (نوارهای برشی) توسط زوتا و هایزلال (۱۹۸۰)؛

moisture burst (انفجار رطوبت) توسط مک گوریک (۱۹۸۷)؛

Tropical- extratropical CloudBands (باند ابری حاره - برون حاره جهانی TECB) توسط کوهنل (۱۹۹۱).

در مواردی از مطالعات صورت گرفته بعد از مک گوریک، این ابرها کمتر از ۲۰۰۰ کیلومتر نیز تعریف شده‌اند (نیپرتیز و همکاران ۲۰۰۲). همچنین، عرض عبوری TP را ۲۰ درجه شمالی و جنوبی دانستند (لائو، ۱۹۸۸: ۵۰۶؛ کوهنل، ۱۹۸۹: ۴۴۱). زمانی که ابرهای پلام از ۲۰ درجه عبور کنند زمان مبدأ و شروع آن‌هاست (لائو و چان، ۱۹۸۸) که تحت عنوان Tropical plume beginning شناخته می‌شود (نیپرتیز و مارتین، ۲۰۰۵: ۲۷۵۹). بیشتر موربانده؛ به این معنا که با جهتی جنوب غرب- شمال شرق در نیمکره شمالی و شمال غرب- جنوب شرق در نیمکره جنوبی در حرکت‌اند (فرولیچ و همکاران، ۲۰۱۳). ابر پُرشار حاره‌ای از یک بخش فعال ITCZ منشأ می‌گیرد (لائو و چان، ۱۹۸۸؛ زیو، ۲۰۰۱؛ مک گوریک، ۱۹۸۸) و با افزایش فعالیت همرفتی در منطقه ITCZ و در نتیجه افزایش ارتفاع قله ابرها شروع می‌شوند (مک گوریک، ۱۹۸۸). ابرهای پلام عمدتاً از همرفت در حاره ایجاد می‌شوند و ابرهای سیروس که از همرفت تشکیل شده‌اند به سرعت متمایل به سمت شمال شرق در قسمت پایین باد از تراف‌های سینوپتیک مقیاس عرض‌های میانی‌اند (اسکندری، ۱۹۹۵). این منبع همرفت به سمت قطب و شرق حرکت می‌کند (نیپرتیز و مارتین ۲۰۰۵؛ زیو، ۲۰۰۱؛ لائو و چان، ۱۹۸۸). ابرهای پلام می‌توانند با ابرهای سیروس تشکیل شده از سیکلون‌های حاره‌ای مرتبط باشند. زمانی که TP ایجاد می‌شود اغتشاشاتی در بادهای تجارتی شرقی تراز پایین مستقل از تراف‌های سطح بالا ایجاد می‌شود (مک گوریک، ۱۹۸۸). اعتقاد بر این است که TP عاملی مهم در تعاملات حاره- برون حاره است (مک گوریک، ۱۹۸۷؛ لائو و چان، ۱۹۸۸) و در انتقال رطوبت حاره به برون حاره (لائو و چان، ۱۹۸۸؛ سوندیا، ۲۰۱۶)، انرژی و گرما به عرض‌های جنب حاره و برون حاره نقش مهمی دارند. این ابرها نشان‌دهنده رابطه دینامیکی بین حاره و برون حاره‌اند که از طریق آن همرفت حاره‌ای توسط خصوصیات برون حاره تحت تأثیر قرار می‌گیرد.

مطالعات درمورد TP بعد از ظهور تصاویر ماهواره‌ای از سال ۱۹۶۰ گسترش یافت. این ابرها با تصاویر ماهواره‌ای قابل مشاهده‌اند (فرولیچ و همکاران، ۲۰۱۳). پیش از تصاویر ماهواره‌ای، مک گوریک و همکاران توسعه TP را در انطباق با یک تراف عمیق در جت جنب حاره و آشفتگی بادهای حاره‌ای بیان کرده‌اند که هر زمان این انطباق و هم‌زمانی از بین برود TP نیز متوقف می‌شود. مکان رخداد بیشترین TP در مطالعات مختلف بررسی شده است. کوهنل (۱۹۸۹) بر آن است که TECB توسط اغتشاشات درون حاره و نفوذ توده هوای برون حاره به عرض‌های حاره تحت تأثیر قرار می‌گیرد؛ به همین دلیل، توسعه باند ابری محدود به نواحی خاصی است. این مناطق می‌توانند در ارتباط با موقعیت‌های اقلیمی از تراف‌های امواج راسبی یا در ارتباط با مناطقی که توسط جابه‌جایی ITCZ در جنب حاره مشخص شده‌اند باشند. حداکثر TP در فصل زمستان رخ می‌دهد (کوهنل، ۱۹۸۹؛ سوندیا و همکاران، ۲۰۱۶؛ لائو و چان، ۱۹۸۸؛ مک گوریک، ۱۹۸۷؛ فرولیچ و همکاران، ۲۰۱۳). البته، طی تابستان، مناطقی که متأثر از مونسون‌اند TP بیشتری دارند (کوهنل، ۱۹۸۹). توزیع جغرافیای TP در طول فصل تابستان نیمکره شمالی مشابه زمستان است، با این تفاوت که فراوانی رخداد کمتر اتفاق می‌افتد. TP در بخش‌های زیادی از مناطق حاره و جنب حاره رخ می‌دهد و بیشترین فراوانی را بر روی آرام شرقی دارد. TP تقریباً همیشه در مناطق اقیانوس حاره‌ای مشاهده می‌شود (مک گوریک، ۱۹۸۷). روبین (۲۰۰۷) فراوانی و فعالیت بیشتر TP را در مرکز و شرق آرام شمالی نزدیک منطقه همگرایی حاره‌ای آرام جنوبی می‌داند. کوهنل (۱۹۸۸) بر آن است که فعال‌ترین TECB در اقیانوس آرام شمالی یافت می‌شود و مواردی نیز در جنوب اقیانوس آرام یافت. غرب اقیانوس آرام شمالی و اطلس مرکزی مناطقی مناسب و ایده‌آل برای توسعه TP هستند. در حالی که فراوانی کمتری در اقیانوس اطلس دارد (مک گوریک، ۱۹۸۸؛ کوهنل، ۱۹۸۸). مک گوریک در سال ۱۹۸۷ بیان کرد که طی فصل سرد و به‌طور یکنواختی بین شمال آرام غربی از ۱۱۰ درجه غربی تا حداقل ۱۷۰ درجه شرقی توزیع و پخش شده و تعدادی در شرق ۱۱۰ درجه شرقی رخ داده‌اند. در شرق خاورمیانه و در شرق اقیانوس آرام بیشتر توزیع شده‌اند و به‌طور یکنواخت از غرب ۱۱۰ درجه غربی تا حداقل ۱۶۰ درجه شرقی وجود دارند. فراوانی TP در نزدیک سواحل امریکای مرکزی به‌شدت کاهش

می‌یابد. یک حداکثر رخداد طی فصل زمستان (از فوریه تا مارس) در مرکز و شرق آرام و اقیانوس اطلس طی فصول انتقالی رخ می‌دهد (سوندیا و همکاران، ۲۰۱۶). رخداد TP نیز در مقالات مختلف، بسته به موقعیت جغرافیایی، در زمان‌های مختلف رخ داده است. به‌عنوان نمونه، مک‌گوریک (۱۹۸۷) به این نتیجه دست یافته است که حداقل TP بر روی اقیانوس آرام شمالی طی ماه‌های فوریه و مارس و بیشترین آن‌ها در ماه‌های نوامبر و آوریل رخ داده است. اسکندری (۱۹۹۵) بیشترین TP نیمکره شمالی را در آرام شرقی در ۱۴۵ درجه غربی و سپس بر روی اطلس در ۳۵ درجه غربی مربوط به ماه‌های اکتبر و می و کمترینشان را در فوریه و مارس می‌داند که با نتایج مک‌گوریک (۱۹۸۷) همخوانی دارد. کوهنل در سال ۱۹۸۹ با بررسی TP در سطح جهانی مشخص کرد که حداکثر آن‌ها بر روی اقیانوس آرام شرقی در نیمکره شمالی و اطلس با حداکثر رخداد در اکتبر/ نوامبر رخ داده است. بیشترین تأثیر TP در استرالیا بین آوریل و ژوئیه است که TP منشأ اقیانوسی دارد. پس از آگوست به‌شدت کاهش می‌یابد و TP منشأ قاره‌ای پیدا می‌کند. شمال شرق استرالیا بخش قابل توجهی از بارش را از ابرهای TP دریافت می‌کنند.

در کارهای انجام‌شده طول عمر TP متفاوت ذکر شده است. مک‌گوریک (۱۹۸۷) طول عمر TP اقیانوس آرام نیمکره شمالی را ۰٫۵ تا ۰٫۹ روز دانسته و به‌طور متوسط ۲٫۶ روز و حداکثر ۱۰ روز ذکر کرده است. اسکندری (۱۹۹۵) با مطالعه ۱۰۶۲ TP به این نتیجه رسید که بیشتر آن‌ها ۱ تا ۳ روز عمر داشته‌اند و تعدادی به ۹ روز رسیده‌اند و به‌طور متوسط ۲٫۶ روز بوده‌اند و زمان پایداری آن‌ها را ۱ تا ۱۰ روز دانسته‌اند که به‌طور متوسط ۱٫۶ روز است. بیشترین تداوم TP بر روی استرالیا طی تابستان با میانگین زمانی ۲٫۵ روز است. در این منطقه بیش از ۰٫۴ از تمام TP به مدت ۱۰ روز یا بیشتر تداوم دارند (فرولیچ و همکاران، ۲۰۱۳). ساندا و همکاران (۲۰۱۶) نشان داد که اکثر TPها بر روی هند ۱ تا ۲ روز دوام داشته‌اند. تغییرات درون‌سالانه فراوانی TP زمستان نیمکره شمالی با انسو مرتبط است (فرولیچ و همکاران، ۲۰۱۳). با تشدید فعالیت ابرهای پلام ITCZ کمتر رخ می‌دهد. در دوره‌های فعالیت ITCZ در فصل زمستان و در زمان وقوع ال نینو فعالیت TP کاهش می‌یابد. طی تابستان و رویداد ITCZ انسو فعالیت بیشتری دارد و در نتیجه TP کمتر رخ می‌دهد. از مشخصه‌های دینامیکی مهم که هم‌زمان با TP وجود دارد تراف‌های عرض میانی و نفوذ آن به عرض‌های حاره و جنب حاره است (مک‌گوریک، ۱۹۸۷؛ مک‌گوریک، ۱۹۸۸؛ بلکول، ۲۰۰۰؛ زیو، ۲۰۰۱؛ فرولیچ و همکاران، ۲۰۱۳؛ نیپرتیز و مارتین، ۲۰۰۵؛ نیپرتیز، ۲۰۰۷؛ توبی و دایان، ۲۰۱۴؛ توبی و همکاران، ۲۰۱۷). برای فعال‌شدن پلام‌ها اهمیت منطقه خروجی تراف‌های سینوپتیک مقیاس عرض میانی و نفوذ آن به عرض‌های پایین اهمیت دارد (مک‌گوریک، ۱۹۸۷). زمانی که نیروی همگرایی حاره‌ای موجود باشد تراف‌ها بیشتر منجر به انتقال TP می‌شوند. این رخداد به‌ویژه در طی فصل سرد زمستان و بر روی شرق اقیانوس آرام شمالی و اطلس شمالی اتفاق می‌افتد (بلکول، ۲۰۰۰). مک‌گوریک (۱۹۸۸) انتقال رطوبت از طریق TP از مناطق جنوبی‌تر حاره را از طریق قسمت‌های جنوبی جت جنب‌حاره در جلوی تراف، که اساساً در تروپوسفر میانی و فوقانی رخ می‌دهند، می‌داند. زمانی که بین TP و تراف عرض میانی ادغام صورت گیرد رخداد طوفان‌های جنب حاره بیشتر محتمل است و اگر چنین طوفانی رخ دهد، انتظار می‌رود که سخت و شدید باشد (زیو، ۲۰۰۰). لبه‌های رو به قطب پلام‌ها اغلب با جت جنب حاره مشخص و شناسایی می‌شوند (مک‌گوریک، ۱۹۸۸).

بین تغییرات سینوپتیک مقیاس در باندهای ابری با مناطق همگرایی اطلس و آرام جنوبی— که اغلب TP را مانند ناهنجاری تولید می‌کنند— ارتباط وجود دارد که از نظر اقلیمی با تراف‌های ترازهای پایین عرض میانی در ارتباطاند (فرولیچ و همکاران، ۲۰۱۳). در زمان‌هایی، TP با توسعه جبهه‌زایی و سیکلون‌زایی عرض‌های میانی در ارتباطاند که احتمالاً در قسمت شمال شرق منطقه مید‌آشان هستند (مک‌گوریک، ۱۹۸۸). وجود یک کمربند پرفشار می‌تواند تبادل حاره— برون حاره را متوقف کند. در افریقا و اقیانوس اطلس کمربند پرفشار جنب حاره‌ای بر روی آن‌ها تبادل حاره—

برون حاره را متوقف کرده و باعث شده که بسیاری از رویدادهای بارش در شمال غرب افریقا مشاهده شود (نیپرتیز و همکاران، ۲۰۰۲). کوهنل در سال ۱۹۸۹ باندهای ابری را که از افریقا عبور کرده‌اند به دو دسته تقسیم کرد: باندهای صحرا در غرب افریقا و باندهای شرق افریقا، که هر دو باند در زمستان رخ می‌دهند. نیپرتیز و همکاران (۲۰۰۲) با شناسایی تعاملات حاره- برون حاره (TEI)، بر اساس داده‌های بیست سال بارش‌های ساعتی ۳۶ ایستگاه سینوپتیک در شمال غرب افریقا، بیان کرد که مناطقی با اهمیت نسبی بالا از تعاملات حاره و برون حاره، تپه‌های جنوبی نیمه‌خشک ارتفاعات اطلس‌اند. این تعاملات به‌وضوح به سمت سواحل اطلس کاهش می‌یابد. نیپرتیز و مارتین (۲۰۰۵)، با استفاده از مشاهدات و خروجی مدل‌سازی، انتقال رطوبت را بررسی کردند. مکانیسم‌های ایجاد بارش و دینامیک بزرگ‌مقیاس ایجاد بارش نشان از اثر TP در سه مورد از بارش‌های فرین غرب افریقا داشته است. نیپرتیز و مارتین (۲۰۰۹) همچنین با بررسی سه بارش افریقای غربی نشان دادند که تراف سطح بالا بر روی غرب افریقای غربی یک جت قوی جنب حاره و TP ویژگی مشترک در بین هر سه بارش بوده است. روبین (۲۰۰۷)، با بررسی ۱۰ پلام از سال ۱۹۸۸ تا ۲۰۰۵، متوجه شد که TP در انتقال دوربرد رطوبت تراز میانی به عرض‌های بالا نقش دارد و فراوانی بیشتری در مرکز و شرق آرام شمالی نزدیک منطقه همگرایی حاره‌ای آرام جنوبی دارد.

نیپرتیز (۲۰۰۵) با بررسی TP در شرق خاورمیانه TP‌هایی را که به خاورمیانه می‌رسند به دو دسته تقسیم کرد: مسیر اول ابرهایی هستند که از افریقای غربی منشأ گرفته‌اند که آن‌ها آن را مسیر جنوب غربی نامیدند؛ مسیر دوم را که از افریقای شرقی یا مرکزی منشأ گرفته‌اند مسیرهای جنوبی نامیدند. مسیرهای جنوبی با تغییر جهت بادهای آنتی‌سیکلونی بر روی شبه‌جزیره عربستان جنوبی حمایت و تقویت می‌شوند. هر دو باند، توسط تراف‌های سطح بالا بر روی شرق مدیترانه همراهی می‌شوند. هوای سردتر عرض‌های میانی بر روی تمام حوزه مدیترانه در طول TP‌های جنوب غربی بی‌ثباتی باروکلینیک را تقویت می‌کند و در نتیجه تراف سطح بالا را عمیق‌تر می‌کند. نفوذ به سمت جنوب تراف عمیق‌تر عرض میانی همراه TP‌های جنوب غربی منجر به توسعه توده هوای سرد عرض‌های شمالی به حوضه مدیترانه می‌شود که تقویت STJ و گسترش آن تا شمال غرب افریقا را به دنبال دارد. در ایران تحقیقات متعددی درباره شناسایی منابع رطوبتی و عوامل صعود دینامیکی مهم در تأمین رطوبت بارش‌های ایران انجام شده است.

ایوان (۲۰۰۲) دریای خزر را منبع رطوبت بارش‌های البرز و خلیج فارس را منبع رطوبتی بارش‌های زاگرس دانست. فرج‌زاده و همکاران (۲۰۰۷)، با بررسی بارش طوفانی ۱ تا ۷ ژانویه ۱۹۹۶ ایران، منبع اصلی رطوبت را دریای عمان و عرب در تراز زیرین، دریای سرخ در تراز میانی، و دریای مدیترانه در تراز فوقانی می‌دانند. حیدری‌زاد و همکاران (۲۰۱۸) نشان دادند که ایران از دو منبع قاره‌ای و اقیانوسی رطوبت دریافت می‌کند. در طی فصل مرطوب رطوبت دریای سیاه، خلیج فارس، و دریای مدیترانه حاکم است؛ در حالی که طی فصل خشک دریای سیاه، دریای خزر، و خلیج فارس نقش مهم‌تری دارند. میرموسوی و همکاران (۲۰۲۰) نیز به این نتیجه رسیدند که دریای خزر در تراز زیرین تروپوسفر و دریای سیاه، دریای مدیترانه، و سرخ در سطوح ۵۰۰-۶۰۰ هکتوپاسکال در تأمین رطوبت بارش‌های سواحل دریای خزر نقش مهمی ایفا می‌کنند. دوستکامیان و همکاران (۱۳۹۷)، با هدف مطالعه منابع رطوبتی بارش‌های بهاره ایران، به مطالعه همگرایی شار رطوبت و تأمین آب قابل بارش پرداختند. نتایج نشان داد که بیشترین مقدار رطوبت و همگرایی شار رطوبت از سمت دریای عرب، خلیج فارس، دریای خزر، و دریای سرخ در تراز زیرین و دریای سیاه و مدیترانه در تراز فوقانی می‌باشند. بخش‌هایی از خاورمیانه و چندین منطقه جنب‌حاره‌ای خشک همچون شمال غرب افریقا، جنوب غرب امریکای شمالی، جنوب افریقا و امریکای جنوبی تحت تأثیر بارش‌های فرین و سیلاب‌ها هستند. رستمی (۱۳۹۶)، با بررسی ابرهای پُرشار حاره‌ای بر روی بارش‌های ایران، نشان داد که با ورود ابر پُرشار حاره‌ای در مناطق جنوب غرب، غرب، و سواحل دریای خزر بارش رخ می‌دهد. این وقایع همگی در نتیجه تعامل گردشی حاره- برون حاره بوده‌اند

(دی‌رایس و همکاران، ۲۰۱۶). ایران در منطقه جنب حاره قرار دارد و با توجه به موقعیت جغرافیای خاص خود در منطقه انتقالی نسبت به الگوهای بزرگ‌مقیاس گردش عمومی و ردسپهری (تروپوسفری) واقع شده و محل برهم‌کنش سیستم‌های گردش حاره و برون حاره است (مصطفایی و همکاران، ۱۳۹۴). در این صورت تعاملات الگوهای گردشی می‌توانند بر ایران اثرگذار باشند. از آنجا که در هر مکانی بارش زمانی اتفاق می‌افتد که هوای مرطوب و عامل صعود فراهم باشد (علیجانی، ۱۳۷۶، ۱۳۹۳)، در این تحقیق به بررسی ابرهای پُرشار حاره‌ای به‌عنوان یک منبع رطوبتی بارش‌های ۲۵ و ۲۶ مارس ۲۰۱۹ ایران و عوامل صعود دینامیکی که به انتقال آن‌ها از منطقه حاره به برون حاره و بر روی ایران منجر شده‌اند پرداخته شده است.

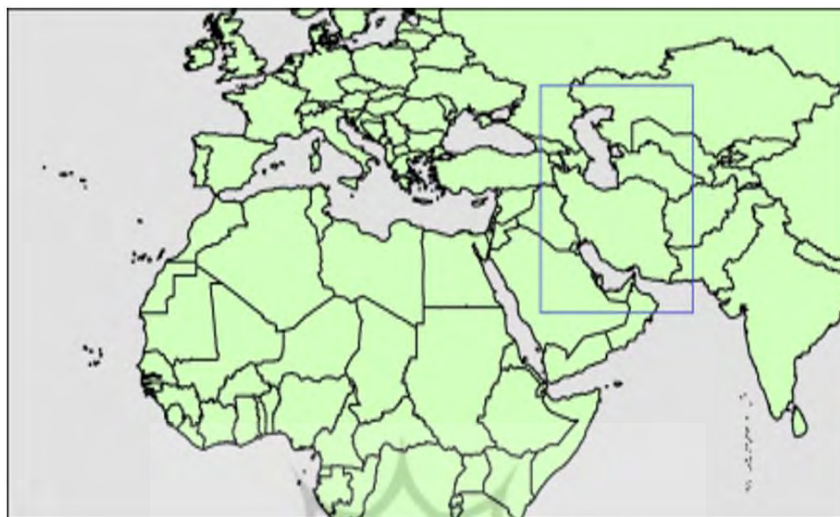
مواد و روش‌ها

به‌منظور بررسی تعاملات حاره- برون حاره و بارش‌های فرین و فراگیر ایران در رابطه با ابرهای پُرشار حاره‌ای، روزهای ۲۵ و ۲۶ سال ۲۰۱۹ که ایران بارش فرین و فراگیر را تجربه کرده است انتخاب شدند. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های جو بالا هستند. با توجه به اینکه TPها ابرهایی هستند که فقط در تصاویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شوند، از تصاویر ماهواره‌ای IR متوسست استفاده شد. تصاویر از سایت <https://www.ncdc.noaa.gov> به صورت روزانه در چهار دیده‌بانی (۰۰,۰۰، ۰۶,۰۰، ۱۲,۰۰ و ۱۸,۰۰) دانلود شد. داده‌های جوی مورد نیاز، ارتفاع ژئوپتانسیل (بر حسب متر)، سرعت باد (بر حسب متر بر ثانیه) و جهت باد در مقیاس زمانی ساعتی استفاده شد. داده‌های مورد استفاده ERA5 هستند که از سایت <https://www.ecmwf.int> استخراج شده‌اند. داده‌های ERA5 از سال ۱۹۷۹ تا کنون در دسترس‌اند که در ۳۷ تراز و در مقیاس‌های ساعتی، روزانه، ماهانه، و سالانه در ۲۴ دیده‌بانی (از ۰۰,۰۰ تا ۰۰,۲۴) فراهم شده‌اند. در این تحقیق از داده‌های روزانه و در چهار دیده‌بانی (۰۰,۰۰، ۰۶,۰۰، ۱۲,۰۰ و ۱۸,۰۰) استفاده شده است. همچنین، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، منشأ، مسیر، و جهت ابرهای پلام شناسایی شد. سپس، به‌منظور شناسایی الگوهای سینوپتیکی در زمان رخداد TP با استفاده از داده‌های ERA5 نقشه‌های سینوپتیکی ارتفاع ژئوپتانسیل و رودبادها در ترازهای جوی (۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال) در محیط نرم‌افزاری GRADS نقشه‌های سینوپتیکی ترسیم شد. همچنین، از تصاویر ترکیبی ابرها با ارتفاع ژئوپتانسیل و رودبادها از سایت eumetrain.org به‌منظور بررسی بهتر استفاده شد. بررسی شرایط سینوپتیکی در دو تراز ۲۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال به این علت است که رودباد جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال شکل می‌گیرد. برای بررسی رودباد جبهه قطبی نیز فقط تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال بررسی شد چون در این تراز رودباد جبهه قطبی به بهترین حالت خود می‌رسد.

محدوده مورد مطالعه

ایران کشوری است در نیمکره شمالی و جنوب غرب آسیا، در محدوده خاورمیانه با مشخصات ۲۵-۴۰ درجه عرض شمالی و ۴۴-۶۴ درجه طول شرقی و با مساحت ۱۶۴۸،۱۹۵ کیلومتر مربع. ایران کشوری ناهموار است و ارتفاع میانگین آن از تراز دریا حدود ۱۲۵۰ 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 می‌گیرد. بخش زیادی از ایران در منطقه جنب حاره واقع شده است که منجر می‌شود تحت تأثیر الگوهای گردشی حاره و برون حاره واقع شود؛ پُرفشار سیبری، رودباد جبهه قطبی، بادهای غربی، فرودهای بلند مدیترانه از منطقه برون حاره، پُرفشار آزر، کم‌فشار گنگ، فرود خلیج فارس، کم‌فشار سودان و دریای سرخ از مناطق حاره، رودباد و پُرفشار جنب حاره از منطقه جنب حاره. بارش‌های فرین ایران توسط الگوهای گردشی مختلفی ایجاد شده‌اند که در فصول مختلف الگوهای متفاوت دخیل‌اند. امکان وقوع بارش‌های سنگین در سراسر ایران، به‌جز در سواحل دریای خزر در چهار ماه دسامبر، ژانویه، فوریه، و مارس، وجود دارد که مقارن با گسترش بادهای غربی هستند. بیشترین بارش‌های سنگین سواحل خزر ایران مربوط به ماه نوامبر است که

ناشی از همرفت وزشی ناشی از گسترش پُرفشار سیبری و دریای سیاه است (منتظری، ۱۳۸۸). از آنجا که در این تحقیق به‌منظور مطالعه ابرهای پُرفشار حاره‌ای و اثر آن بر بارش فرین ایران هستیم، نیاز به شناسایی منشأ شکل‌گیری، مسیر، و جهت ابرها ضروری است. در نتیجه محدوده مورد مطالعه برای بررسی دقیق‌تر از ۵۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی و از ۰ درجه تا ۷۰ درجه شمالی در نظر گرفته شد.



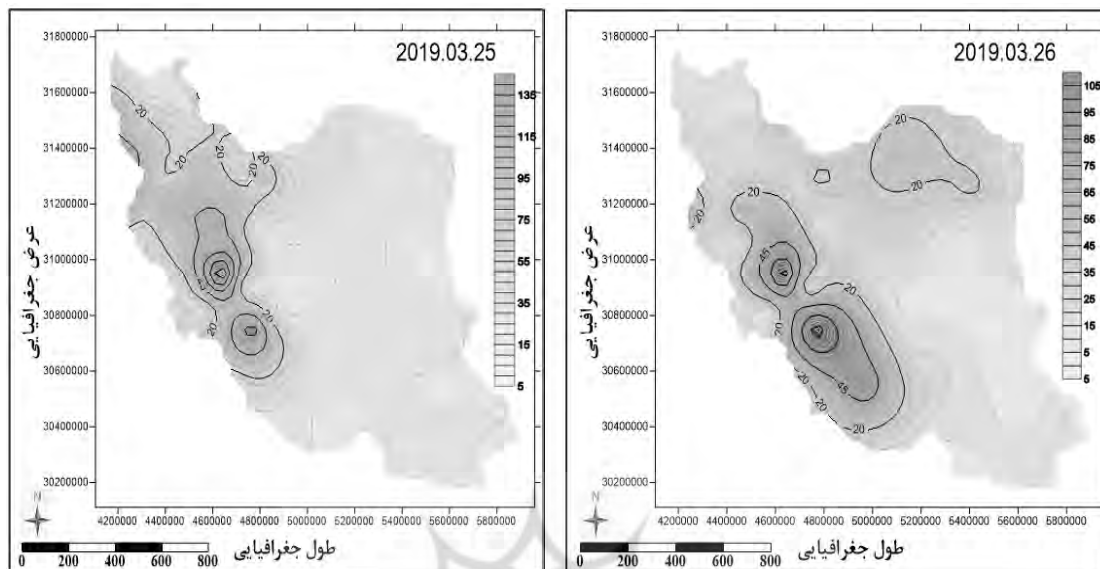
شکل شماره ۱. محدوده مورد مطالعه جهت شناسایی ابرهای پُرفشار حاره‌ای. مستطیل آبی موقعیت جغرافیایی ایران

بحث و یافته‌ها

مشخصات بارش‌های فرین و فراگیر مارس ۲۰۱۹ (۲۵ و ۲۶ مارس)

طی بازه زمانی ۱۶ مارس تا ۱ آوریل ۲۰۱۹ با ورود سامانه‌های بارشی قدرتمند به کشور بارش‌های شدید و فراگیر به جاری شدن سیل در مناطق مختلف کشور و در بیشتر استان‌های ایران منجر شد (علی‌جانی و همکاران، ۱۳۹۸: ۷۷). در این بازه زمانی روزهای ۲۵ و ۲۶ مارس شدیدترین بارش‌ها را دریافت کردند. به‌طوری‌که از ۳۱ استان ایران ۲۶ استان درگیر سیل شد. تمرکز بارش‌ها بیشتر بر نواحی غرب و جنوب غرب ایران بود. استان‌های کرمانشاه، ایلام، لرستان، فارس، و خوزستان خسارت بیشتری یافتند. در این میان سیل استان لرستان و شهر شیراز شدیدتر بود. به‌طوری‌که سیل ۲۵ مارس در شهر شیراز ۲۲ قربانی گرفت. حجم بسیار بالای بارش به‌وقوع پیوسته طی ماه‌های پایانی سال ۱۳۹۷ و بارش‌های سنگین و مداوم در روزهای منتهی به رخداد بارش سنگین در بخش وسیعی از مناطق غرب و جنوب غرب کشور میزان نفوذپذیری خاک را به‌طور قابل ملاحظه‌ای کاهش داده بود. چنین شرایطی در روزهای موردنظر به شکل‌گیری حجم بسیار زیادی رواناب منجر شده است که به لحاظ اکولوژیکی بسیار بالاتر از توان اکولوژیک حوضه‌های آبریز منطقه بوده است (رئیس‌پور و عساکره، ۱۴۰۰). با دسترسی به داده‌های ایستگاهی بارش روزانه ۸۴ ایستگاه سینوپتیک در کل ایران روزهای ۲۵ و ۲۶ سال ۲۰۱۹ روزهایی با بارش فراگیر و فرین شناسایی شدند. روزهای ۲۵ و ۲۶ مارس بیشترین بارش را داشته‌اند. در ۲۵ مارس از ۸۴ ایستگاه، ۵۸ ایستگاه بارش بیش از ۱ میلی‌متر را داشته‌اند که ۲۶ ایستگاه بارش فرین بوده است. ایستگاه کوه‌رنگ با ۱۵۳ میلی‌متر بیشترین بارش را داشته است. در ۲۶ مارس تعداد ایستگاه‌های دارای بارش بیشتر بوده اما میزان بارش کاهش داشته است. شمال شرق کشور نیز بارش‌های فرین داشته‌اند. در ۱۶ ایستگاه بارش بیش از ۲۰ میلی‌متر ثبت شده است. بیشترین بارش در این روز مربوط به ایستگاه‌های کوه‌رنگ با ۱۱۲ و یاسوج ۱۱۱ میلی‌متر بوده است. در این روز، نیمه شمال غرب ایران بارش فرین کمتری دریافت کرده است (شکل ۲). ایستگاه‌هایی با بیشترین بارش در روزهای مورد بررسی، در پهنه‌بندی بارش ایران توسط مسعودیان (۱۳۹۰)، جزو

نواحی نیمه‌پربارش زاگرس شمالی (۸,۳ درصد از مساحت کل کشور) و ناحیه نیمه‌پربارش زاگرس جنوبی (۴,۴ درصد از مساحت کل کشور) هستند. ورود توده‌های مرطوب از غرب و جنوب غرب و همچنین صعود اجباری آن‌ها توسط زاگرس و نقشی که زاگرس در کاهش دمای این قلمرو دارد به ریزش بیشتر بارش این نواحی منجر می‌شود.

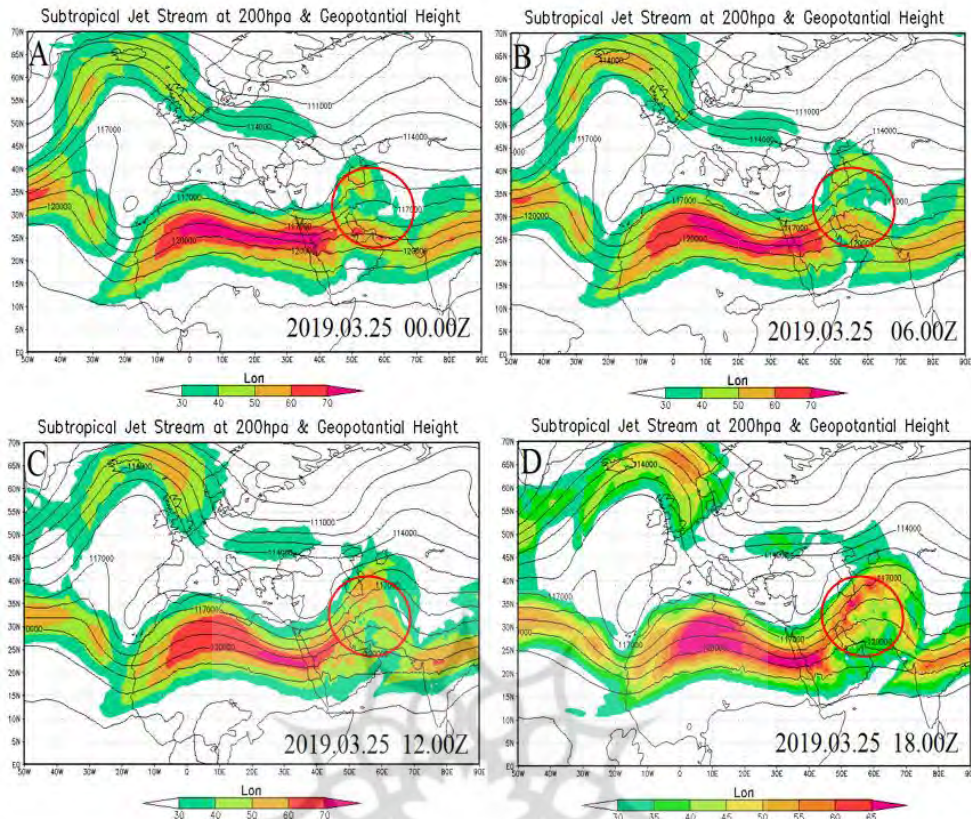


شکل شماره ۲. نقشه بارش ایران در روزهای ۲۵ و ۲۶ مارس ۲۰۱۹

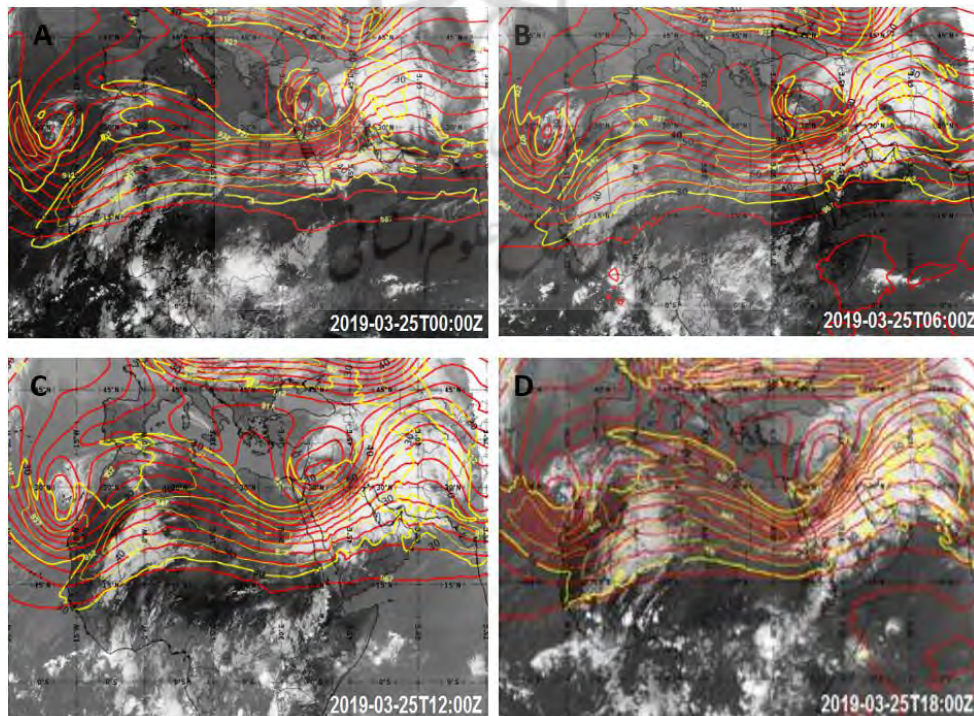
تحلیل شرایط سینوپتیکی (۲۵ و ۲۶ مارس ۲۰۱۹)

نتایج بررسی نقشه‌های سینوپتیک ارتفاع ژئوپتانسیل و رودبادهای (شکل‌های ۱ و ۲ و ۳ و ۴) در روزهایی با بارش فراگیر و فرین: ۱. ناوه غربی عرض میانی در شرق مدیترانه واقع شده است و زبانه‌های جنوبی آن به منطقه حاره نفوذ کرده‌اند؛ ۲. رودباد جبهه قطبی به دو شاخه شمالی و جنوبی منشعب شده و شاخه جنوبی آن به عرض‌های جنب حاره و حاره در تراز ۳۰۰ انتقال یافته است؛ ۳. رودباد جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در تروپوسفر فوقانی مشاهده شد. با توجه به اینکه در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال جبهه قطبی در شدیدترین حالت خود قرار دارد، برای بررسی جبهه قطبی فقط از این تراز استفاده شده است. طبق شکل‌های ۱ و ۳ در روزهای اوج بارش (۲۵ و ۲۶ مارس)، دو ناوه غربی در سطوح میانی و فوقانی بر روی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل مشاهده می‌شود؛ اول، ناوه غربی اقیانوس اطلس که زبانه‌های آن به ۱۵ درجه شمالی بر روی اقیانوس اطلس می‌رسد و منطقه واگرایی آن بر روی غرب افریقای شمالی واقع شده است؛ دوم، ناوه غربی شرق مدیترانه که به ۲۵ تا ۳۰ درجه شمالی نفوذ کرده است و در روزهای اوج بارش منطقه واگرایی آن مناطق شمال غرب ایران را فرامی‌گیرد. امواج غربی در ۴۰ درجه غربی و بر روی اطلس شمالی به دو شاخه جنوبی و شمالی منشعب شده‌اند. شاخه جنوبی از جنوب ناوه غربی‌ها جریان می‌یابد و همراه با رودباد جبهه قطبی به مناطق حاره و جنب حاره نفوذ کرده است. در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال رودباد جبهه قطبی و در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال رودباد جنب حاره قرار دارد (شکل‌های ۱ و ۳). رودبادهای از ناوه غربی اقیانوس اطلس تا دریای سرخ که محور ناوه قرار دارد با جهتی مداری یا موجی در جریان است. با رسیدن به محور ناوه که بر روی دریای سرخ مستقر است شروع به حرکت در امتداد منطقه واگرایی ناوه غربی با جهتی نصف‌النهاری (جنوب غرب-شمال شرق) می‌کنند و وارد ایران می‌شوند. در مواردی که رودبادهای با منطقه واگرایی ناوه غربی شرق مدیترانه که بر شمال غرب ایران واقع شده همراه می‌شوند با جهتی جنوبی-شمالی به عرض ۴۵ درجه شمالی می‌رسند. بر روی ایران منطقه واگرایی ناوه غربی شاخه جنوبی مستقر است. رودبادهای جبهه قطبی و جنب حاره، که واگرایی بالایی آن‌ها با واگرایی ناوه منطبق است، همراه هم شرایط ناپایداری را بر روی

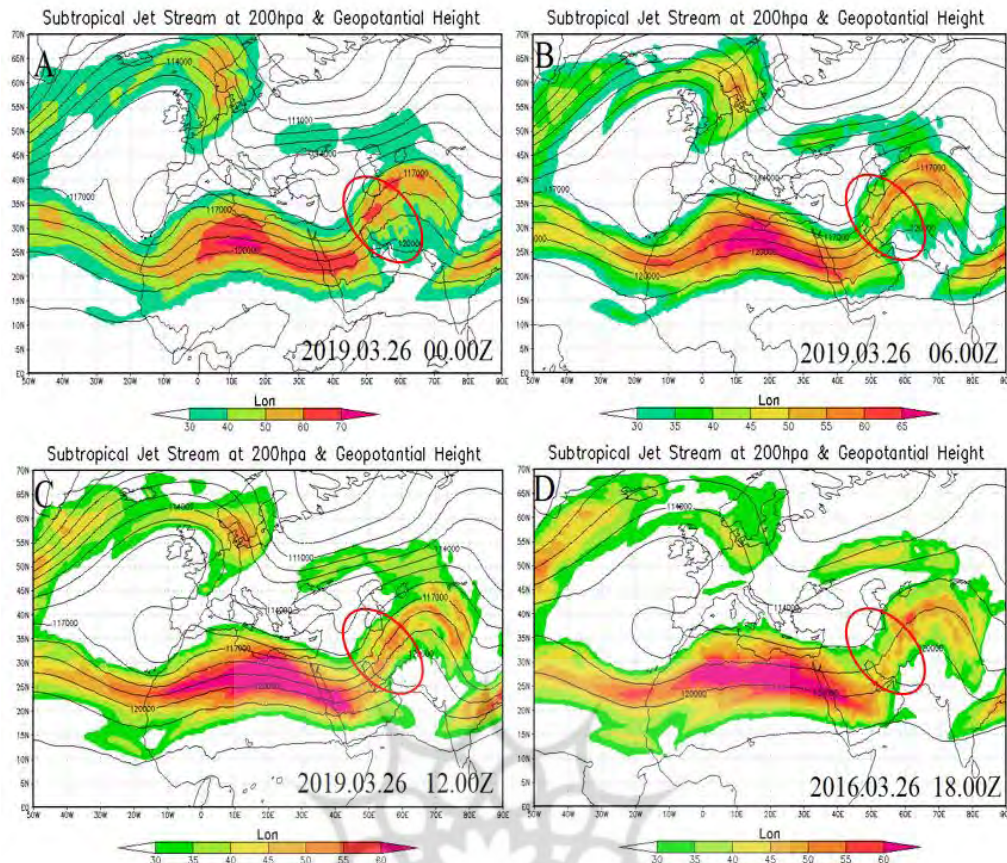
ایران تا طول ۶۰ درجه فراهم می‌کنند. نیمه شرقی ایران زیر نفوذ پشته امواج غربی هستند.



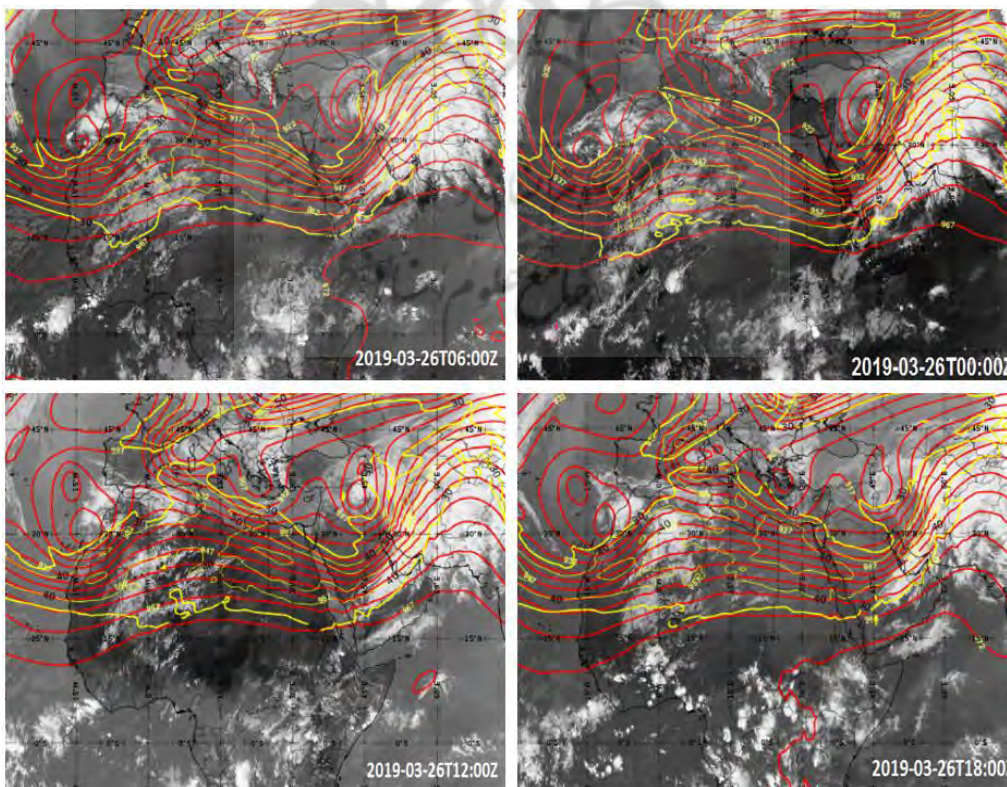
شکل شماره ۱. رودباد جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیل بر حسب ژئوپتانسیل متر (منحنی‌های مشکی) روز ۲۵ مارس ۲۰۱۹. بیضی قرمز موقعیت جغرافیایی ایران را نشان می‌دهد.



شکل شماره ۲. تصاویر انطباقی ارتفاع ژئوپتانسیل و رودباد جبهه قطبی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال با تصاویر ماهواره‌ای IR پُرشار حاره‌ای (TP) روز ۲۵ مارس ۲۰۱۹. خطوط زرد رودباد جبهه قطبی. خطوط قرمز ارتفاع ژئوپتانسیل و پس‌زمینه ابرهای پلام (TP)



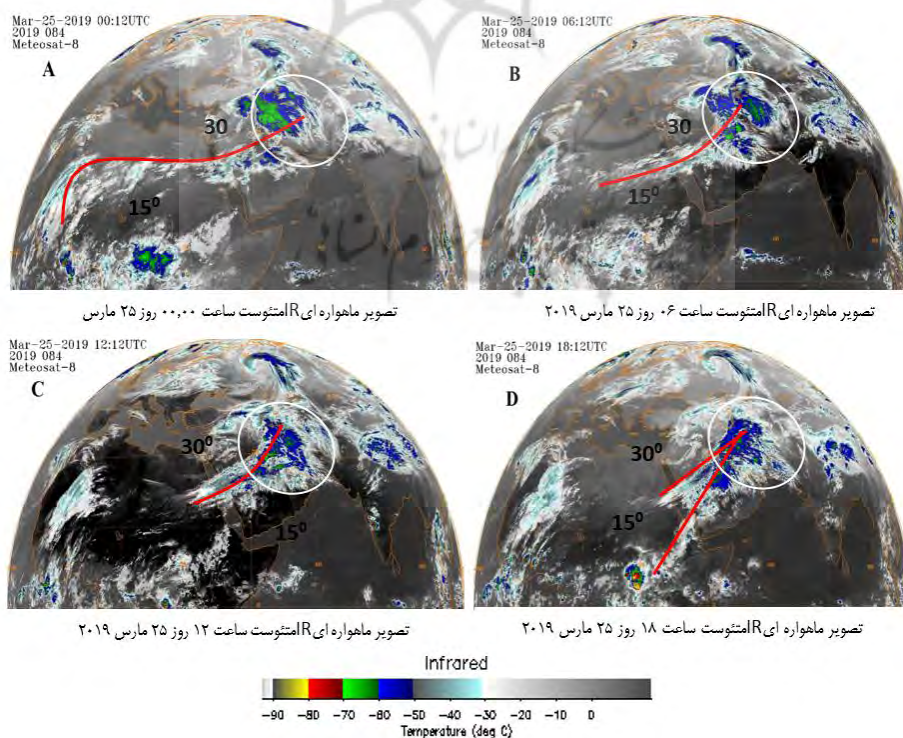
شکل شماره ۳. رودباد جنب حاره و ارتفاع ژئوپتانسیل بر حسب ژئوپتانسیل متر (منحنی‌های مشکی) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال روز ۲۵ مارس ۲۰۱۹. بیضی قرمز موقعیت جغرافیایی ایران را نشان می‌دهد.



شکل شماره ۴. تصاویر انطباقی ارتفاع ژئوپتانسیل و رودباد جبهه قطبی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال با تصاویر ماهواره‌ای IR پُرشار حاره‌ای (TP) روز ۲۶ مارس ۲۰۱۹. خطوط زرد رودباد جبهه قطبی. خطوط قرمز ارتفاع ژئوپتانسیل و پس‌زمینه ابرهای پلام (TP)

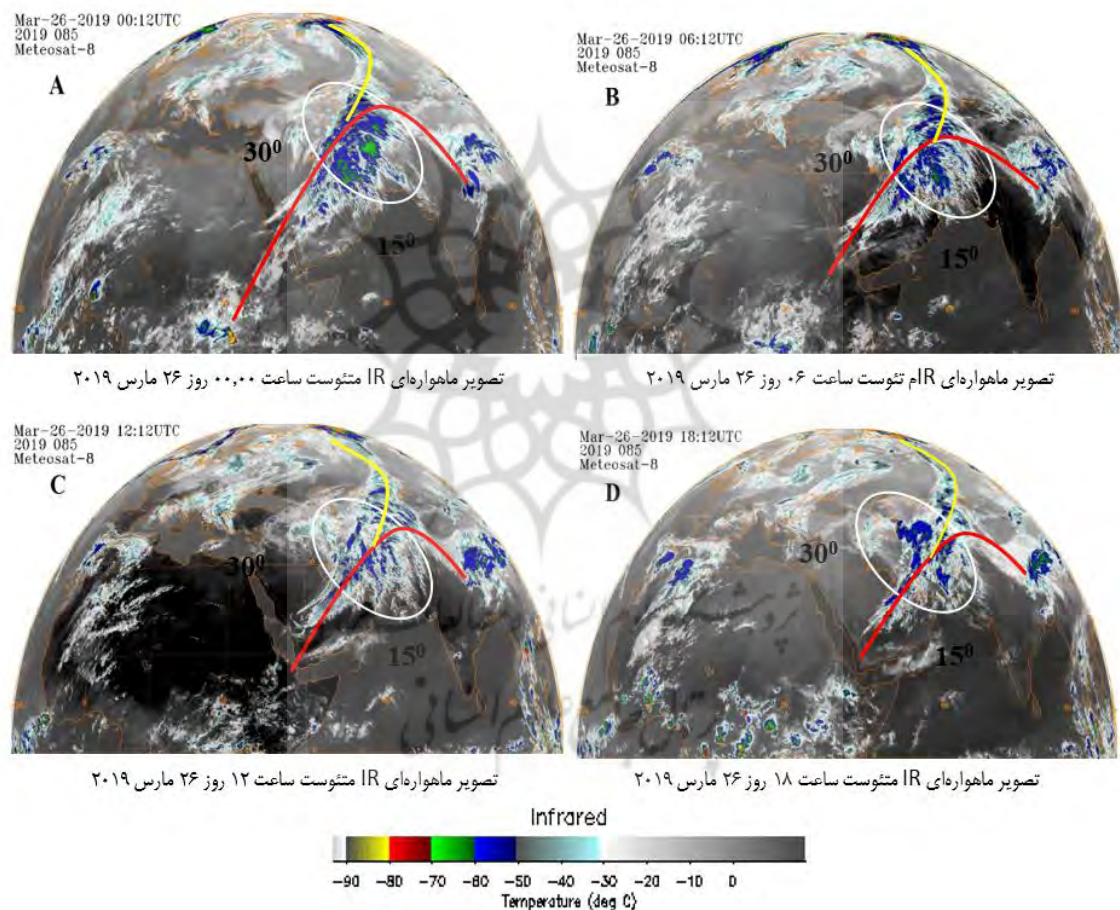
ابره‌های پُرشار حاره‌ای (TP)

در روز ۲۵ مارس، روز اوج بارش‌ها، دو باند TP با منشأ قاره‌ای و اقیانوسی مشاهده شده است. باند شرقی با منشأ قاره‌ای و با ۶۵۰۰ کیلومتر بر روی شرق آفریقای مرکزی نزدیک به خط استوا و با طول ۶۰۰۰ هزار کیلومتر و با جهتی شمال شرق سو به عرض‌های بالا جریان دارد. منشأ باند غربی اقیانوسی است و از اقیانوس اطلس در ۵ درجه شمالی و در سواحل غربی آفریقا شکل گرفته است. این باند با جهتی غربی- شرقی در امتداد جریانات جنوبی بادهای غربی در عرض‌های حاره‌ای بر روی آفریقای شمالی جریان دارد. تا رسیدن به دریای سرخ حالتی مداری دارد. بر روی دریای سرخ به علت ناوه جریانات جنوبی بادهای غربی که محور آن از دریای سرخ می‌گذرد جهتی شمال شرق پیدا می‌کند و به عرض‌های بالا انتقال می‌یابد. این باند به حاشیه‌های نواحی غربی ایران می‌رسد. باند شرقی از جنوب دریای سرخ و باند غربی از دریای سرخ مرکزی می‌گذرد. ساعت‌های ۰۰ و ۰۶،۰۰ تنها باند غربی به عرض‌های شمالی گسترش داشته است (شکل ۵- A و B). ساعت‌های ۱۲،۰۰ و ۱۸،۰۰ باند جنوبی نیز گسترش یافته است و دو باند ابر از مناطق حاره به سمت ایران گسترش داشته‌اند (شکل ۵- C و D). تا رسیدن به دریای سرخ TP حجم رطوبتی کمی دارد. دو باند یادشده با عبور از دریای سرخ در هم ادغام شده‌اند. عبور از جنوب دریای سرخ و ادغام دو باند به حجم رطوبتی آن افزوده است. دامای کمتر TP تا قبل از رسیدن به دریای سرخ، که بین ۲۰- تا ۴۰- درجه است، نشان از ارتفاع پایین ابرها دارد. با رسیدن ابر به دریای سرخ ارتفاع آن افزایش می‌یابد و دما به ۵۰- تا ۶۰- درجه رسیده است. TP با رسیدن به عرض‌های بالا عریض‌تر می‌شود. این افزایش وسعت بر روی شبه‌جزیره عربستان مشاهده می‌شود و با رسیدن به ایران وسعت آن افزایش بیشتری می‌یابد. همچنین، ارتفاع ابر بر روی ایران بیشتر و به ۷۰- درجه سانتی‌گراد می‌رسد. توبی و همکاران (۲۰۱۷) اشاره کرده‌اند که TP ضمن انتقال بخار آب از آفریقای حاره‌ای به خاورمیانه از تراز پایین تروپوسفر به تراز بالا انتقال می‌یابد. به همین دلیل، در طی مسیر با رسیدن به ایران ارتفاع ابر افزایش می‌یابد. TP در ساعت‌های ۰۰،۰۰ و ۱۲،۰۰ همان‌گونه که در شکل ۵- C و B مشاهده می‌شود، بر روی مناطق شمالی ایران منشعب شده است. یک شاخه در امتداد جریان چرخندگی ناوه غربی شرق مدیترانه بر روی دریای سیاه کشیده شده است. شاخه دیگر با جهتی جنوبی- شمالی به عرض ۶۰ درجه و بر روی سیبری می‌رسد.



شکل شماره ۵. تصویر ماهواره‌ای متئوست، باند مادون قرم شکل ۵. تصویر ماهواره‌ای متئوست، باند مادون قرمز (IR) روز ۲۵ مارس ۲۰۱۹. خطوط قرمز مسیر TP و دایره سفید موقعیت جغرافیایی ایران را نشان می‌دهند. (IR) روز ۲۵ مارس ۲۰۱۹. خطوط قرمز مسیر TP و دایره سفید موقعیت جغرافیایی ایران را نشان می‌دهند.

در ۲۶ مارس فقط باند قاره‌ای ابر مشاهده می‌شود. این باند تا شرق خاورمیانه می‌رسد. در ساعت‌های ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰، و ۱۸:۰۰ ارتباط TP با منشأ استوایی قطع شده و نقطه شروع آن به ۱۷ درجه شمالی در شرق دریای سرخ جنوبی رسیده است (شکل ۶- C, D, و B). با رسیدن به ایران وسیع‌تر و ارتفاع بیشتری یافته است. همچنین، با رسیدن به عرض ۴۵ درجه شمالی و بر روی دریاچه آرال تحت تأثیر الگوهای موجود در عرض‌های میانی به دو شاخه منشعب می‌شوند: شاخه‌ای از آن توسط جریانات ناوه عرض‌های بالا و در منطقه جلوی آن به عرض‌های ۶۰ درجه و بر روی سیبری می‌رسد که در تصویر ماهواره‌ای به صورت ابرهای کاماشکل مشاهده می‌شود. در امتداد منطقه همگرایی پرفشار موجود در شرق ایران به عرض‌های ۲۰ درجه شمالی بازگشت پیدا می‌کند و بر روی چین و تبت می‌رسد (شکل‌های ۵ و ۶). منشأ ابر در ساعت ۰۰:۰۰ از خط استوا و افریقای مرکزی است. در ساعت‌های ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰، ۱۸:۰۰ و ۰۶:۰۰ نقطه شروع TP به ۱۵ درجه و بر روی شبه‌جزیره عربستان در شرق دریای سرخ می‌رسد. طول آن کاهش می‌یابد و تا شرق ایران به ۶۰۰۰ هزار کیلومتر می‌رسد. طول ابر از نقطه شروع تا سیبری و تبت نیز به حدود ۱۲ هزار کیلومتر می‌رسد.



شکل شماره ۶. تصویر ماهواره‌ای متئوسات، باند مادون قرمز (IR) روز ۲۶ مارس ۲۰۱۹. خطوط قرمز مسیر، منحنی زرد انشعاب TP، و دایره سفید موقعیت جغرافیایی ایران را نشان می‌دهند.

ارتباط TP با ناوه غربی عرض میانی، رودباد جبهه قطبی، و جنب حاره در روزهای اوج بارش با توجه به شکل ۳ و نقشه ۱ روز ۲۵ مارس، در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰:۰۰ باند اقیانوسی TP که از صفر درجه منشأ گرفته است در امتداد منطقه واگرایی ناوه غربی واقع بر روی اقیانوس اطلس شمالی به ۱۷ درجه می‌رسد و در امتداد جریانات مداری بادهای غربی که به مناطق حاره وارد شده‌اند با جهتی مداری و در زیر قسمت استوایی رودباد به سمت شرق در جریان است. دوشاخه شدن TP از روی شبه‌جزیره عربستان مشهود است. یک شاخه با جهتی

نصف‌النهاری بر روی ایران وارد شده و یک شاخه با جهتی مداری بر روی خلیج فارس جریان می‌یابد. این دوشاخه شدن منطبق بر دوشاخه شدن رودباد جبهه قطبی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳) و رودباد جنب حاره تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (نقشه ۱) است. دو هسته سرعت در این ساعت بر روی ایران مشاهده می‌شود: یک هسته بر روی دریای عمان و خلیج فارس و یک هسته بر روی سواحل جنوبی دریای خزر واقع شده‌اند. TP دقیقاً منطبق بر هسته‌های رودباد و مناطق با بیش از ۴۰ متر بر ثانیه رودبادهای جنب حاره تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و رودباد جبهه قطبی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال‌اند. هسته رودباد به مناطق شرق، جنوب شرق، شمال غرب، و بخش‌هایی از شمال غرب نرسیده است. در نتیجه TP بر روی این نواحی مشاهده نمی‌شود. از دریای سرخ با واگراشدن جریانات غربی، که افزایش فاصله بین خطوط آن را نشان می‌دهد، به عریض شدن TP منجر می‌شوند. ورود TP بر روی ایران به علت واگرایی بیشتر جریانات غربی عریض‌تر می‌شود. عریض شدن ابرها در منطقه واگرایی ناوه غربی بر روی ایران و در منطقه واگرایی ناوه غربی اقیانوس اطلس بر روی غرب افریقای شمالی اتفاق افتاده است. در ساعت ۰۶:۰۰ ورود بیشتر هسته رودباد به نواحی شمال شرق و شمال ایران، TP وارد این نواحی شده است (نقشه ۱ و شکل ۵-B). ورود TP بر روی شمال غرب به‌رغم نبود رودباد در این نواحی، به علت حرکت چرخندی ناوه غربی شرق ترکیه است که ابر را به این نواحی و تا شرق دریای سیاه انتقال داده است. ساعت ۰۰:۱۲ هسته سرعت رودباد چند درجه جابه‌جایی جنوب‌سو دارد که به انتقال TP به نواحی جنوب و جنوب غرب ایران منجر شده است. همچنین، با گسترش بیشتر هسته سرعت بر روی ایران، نواحی بیشتری زیر نفوذ TP هستند (نقشه ۱ و شکل ۵-C). ساعت ۰۰:۱۸ باند شرقی و قاره‌ای TP از خط استوای افریقای مرکزی منشأ گرفته و در راستای منطقه واگرایی ناوه غربی و رودباد وارد ایران شده است. ادغام دو باند بر روی شبه‌جزیره عربستان مشهود است. از آنجا که ورود رودباد به ایران با مسیری جنوبی‌تر رخ داده، باعث شده است TP بر روی شمال غرب ایران وارد نشود (نقشه ۱ و شکل ۵-D).

روز ۲۶ مارس مطابق با نقشه ۲ رودباد جنب حاره، برعکس روز قبل مداری نیست و به صورت موجی در امتداد جریانات عمیق‌تر غربی در جریان است. این عامل می‌تواند موجب عدم انتقال مداری TP باند اقیانوسی به شرق شود. باند اقیانوسی TP با جهتی جنوبی- شمالی در راستای واگرایی ناوه غربی اقیانوس اطلس به مدیترانه می‌رسد. گسترش هسته سرعت بیش از ۴۰ متر بر ثانیه بر روی ایران بیشتر از روز قبل است. پشته روی شرق ایران نیز عمیق‌تر شده است. با توجه به استقرار هسته رودباد بر روی قطر جنوب غرب- شمال شرق ایران، بیشترین حجم و وسعت TP نیز در این نواحی از ایران مشاهده می‌شود. محل ورود TP منطبق بر محل ورود هسته رودباد است. در ساعت ۰۰:۱۸ وجود بیشترین TP بر روی شمال شرق ایران نشان از وجود هسته سرعت بر روی این مناطق را دارد (نقشه ۲ و شکل ۶-D). روز ۲۶ مارس شاهد انتقال جنوبی TP در راستای قطر جنوب غرب- شمال شرق ایران هستیم که در انطباق با جابه‌جایی جنوب سوی هسته رودباد به عرض‌های جنوبی‌تر است. به این معنا که TP در ساعت ۰۰:۰۰ از شمال خلیج فارس وارد ایران شده است (شکل ۴-A) و تا ساعت ۱۸:۰۰ محل ورود در شرق خلیج فارس بوده است (شکل ۴-D). منشعب شدن TP به دو شاخه شمالی و جنوبی که از شمال شرق ایران شروع می‌شود تحت تأثیر رودباد جبهه قطبی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال صورت می‌گیرد که شاخه شمالی را تا سیبری و شاخه جنوبی را در امتداد منطقه همگرایی پشته شرق ایران تا چین انتقال می‌دهند (شکل ۶).

بر اساس مطالعات انجام‌شده در رابطه با منابع رطوبتی بارش‌های فرین ایران، رطوبت این بارش‌ها از منابع مختلف اقیانوسی و قاره‌ای دریافت می‌شوند. طی فصل مرطوب، رطوبت دریای عرب، خلیج فارس، و دریای مدیترانه غالب‌اند. طی فصل خشک نقش دریای سرخ، دریای خزر، خلیج فارس، دریای سیاه، و اقیانوس هند افزایش و نقش دریای عرب کاهش می‌یابد (جیدری‌زاد و همکاران، ۲۰۱۸). رطوبت توسط الگوهای گردشی متفاوتی وارد ایران می‌شود. منابع مهم رطوبتی برای بارش‌های ایران در مناطق مختلف بر اساس تحقیقات صورت‌گرفته عبارت‌اند از: منابع رطوبتی دریای سرخ برای غرب ایران (کیانی و همکاران، ۱۳۹۹)، دریای سرخ در تراز میانی جو و در غرب ایران (فرج‌زاده و همکاران، ۱۳۸۸)، دریا‌های سرخ، عرب، و خلیج فارس برای غرب ایران (داداشی رودباری و کاشکی، ۱۳۹۷؛ قاعدی و همکاران، ۱۳۹۱)، خلیج فارس و دریای سرخ برای جنوب غرب (برنا، ۱۳۹۶)، خلیج فارس و دریای عمان (امیدوار و همکاران، ۱۳۸۹) برای

بارش‌های غرب ایران، رطوبت دریای مدیترانه در تراز میانی (۵۰۰، ۶۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال)، و دریای خزر، دریای سرخ، و مدیترانه در تراز زیرین ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال (قویدل رحیمی و حاتمی، ۱۳۹۵). همچنین، دریا‌های جنوبی (دریای عمان، دریای عرب، خلیج فارس، و همچنین مناطق حاره‌ای شرق آفریقا، اقیانوس هند، گاهی دریای مدیترانه در جنوب غرب و جنوب) (راستگو و رنجبر سعادت‌آبادی، ۱۳۹۷) از مهم‌ترین منابع تأمین رطوبت بارش‌های فرین غرب ایران‌اند. در این میان دریای عرب، دریای سرخ، و خلیج فارس مهم‌ترین منابع رطوبتی شناخته شده‌اند که جزو منابع رطوبتی اقیانوسی از مناطق حاره و جنب حاره‌اند. در این میان تاکنون ابرهای پُرشار حاره‌ای به‌عنوان یک منبع رطوبتی بارش‌های ایران بررسی و مطالعه نشده است. این ابرها با منشأ حاره‌ای در طی مسیر خود ضمن گذر از دریا‌های سرخ، عرب، و خلیج فارس می‌توانند تغذیه رطوبتی شوند و با رسیدن به مناطق جنب‌حاره و برون‌حاره، به‌عنوان یک منبع رطوبتی، در صورت وجود شرایط ناپایداری به رخداد بارش منجر شوند.

نتیجه‌گیری

در روزهای ۲۵ و ۲۶ مارس شاهد نفوذ عوامل دینامیکی برون‌حاره به منطقه حاره هستیم. این عوامل ناو‌های غربی عمیق برون‌حاره و رودباد جبهه قطبی‌اند که نفوذ حاره‌ای آن‌ها به انتقال رطوبت حاره به منطقه برون‌حاره در قالب ابرهای پُرشار حاره‌ای (TP) در ترازهای میانی و فوقانی منجر شده‌اند. محل نفوذ ناو غربی به منطقه حاره منشأ شکل‌گیری ابرها را در منطقه حاره مشخص کرده‌اند. همچنین، مسیر و جهت ابرها از منطقه حاره به برون‌حاره را منطقه واگرایی ناو‌های غربی و رودباد جبهه قطبی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال و رودباد جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال مشخص کرده‌اند. TP با دو منشأ اقیانوسی و قاره‌ای و با عبور از دریای سرخ و شبه‌جزیره عربستان در امتداد منطقه واگرایی ناو غربی و هسته‌های سرعت رودبادها با جهتی جنوب غرب-شمال شرق وارد ایران شده‌اند. دو باند ابر بر روی دریای سرخ ادغام می‌شوند که به افزایش حجم رطوبتی ابر بر روی عربستان و ایران منجر می‌شوند. از آنجا که ایران تحت حاکمیت منطقه واگرایی ناو غربی و رودباد جبهه قطبی و جنب حاره است، شرایط صعود و ناپایداری حاکم است. با انتقال ابرها بر روی ایران به علت ناپایداری کافی، ابرها به ایجاد بارش منجر شده‌اند. ابرهای پُرشار حاره‌ای می‌توانند یک منبع رطوبتی برای رخداد بارش‌های مناطق برون‌حاره باشند. وجود چنین منبع رطوبتی همراه منابع رطوبتی تراز زیرین می‌تواند به افزایش حجم رطوبتی بینجامد که در صورت حضور عوامل ناپایداری و صعود بارش بیشتری را سبب گردند.

تقدیر و تشکر

بنا به اظهار نویسنده مسئول، این مقاله حامی مالی نداشته است.

منابع

- ۱) امیدوار، ک؛ صفریور، ف؛ محمودآبادی، س. و الفتی، س. (۱۳۸۹). تحلیل همیدی اثرهای سردچال در وقوع بارش‌های شدید در نواحی مرکز و جنوب غرب ایران، *مدرس علوم انسانی - برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، ۴(۷۰): ۱۶۱-۱۸۹.
- ۲) برنا، ر. (۱۳۹۶). شناسایی الگوهای همید بارش‌های سنگین در حوضه مارون (مطالعه موردی: بارش ۲۹ آبان ۱۳۹۲)، *جغرافیای طبیعی*، ۳۶: ۴۷-۵۹.
- ۳) داداشی رودبادی، ع. و کاشکی، ع. (۱۳۹۷). ارزیابی همیدی بارش سنگین ۹ فروردین ۱۳۸۶ استان خراسان رضوی، *آمایش فضای جغرافیایی*، ۲۹: ۷۵-۹۰.
- ۴) دوستکامیان، م؛ جلالی، م. و طاهریان زاد، ا. (۱۳۹۷). واکوی شار همگرایی رطوبت و آب قابل بارش جو بارش‌های بهاره ایران، *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، ۲۵ (۷): ۱۳۱-۱۵۲.
- ۵) راستگو، ز. و رنجبر سعادت‌آبادی، ع. (۱۳۹۷). مطالعه بارش‌های شدید و حدی استان بوشهر از دیدگاه همیدی - دینامیکی، *هواشناسی و علوم جو*، ۱: ۷۷-۹۶.

- (۶) رستمی، ی. (۱۳۹۶). تأثیر ابر پلام بر روی بارش‌های ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما دکتر حسین عساکره، استاد مشاور دکتر سید حسین میرموسوی، دانشگاه زنجان.
- (۷) رئیس‌پور، ک. و عساکره، ح. (۱۴۰۰). بررسی نقش تعامل الگوهای توأم کم‌فشار بریده‌شده و رود باد جبّه قطبی در ر خداد بارش سنگین فروردین‌ماه ۱۳۹۸ در استان لرستان، نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی.
- (۸) علیجانی، ب. (۱۳۷۶). آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور.
- (۹) علیجانی، ب. (۱۳۹۳). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، ج ۸، تهران: انتشارات سمت.
- (۱۰) علیجانی، ب.؛ میرزایی، ن. و Jahedi, A. (۱۳۹۸). واکاوی هم‌دید بارش‌های حدی و سیل‌آسای کشور مطالعه موردی ۱۶-۲۱ مارس ۱۳۹۸، فصل‌نامه دگرگونی‌ها و مخاطرات آب و هوایی، ۷۰: ۲-۱۱۴.
- (۱۱) فرج‌زاده، م. و کریمی، م. (۱۳۸۸). چگونگی انتقال رطوبت در بارش زمستانه غرب ایران (مطالعه موردی: بارش ۳-۷ ژانویه ۱۹۹۶)، درس علوم انسانی، ۱۹۳: ۱-۲۱۷.
- (۱۲) قاعدی، س.؛ موحدی، س. و مسعودیان، س. ا. (۱۳۹۱). رابطه فرود دریای سرخ با بارش‌های سنگین ایران، جغرافیا و پایداری محیط، ۱: ۱-۱۸.
- (۱۳) قویدل رحیمی، ی. و حاتمی، د. (۱۳۹۵). تحلیلی از اوضاع جوی بارش سنگین منجر به مخاطره سیل ۱۸ سفند ۱۳۸۸ ایران غرب، فضای جغرافیایی، ۱: ۵۵-۱۶.
- (۱۴) کیانی، م.؛ لشکری، ح. و قائمی، ه. (۱۳۹۹). تحلیل همدیدی ر خداد فرین‌های بارش زمستان (DJF) در غرب ایران، پژوهش‌های دانش زمین، ۳(۴۳): ۲۲۳-۲۴۴.
- (۱۵) لشکری، ح. (۱۳۸۲). مکانیسم تکوین، تقویت، و مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، ۴۶: ۱-۱۸.
- (۱۶) لشکری، ح. (۱۳۸۱). مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودانی ورودی به ایران، فصل‌نامه مدرس علوم انسانی، ۲۲(۲۵): ۱۲۲-۱۵۶.
- (۱۷) مسعودیان، س. ا. (۱۳۹۱). آب و هوای ایران، انتشارات شریعه توس.
- (۱۸) مصطفایی، ح.؛ علیجانی، ب. و سلیقه، م. (۱۳۹۴). تحلیل سینوپتیکی بارش‌های شدید و فراگیر در ایران، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۴: ۶۵-۷۶.
- (۱۹) منتظری، م. (۱۳۸۸). تحلیل زمانی- مکانی بارش‌های فرین روزانه ایران، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲(۲۴): ۱۲۵-۱۴۰.

- 20) Alijani, B. (2014). Synoptic Climatoligy, Samt Publicationd.
- 21) Alijani, B.; Mirzaee, NabiAllah and Jahedi, A. (2020). A Synoptic analysis comprehensive and heavy rainfall in Iran: case study 16-31 st 2019. *Climate change and hazards*, 1(2): 70-114.
- 22) Alijani, B. (1997). *Climate of Iran*, Payame Noor Publications.
- 23) Al-Khalidi, J.; Dima, M.; Vaideanu, P. and Stefan, S. (2017). North Atlantic and Indian Ocean links with Iraq Climate. *Atmosphere*, 8(12): 1-14.
- 24) 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.
- 25) Amit Tubi, Uri Dayan (2014). Tropical Plumes over the Middle East: Climatology and synoptic conditions, *Atmospheric Research*, 145: 168-181.
- 26) Anderson, R. K. and Oliver, V. J. (1970). Some examples of the use of synchronous satellite pictures for studying changes in tropical cloudiness. In *Proc. Symp. on Tropical Meteorology*, pp. 1-6.
- 27) Blackwell, K. G. (2000). Tropical plumes in a barotropic model: A product of Rossby wave generation in the tropical upper troposphere. *Monthly weather review*, 128(7): 2288-2302.
- 28) Borna, R. (2017). Identification of Synoptic Patterns of Heavy Rainfall in Maroon Basin (Case Study: November 20, 2013). *Physical Geography Quarterly*, 36:47-60.
- 29) Dadashi Roudbari, A. and Kashki, A. (2018). Synoptic evaluation heavy precipitation Khorasan Razavi Province March 29, 2007. *Geographical Planning of Space*, 8(29): 75-90.
- 30) Dayan, U.; Ziv, B.; Margalit, A.; Morin, E. and Sharon, D. (2001). A severe autumn storm

- over the middle-east: synoptic and mesoscale convection analysis. *Theoretical and Applied Climatology*, 69(1): 102-122.
- 31) 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.
 - 32) De Vries, A.J. 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.
 - 33) De, Felece. (1976). Aerojet subtropical d'hiver ET nuages associes .la Meteorologie. *Vie Seri*, 6: 224-225.
 - 34) Doostkamian, M.; Jalali, M. and Taherian Zad, A. M. (2018). Analysis of atmospheric precipitation water and moisture flux convergence spring rains Iran. *Journal of Geography and Environmental Hazards*, 7(1): 121-152.
 - 35) Evan, J.; Smith, R. and Oglesby, R. (2002). Precipitation processes in the Middle East. In *Proceedings International Congress on Modeling and Simulation, MODISM02*, University of Western Australia, University Print.
 - 36) Farajzadeh, M.; Karimi Ahmadabad, M.; Ghaemi, H. and Mobasheri, M. R. (2007). Studying the moisture flux over west of Iran: A case study of January 1 to 7, 1996 rain storm. *Journal of applied sciences*, 7(20): 2022-2020.
 - 37) Fröhlich, L.; Knippertz, P.; Fink, A. H. and Hohberger, E. (2013). An objective climatology of tropical plumes, *Journal of climate*, 26(14): 5044-5060.
 - 38) Ghaedi, S.; Movahedi, S. and Masoodian, A. (2012). The Relation between the Red Sea Trough and Heavy Precipitation in Iran. *Geography and Environmental Sustainability*, 2(1): 1-18.
 - 39) Ghavidele Rahimi, Y. and Hatami, D. (2016). Analysis of heavy rainfall led to flood risk on 27 February 2010 in eyvangharb city (in west of iran). *Geographical Space*, 16(55): 1-16.
 - 40) Grams, C. M. and Jones, S. C. (2011). Modelling the extratropical transition of tropical cyclones and its downstream impact. In *High Performance Computing in Science and Engineering*, 10: 479-499.
 - 41) Heydarizad, M.; Raeisi, E.; Sori, R. and Gimeno, L. (2018). The identification of Iran's moisture sources using a Lagrangian particle dispersion model. *Atmosphere*, 9(10): 1-15.
 - 42) 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
 - 43) Jones, S. C.; Harr, P. A.; Abraham, J.; Bosart, L. F.; Bowyer, P. J.; Evans, J. L.; ... and Thorncroft, C. (2003). The extratropical transition of tropical cyclones: Forecast challenges, current understanding, and future directions. *Weather and Forecasting*, 18(6): 1052-1092.
 - 44) Keller, J. H.; Grams, C. M.; Riemer, M.; Archambault, H. M.; Bosart, L.; Doyle, J. D.; ... and Zhang, F. (2019). The extratropical transition of tropical cyclones. Part II: Interaction with the midlatitude flow, downstream impacts, and implications for predictability. *Monthly Weather Review*, 147(4): 1077-1106.
 - 45) Kiani, M.; Lashkari, H. and Ghaemi, H. (2020). Synoptic analysis of winter (DJF) extreme rainfall in western Iran. *Researches in Earth Sciences*, 11(3): 223-244.
 - 46) Knippertz, P. (2005). Tropical–extratropical interactions associated with an Atlantic tropical plume and subtropical jet streak. *Monthly weather review*, 122(9): 2759-2776.
 - 47) Knippertz, P. (2007). Tropical–extratropical interactions related to upper-level troughs at low latitudes, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 10.1016/j.dynatmoce.2006.06.002, 42, 1-2, 26-62.
 - 48) Knippertz, P.; Fink, A. H.; Reiner, A. and Speth, P. (2002). Three late summer/early autumn cases of tropical–extratropical interactions causing precipitation in northwest Africa. *Monthly Weather Review*, 121(1): 116-125.
 - 49) Knippertz, P. and Martin, J. E. (2005). Tropical plumes and extreme precipitation in subtropical and tropical West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 121(610): 2227-2265.
 - 50) Knippertz, P. and Martin, J. (2009). Tropical Plumes and Extreme Precipitation in

- Subtropical and Tropical West Africa: Part I. Moisture Transport and Precipitation Generation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (2005), 131, 1-31.
- 51) Kuhnel, I. (1989). Tropical-extratropical cloudband climatology based on satellite data. *International Journal of Climatology*, 9(5), 441-462.
- 52) Kuhnel, I. (1991). *Tropical-Extratropical Cloudbands over the Sahara (Tropische-extratropische Wolkenbänder über der Sahara)*, Erdkunde, 277-290.
- 53) 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.
- 54) Lashkari, H. (2004). Mechanism of formation, strengthening and low pressure center of Sudan and its role on rainfall in southern and southwestern Iran. *Geography Research*, 46:1-18.
- 55) Lashkari, H. (2003). Routing of Sudanese low pressure systems entering Iran. *Modares Human Sciences*, 22(25): 122-156.
- 56) 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.
- 57) Masoodian, A. (2011). *Climate of Iran*. Sharia Toos Publications.
- 58) McGuirk, J. P.; Thompson, A. H. and Schaefer, J. R. (1988). An eastern Pacific tropical plume. *Monthly weather review*, 116(12): 2505-2521.
- 59) 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.
- 60) Mirmousavi, H.; Darand, M. and Ahmadpour, S. (2020). Identifying the moisture source of precipitation in the southern coasts of the Caspian Sea. *Theoretical & Applied Climatology*, 140:1409-1417.
- 61) Montazeri, M. (2009). Geography and Environmental Planning Temporal-spatial analysis of daily Extreme precipitation in Iran. *Geography and Environmental*, 2(24): 125-140.
- 62) Moon, J. Y. and Ha, K. J. (2003). Association between tropical convection and boreal wintertime extratropical circulation in 1982/82 and 1988/89. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20(4):592-602.
- 63) Omidvar, K.; Safarpour, F.; Mahmoodabadi, M. and Olfati, S. (2011). A synoptic analysis of cut-off low effects in the event of severe precipitations of central and southwestern regions of Iran. *Spatial Planning (Modares Human Sciences)*, 14(4(68)): 161-189.
- 64) Raispour, K. and Asakereh, H. (1400). *Investigating the role of the interaction of low pressure combined patterns and polar winds in the occurrence of heavy rainfall in April 2017 in Lorestan province*. geography and environmental hazards. Geography and environmental hazards.
- 65) Rastgoo, Z. and Ranjbar Saadatabadi, A. (2018). Study of heavy and extreme rain in Bushehr province in term of synoptic- dynamic. *Journal of Meteorology and Atmospheric Science*, 1(1): 77-96.
- 66) Rostami, Y. (2016). *The effect of Tropical plum on rainfall in Iran*. Master Thesis, Supervisor: Dr. Hossein Askareh, Advisor: Dr. Seyed Hossein Mirmousavi, Zanjan University, 49.
- 67) Rubin, S.; Ziv, B. and Paldor, N. (2007). Tropical plumes over eastern North Africa as a source of rain in the Middle East. *Monthly Weather Review*, 125(12): 4125-4148.
- 68) Sandhya, M.; Sridharan, S. and Devi, M. I. (2016). Tropical plumes due to potential vorticity intrusions over Indian sector. *Atmospheric Research*, 172: 28-36.
- 69) Tubi, A. and Dayan, U. (2014). Tropical Plumes over the Middle East: Climatology and synoptic conditions. *Atmospheric Research*, 145: 168-181.
- 70) Tubi, A.; Dayan, U. and Lensky, I. M. (2017). Moisture transport by tropical plumes over the Middle East: A 20-year climatology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(709): 2165-2176.
- 71) Yang, S.; Deng, K.; Ting, M. and Hu, C. (2015). Advances in research on atmospheric energy propagation and the interactions between different latitudes. *Journal of*

- Meteorological Research*, 29(6): 859-883.
- 72) Ziv, B. (2001). A subtropical rainstorm associated with a tropical plume over Africa and the Middle-East. *Theoretical and Applied Climatology*, 69(1): 91-102.
- 73) Zohdy, H. M. (1989). Lateral coupling between extratropical and tropical disturbances over Africa associated with Mediterranean. *WMO PSMP Report Series*, 21: 29.
- 74) Zwatz-Meise, V. and Hailzl, G. (1980). Interpretation of so-called shear bands in satellite images. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 28(2): 299-215.

