

واکاوی همدیدی-دینامیکی رخ داد چرخندی بر روی بارش‌های سنگین دوره سرد غرب ایران

رستگار محمدی^{۱*}، محمد سلیقه^۲، محمدحسین ناصرزاده^۲، مهری اکبری^۲

^۱ دانشجوی دکتری رشته آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه خوارزمی

^۲ دانشیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۲/۰۶ ، تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۵/۰۸

چکیده

سامانه‌های چرخندی به‌طور عمده پیام‌آور شرایط ناپایدار می‌باشند که حاصل گسترش اغتشاش‌های بارزی می‌باشند که در جریان‌های جوی پدیدار می‌شوند. به همین دلیل درک ارتباط بین بارش سنگین و رخ داد چرخندی ضروری است. در این پژوهش از داده‌های همدیدی ۴ حوضه آبریز مرزی غرب شامل کرخه، کارون بزرگ و جراحی و زهره و داده‌های شبکه‌ای ECMWF با تفکیک زمانی ۶ ساعته و تفکیک مکانی ۰/۲۵*۰/۲۵ از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۴ استفاده شد. نتایج نشان داد که منطقه تحت تاثیر ۱۳ روز دارای بارش سنگین با میانگین بیش از ۳۰ میلی‌متر بودند که ۷ روز آن دارای الگوی چرخندی اول و ۶ روز دارای الگوی دوم و سوم بودند. از روی ماتریس ارتفاع ژئوپتانسیل روزهای بارشی، با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای، ۳ الگوی جوی با استفاده از الگوریتم استخراج مراکز چرخندی این مراکز استخراج شدند. نتایج نشان داد در مکانی که مرکز ناوه دو تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال بر روی هم قرار میگیرند ارتفاع ژئوپتانسیل کمینه خواهد بود، به دلیل اختلاف ارتفاع بین مرکز کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل با اطراف خود، شیو ژئوپتانسیل بیشینه است و منجر به رخداد بیشترین چرخند زایی می‌شود. در الگوی اول این شرایط سبب میانگین بارش سنگین ۳۸/۶ میلی‌متر در سطح ۴ حوضه شده است. در الگوی دوم هیچ‌یک از شروط انطباق و عمیق بودن ناوه‌ها برقرار نیست و منجر به کمترین میانگین بارش سنگین ۳۲/۷ میلی‌متر شده است. در الگوی سوم شرط انطباق دو مرکز ناوه برقرار است اما ناوه‌ها عمیق نیستند و میانگین بارش سنگین ۳۶/۱ میلی‌متر رخ داده است. بیشترین مکان چرخند زایی در روی شرق مدیترانه تا عراق که انطباق ناوه‌های تراز، کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل و بیشینه شیو ژئوپتانسیل برقرار است اتفاق افتاده است. بیشترین بارش‌های سنگین منطقه مورد مطالعه ناشی از چرخندهایی است که در منطقه شرق مدیترانه تا عراق زایش یافته‌اند. همچنین بیشترین رطوبت از دریای سرخ و سپس خلیج فارس و دریای مدیترانه تأمین می‌شود. عامل تقویت و صعود در تراز بالا در هر سه الگو جریان جتی جنب حاره است که بر روی شمال عربستان و خلیج فارس مستقر بوده است.

کلمات کلیدی: واکاوی همدیدی، رخداد چرخندی، بارش‌های سنگین، غرب میانی ایران

چرخندهای عرض‌های میانی مهم‌ترین سامانه‌های اتمسفری می‌باشند که هوا و اقلیم حوضه مدیترانه را تحت تأثیر قرار می‌دهند (المزروی و اودا، ۲۰۱۶). طیف گسترده‌ای از پدیده‌ها و متغیرهای محیطی با چرخندها در پیوند هستند؛ باد، فشار، دما، ابرناکی، بارش و ... متأثر از پیدایش و گذر اغتشاشات چرخندی هستند (لیونلو و همکاران، ۲۰۰۶، سایموند و همکاران، ۲۰۰۸). اطلاعات در مورد خصوصیات و مسیر چرخندها هم از نظر درک تغییرات آب‌وهوای محلی و هم برای توصیف آب‌وهوا دارای اهمیت ویژه می‌باشند (اولبریچ و همکاران، ۲۰۰۹). در عرض‌های میانی انواع پدیده‌های مختلف جوی از جمله چرخندهای برون‌حاره‌ای و سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس می‌توانند منجر به بارندگی شوند (تووی و همکاران، ۲۰۱۸). عبور چرخندها با وزش باد شدید، بارش و تغییرات دما همراه هستند؛ بنابراین فعالیت چرخندها معیار مهمی است که وضعیت جو را نشان می‌دهد و سازوکار مهمی برای پدیده‌های فرین آب‌وهوایی از جمله بارش‌های سنگین می‌باشند (هوروات و همکاران، ۲۰۰۸).

بارش‌های ناشی از چرخندها اغلب ماهیتی چند مقیاسی دارند، به‌طوری‌که اندازه و توزیع آن‌ها تحت تأثیر عوامل زیادی از جمله اندازه توفان، مورفولوژی، مسیر، سرعت انتقال و تعامل چرخند با ویژگی‌های همدیدی و میان‌مقیاس مانند چینش عمودی باد، ناوه‌های ترازبالا و یا مرز جبهه‌های سطحی، فرارفت هوای گرم و جبهه‌زایی است (گائو و همکاران، ۲۰۰۹). رزاکووا و همکاران^۹ (۲۰۰۵) در مطالعه بارش‌های سنگین منجر به سیل در کشور چک نتیجه گرفتند که ریزش بارانهای سنگین در منطقه ناشی از گرادیان شدید افقی در بخش عقب چرخند است. کاهانا و همکاران^۹ (۲۰۰۴) علل بارش سنگین در صحرای نقب را فعال بودن ناوه روی دریای سرخ عنوان کردند. تیکسریا و ساتیامورتی^{۱۰} (۲۰۰۵) و

هارناک و همکاران^{۱۱} (۱۹۹۹) علل بارش‌های سنگین را شکل‌گیری ناوه در تراز میانی، ایجاد کم‌فشار سطحی، جریان جتی، همگرایی رطوبتی شدید، همگرایی ترازهای زیرین جو، واگرایی در ترازهای بالا و دمای بالا در اکثر ترازهای جو می‌دانند. اودین و همکاران^{۱۲} (۲۰۱۹) در پژوهشی با عنوان ارتباط بارش‌ها با چرخندهای حاره‌ای نتیجه گرفتند چرخندهای حاره‌ای در حدود ۸ درصد از کل بارش‌ها را سبب می‌شوند. از لحاظ ماهانه بیشترین بارش ماهانه ناشی از چرخندها مربوط به ماه نوامبر و دسامبر است و کمترین مربوط به ماه جولای است. اوبا و همکاران^{۱۳} (۲۰۱۵) در بررسی ناهنجاری‌های الگوهای آب و هوایی در ارتباط با بارش‌های سنگین نتیجه گرفتند که بارش‌های سنگین اغلب با ناهنجاری الگوهای آب‌وهوای ارتباط دارند به‌طوری‌که تغییرات ناهنجاری‌های منطقه‌ای آب و هوایی در رخ داد بارش‌های سنگین نقش دارند. داولیو و همکاران^{۱۴} (۲۰۲۰) بارش‌های سنگین ایتالیا ناشی از الگوهای جوی به‌ویژه رودخانه‌های اتمسفری است. خواخی و همکاران^{۱۵} (۲۰۱۷) نشان دادند که چرخندهای حاره‌ای حدود ۳۵ تا ۵۰ درصد تغییرات بارشی در مناطق ساحلی در سراسر جهان را باعث می‌شوند. اسمیت و همکاران^{۱۶} (۲۰۱۱) بارش‌های سنگین شرق ایلات متحده را ناشی از توانایی چرخندهای حاره‌ای در انتقال بخار آب به داخل منطقه و ایجاد شرایط مطلوب توسط این چرخندها برای رخ داد بارش‌های سنگین می‌دانند. در پژوهش‌های مشابه برنا-نارنجو و همکاران^{۱۷} (۲۰۱۵) سهم بارش‌های ناشی از چرخندها در مکزیک را ۸۰ درصد بارش سالانه می‌دانند. در و همکاران^{۱۸} (۲۰۱۲) در استرالیا سهم بیشترین بارش‌ها از نوامبر تا آوریل را ناشی از چرخندها می‌دانند. چن و فو^{۱۹} (۲۰۱۵) میزان بارش‌های ماهانه ناشی از چرخندها را در شرق آسیا بخصوص فیلیپین و جنوب

- 11 Harnack et all
- 12 Uddin et all
- 13 Ohba et all
- 14 Davolio et all
- 15 Khouakhi et all
- 16 Smith et all
- 17 Breña-Naranjo et all
- 18 Dare et all
- 19 Chen and Fu

- 9 Kahana et all
- 10 Teixeira and Satyamurty

دریای چین در طول ماهای می، ژوئن، نوامبر و دسامبر را ۶۰ درصد می‌دانند. هتو و همکاران^{۲۰} (۲۰۱۹) در پژوهشی با عنوان چرخند زایی انفجاری از منظر تاوایی پتانسیل در اطراف شبه جزیره کره نتیجه گرفتند که هر دو فرایند بی دررو (ناهنجاری تاوایی بالقوه تروپوسفر بالایی) و دررو (ناهنجاری تاوایی بالقوه ناشی از گرمایش نهان در ترازهای پایینی) در تعمیق ناگهانی چرخند سطحی انفجاری اثر داشتند. درحالی که فرایندهای کُرفشار در تروپوسفر پایینی کمترین سهم را در تعمیق نشان دادند. در مرحله انفجاری چرخه حیات چرخند، ناهنجاری تاوایی بالقوه مهم‌ترین نقش را در شدت اولیه چرخند دارد. کاسپار و مولر^{۲۱} (۲۰۱۰) تغییرات الگوهای همدیدی بارش‌های سنگین جمهوری چک را بررسی نمودند و نتیجه گرفتند چهار الگو که شامل دو الگوی جبهه‌ای و دو الگوی چرخندی منجر به بارش‌های سنگین شده‌اند که در الگوی چرخندی بارش سنگین در بخش عقبی قطاع سرد چرخند رخ می‌دهد، ولی در الگوی جبهه‌ای در قطاع گرم جبهه رخ می‌دهد. ربیوتا و همکاران^{۲۲} (۲۰۱۹) در پژوهشی با عنوان ویژگی‌های کلیدی و شرایط نامساعد چرخندهای برون حاره‌ای نتیجه گرفتند که تقویت یک ناوه در تراز میانی، چینش عمودی ضعیف باد و همگرایی شار رطوبت همگی از عوامل اصلی چرخند زایی در سطح زمین هستند اما دمای سطح دریا در پیدایش چرخندها نقش فرعی را بازی می‌کند. مسعودیان^{۱۳۹۱} به بررسی همدیدی کنش‌های چرخندی پرداخت و نتیجه گرفت که چرخندهای عرض‌های میانه به ویژه مرکز چرخند شناسایی شده بر روی عراق در فراهم آوردن بارش‌های ایران نقش مهمی دارد. بارش‌های سنگین در غرب ایران ناشی از تغذیه رطوبتی در ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰ از مبادی دریای مدیترانه و دریای سرخ است (قویدل و حاتمی، ۱۳۹۵). موحدی و براتی^{۱۳۹۴} در بررسی همدید کنش‌های چرخندی و همبستگی آنها با بارش کشور نتیجه گرفتند که در ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

چرخندهای بیشتری نسبت به ترازهای مابین آنها وجود دارد. در ترازهای بالائی جو همبستگی بیشتری بین چرخندها و بارش در مناطق شمال غربی و غربی کشور دیده می‌شود. همچنین در جنوب شرق و شرق کشور همبستگی بین بارش و چرخندها در ترازهای پایین جو نمود بیشتری دارد. عساکره و خجسته^{۱۴۰۰} در پژوهشی با عنوان فراوانی ورود چرخندهای مدیترانه‌ای و اثر آن بر بارش‌های فراگیر نتیجه گرفتند که هرگاه مسیر چرخندهای انتقال یافته با دریای سرخ و سیاه ادغام گردد بر تأثیر آنها بر رخداد بارش و فراوانی آن افزوده می‌شود و جایی که تحت تأثیر سیکلون‌های ضعیف باشد رخداد بارش در این نواحی سیر نزولی پیدا می‌کند. مردای و گلرخ^{۱۴۰۰} در بررسی همدیدی بارش‌های سیل آسای خراسان شمالی نتیجه گرفتند که نم نسبی بالا و حرکت صعودی شدید در ترازهای زیرین و میانی جو و ریزش هوای سرد عرض‌های جغرافیائی بالا به منطقه مطالعاتی در ترازهای میانی از عوامل مؤثر بارش‌های سیلابی در منطقه است که اولی بوسیله فرارفت هوای گرم و مرطوب ناشی از جریان‌های جنوبی بخش شرقی کم فشارهای سطح زمین ایجاد می‌شود و دومی در اثر فرارفت تاوایی نسبی چرخندی ناشی از بخش شرقی کم ارتفاع تراز میانی بوجود می‌آید. هرچه این مقادیر بیشتر باشد، فعالیت چرخندی سامانه شدیدتر و مقدار بارش ریزش شده نیز بیشتر است. کاوسی و موحدی^{۱۳۹۳} به بررسی همدیدی کنش‌های چرخندی بر روی ایران پرداختند و نتیجه گرفتند که بیشینه درصد فراوانی چرخندهای سه تراز اول جو در فصل زمستان، در تراز ۷۰۰ در فصل پاییز و در دو تراز ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در بهار رخ می‌دهد. همچنین بین درصد فراوانی فصلی چرخندها با میانگین بارش فصلی همبستگی مثبت وجود دارد. صفر راد و منصوری نیا^{۱۳۹۶} در تحلیل همدیدی الگوهای منجر به بارش‌های سنگین غرب کشور نتیجه گرفتند که ناوه عمیق شرق دریای مدیترانه و پر ارتفاع عربستان در دو تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، همچنین نزول هوای سرد از عرض‌های بالا باعث بارندگی در غرب ایران شده

- 20 Heo et al
21 Kaspar and Muller
22 Reboita et al

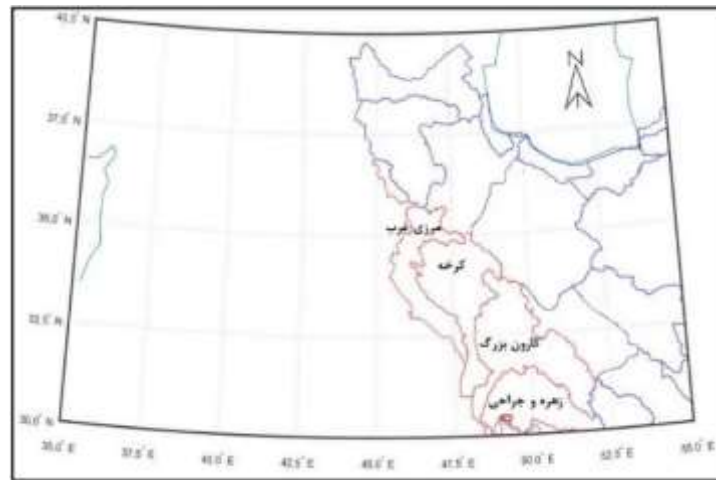
جهت حرکت آن‌ها میزان بارش آن‌ها متفاوت است. این چرخندها در هنگام گذر بادهای غربی بر روی غرب میانی ایران همراه خود ناهوهای عمیق ترازبالا را به همراه دارند. همچنین به علت گذر توده‌هواهای مختلف روی منطقه که دمای آن‌ها متفاوت است، منجر به افزایش شیوه دمای بالقوه می‌شود که این نیز جبهه‌زایی را تقویت می‌کند. مجموعه این عوامل و مهیایی رطوبت که توسط جریان هوا به محل ترریق می‌شود، می‌تواند منجر به بارش و بارش‌های سنگین شوند. عوامل مؤثر بر چرخندزایی و ارتباط آن با بارش‌های سنگین همراه با سایر عوامل در ترازهای مختلف که منجر به رخداد بارش‌های سنگین می‌شود، هدف این پژوهش است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش به منظور واکاوی همدیدی-دینامیکی چرخندها بر بارش‌های سنگین در نیمه سرد یعنی دو فصل زمستان (ژانویه، فوریه، مارس و آوریل که به جهت ادامه فعالیت‌های جوی زمستان که گاهاً تا ماه آوریل هم ادامه پیدا می‌کنند لحاظ شد) و پاییز (اکتبر، نوامبر، دسامبر)، از دودسته داده استفاده شد. داده بارش روزانه از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۴ پیمونگاههای همدیدی ۴ حوضه آبخیز مرزی غرب شامل: کرخه، کارون بزرگ و جراحی و زهره از پایگاه داده‌های اسفزاری که به عنوان یک پایگاه ملی معتبر متغیرهای اقلیمی در ایران است و پژوهش‌های زیادی با استفاده از پایگاه داده‌های اسفزاری انجام گرفته از جمله منتظری (۱۳۸۴) به کمک پایگاه داده اسفزاری دمای ایران را واکاوی کرد. محمدی (۱۳۸۸) به کمک پایگاه اسفزاری بارش‌های ابر سنگین ایران زمین را واکاوی نمود. دارند (۱۳۹۰) به کمک پایگاه داده اسفزاری سرماهای ایران زمین را از بینشگاه همدید برای نیم سده گذشته واکاوی نمود. ماه آورپور (۱۳۹۳) به کمک داده‌های اسفزاری احتمال وقوع بارش‌های روزانه ایران را بررسی نمود. داده‌های شبکه‌ای که شامل، ارتفاع ژئوپتانسیل، رطوبت، دما، باد مداری و باد نصف‌النهار که از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جوی (ECMWF)

است. جهانبخش و همکاران (۱۳۹۷) در پژوهشی با عنوان سازو کار شکل گیری چرخند در بادپناه کوهستان زاگرس نتیجه گرفتند که با قرار گیری اغتشاش تاوایی پتانسیل تراز بالایی جو روی اغتشاش گرمایی تراز زیرین، میزان کژفشاری جو افزایش می‌یابد و چرخند زایی باده پناه اتفاق می‌افتد. کوهستان زاگرس بر حسب تغییری که در کژی امواج کژفشار به وجود می‌آورد، زمینه لازم را برای فرایند چرخند زایی بادپناه در بخش‌های شرقی خود را فراهم می‌کند. قدمی و همکاران (۱۳۹۷) در شناسایی سامانه‌های گردشی مرتبط با بارش‌های سنگین کرخه نتیجه گرفتند که بیشتر بارش‌های سنگین حوضه آبریز کرخه متأثر از قرارگیری الگوهای ناهوای عمیق به همراه کم ارتفاع بریده بر روی منطقه و همچنین متأثر از بن‌دال‌هایی از نوع دوقطبی، امگا و رکس می‌باشد و منطقه مورد مطالعه در قسمت شرقی ناهوهای که توسط این الگوها شکل گرفته‌اند، قرار دارد.

شدت بارش هر محل به مسیر گذر چرخند و مقدار رطوبت بستگی زیادی دارد و سنگین‌ترین بارش‌ها زمانی رخ می‌دهد که مسیر چرخند چنان باشد که موجب همگرایی هوای مرطوب شود (لیونلو و همکاران، ۲۰۰۶). زمانی که چرخندهای قوی رخ می‌دهند یعنی فشار مرکزی داخل هسته چرخند در طول ۲۴ ساعت ۱ برگرین (۲۴ هکتوپاسکال) افت پیدا می‌کند، منجر به بارش‌های سنگینی می‌شوند که در تشکیل و تقویت این چرخندها شیو فشار شدید، نیروی ترازبالا، تعامل هوا و دریا و گرمای دررو مؤثر هستند (کاتو^{۲۳}، ۲۰۱۶). در تشکیل و تقویت بارش‌های سنگین و سیل‌آسا تنها یک عامل دخالت ندارد بلکه مجموعه‌ای از عوامل شامل شیو فشار شدید، جریان جت، ناهوهای عمیق، تغذیه رطوبتی و هسته‌های تاوایی مثبت همگی شرایط را برای تشکیل چرخند قوی فراهم می‌کنند که درنهایت منجر به بارش‌های سنگین می‌شود (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۳؛ قاسمی فر و همکاران، ۱۳۹۶). چرخندهای برون حاره در مسیر خود کشور ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند و بسته به منشأ و



شکل (۱) محدوده مورد مطالعه حوضه‌های آبریز و محدوده پنجره جوی ۸۱*۴۱ یاخته مکانی

جدول (۱) مشخصات داده‌های مورد استفاده در طول دوره آماری

نام	محدوده	تفکیک مکانی	یاخته‌ها	مقیاس زمانی	پارامتر
Era-Interim) داده‌های شبکه‌ای جوی	۳۵-۵۵ درجه طول شرقی ۳۰-۴۰ درجه عرض شمالی	۰/۲۵*۰/۲۵	۸۱*۴۱	۶ ساعته (۰۰، ۰۶، ۱۲، ۱۸ گرینویچ)	ارتفاع ژئوپتانسیل رطوبت ویژه دما باد مداری باد نصف‌النهاری
اسفزاری	۴۵-۵۲ درجه طول شرقی ۳۰-۳۶ درجه عرض شمالی	-	-	روزانه	بارش

۳۷۲۰۰ مشاهده زمانی را در برمی‌گیرد جهت استخراج چرخند و مکان‌های چرخندزایی به کار گرفته شد. در این مطالعه از رویکرد محیطی به گردشی استفاده شده است که در این رویکرد محقق الگوهای گردشی جو را برحسب شرایط محیطی خاصی که در سطح رویه رخ داده است، تعیین می‌کند (یارنال، ۱۹۹۳). با توجه به این رویکرد ابتدا بارش‌های روزانه حوضه‌های مذکور استخراج شدند. با توجه حجم بالای داده‌ها، نیاز به تعیین معیاری برای مشخص نمودن بارش‌های فرین بود، اقلیم شناسان ملاک‌های معینی را در مطالعات خود برای انتخاب بارش‌های فرین به کار برده‌اند که این ملاک در مناطق جغرافیایی متفاوت است. برای مثال میزهری^{۲۴} (۲۰۰۰) حد فرین بارشی را در شرق فرانسه ۲۰ میلی‌متر

با تفکیک زمانی ۶ ساعته (۰۰، ۰۶، ۱۲، ۱۸ گرینویچ) و تفکیک مکانی ۰/۲۵*۰/۲۵ و پنجره جوی ۳۵ تا ۵۵ درجه طول شرقی و ۳۰ تا ۴۰ درجه عرض شمالی استفاده شد شکل (۱) که دلیل انتخاب این پنجره جوی شناسایی نقش سامانه‌های چرخندی در هم‌جوار ایران بر روی رخ داد بارش‌ها است. دلیل تفاوت در چارچوب مورد مطالعه و پنجره جوی به این دلیل است سامانه‌های اتمسفری در مقیاس بزرگ عمل می‌کنند و باید پنجره مورد بررسی بزرگ‌تر از محدوده مورد مطالعاتی باشد (جدول ۱).

با توجه به تفکیک مکانی داده‌های مورد استفاده چارچوبی به اندازه ۸۱ یاخته طولی و ۴۱ یاخته عرضی تشکیل شد. در مجموع ۳۳۲۱ یاخته مکانی و ۱۴۸۸ مشاهده زمانی برای یک سال و برای کل دوره آماری

برای شیو ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی یاخته موردبررسی؛ که این آستانه به شدت تابع تفکیک مکانی است و مقدار آن ۱ ژئوپتانسیل متر بر هر ۲۵ کیلومتر است (بلندر و چوبرت^{۲۸}، ۲۰۰۰). در این شرط چرخندهای ضعیف حذف و تنها چرخندهای قوی باقی ماندند. تنها نقاطی به عنوان چرخند انتخاب شدند که هم ارتفاع ژئوپتانسیل آنها کمینه باشد و هم شیو ارتفاع ژئوپتانسیل منطقه‌ای آن‌ها مساوی یا بالاتر از مقدار آستانه‌ای در نظر گرفته شده باشد. الگوریتم خروجی شامل خروجی‌های به صورت زیر است: ۱- Cnt که با کد صفر و یک مشخص شده است که کد یک نشان از تشکیل چرخند و کد صفر عدم تشکیل آن ۲- Z که ارتفاع ژئوپتانسیل مرکز چرخند را نسبت به هر هشت همسایه را نشان می‌دهد ۳- $|\nabla Z|$ بزرگی شیو ژئوپتانسیل هر یاخته را نشان می‌دهد که ۱ ژئوپتانسیل متر بر هر ۲۵ کیلومتر است. برای محاسبه ی شیو منطقه ای ارتفاع ژئوپتانسیل مقدار شیو در مرکز کمینه ی ارتفاع ژئوپتانسیل و هشت همسایه ی آن به کمک معادله (۱) محاسبه می‌شود (مارتین، ۲۰۰۶).

$$\nabla Z = \frac{\partial Z}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial Z}{\partial y} \hat{j} \quad (1)$$

و بزرگی شیو منطقه‌ای ژئوپتانسیل از رابطه (۲) محاسبه می‌شود (مارتین، ۲۰۰۶)

$$|\nabla Z| = \sqrt{\left(\frac{\partial Z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial Z}{\partial y}\right)^2} \quad (2)$$

∇Z = شیو منطقه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل که یکای آن متر بر کیلومتر است.

∂x = بیانگر مختصات متریک طول جغرافیایی است

∂y = بیانگر مختصات متریک عرض جغرافیایی است

$Z = \text{hgt} \times g$

$g = 9.8 \text{ m.s}^{-2}$

∂Z = تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در راستای محورهای

و هلستروم^{۲۵} (۲۰۰۵) برای سوئد ۴۰ میلی‌متر در نظر گرفتند. در این پژوهش با استفاده از روش صدک گیری و انتخاب صدک ۹۹ که برابر بارش ۳۰ میلیمتر بود به این معنی که ۹۹ درصد بارش‌ها کمتر از ۳۰ میلیمتر بودند حذف شدند و تنها ۱۳ روز که دارای بارشی بیش از ۳۰ میلیمتر باقی ماندند به این صورت که هم زمان در هر ۴ حوضه در روز مشخص بارش ۳۰ میلیمتر یا بیشتر بوده باشد که بارش سنگین و گسترده را شامل می‌شود. سپس الگوهای جوی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال ۱۳ روز بارش سنگین با استفاده از تحلیل خوشه‌ای^{۲۶} به دست آمد که این روش یک روش آماری است که اعضای موردبررسی را برحسب درجه همانندی میان آن‌ها خوشه‌بندی می‌کند؛ بنابراین هر خوشه گروهی است که اعضای تشکیل‌دهنده آن بیشترین درجه همانندی را باهم دارند. ابتدا ماتریس ارتفاع ژئوپتانسیل روزهای بارشی با آرایه‌های به ابعاد (۱۳*۳۳۲۱) که روی سطرها یاخته‌های مکانی که ۳۳۲۱ یاخته را شامل می‌شد و روی ستون‌ها مشاهده‌های زمانی که ۱۳ مشاهده زمانی را شامل می‌شد تشکیل شد. سپس درجه همانندی پارامتر ارتفاع ژئوپتانسیل تمام یاخته‌های موردبررسی از فاصله اقلیدسی بر روی ماتریس مذکور با روش ادغام وارد به دست آمد. حاصل این خوشه بندی سه الگوی اصلی بود که ۷ روز آن در الگوی اول شامل (۱۹۸۷/۳/۴-۱۹۹۴/۱۱/۷-۱۹۹۴/۱۱/۲۳-۱۹۹۴/۱۱/۶-۱۹۹۶/۱۱/۶) دوم (۱۹۹۸/۱/۵-۲۰۰۳/۳/۲۶-۲۰۰۴/۱/۱۳) در الگوی سوم ۳ روز شامل (۱۹۸۰/۲/۱۱-۱۹۹۷/۳/۲۹-۱۹۹۹/۱/۹) و الگوی سوم ۳ روز (۱۹۸۵/۱۲/۱۹-۱۹۸۶/۱۲/۲۰-۱۹۸۷/۱۱/۱۷) را شامل شد که هر الگو بیان‌کننده الگوی جوی روزهای بارشی است که این الگوها را دارا بودند. در ادامه مراکز چرخندی این سه الگوی جوی با استفاده از الگوریتم استخراج مراکز چرخندی که باید: ۱- ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته موردبررسی نسبت به هر هشت همسایه پیرامونش کمینه باشد (آلپرت و همکاران^{۲۷}، ۱۹۹۱) که این شرط به تنهایی کافی نیست. ۲- استفاده از آستانه‌ای

25 Hellström

26 Cluster Analysis

27 Alpert et al

X و Y است.

$|\nabla Z|$ که بزرگی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل است که یکای آن برحسب متر بر کیلومتر است. به منظور محاسبه دقیق تر شیو فشار، با توجه به تفاوت مساحت هر یاخته بر روی هر عرض جغرافیایی، میانگین وزنی شیو فشار در هر پنجره جوی محاسبه شد. لازم به ذکر است که در معادلات جوی از مختصات متریک استفاده می شود و مقدار متریک عرض جغرافیایی متناسب با مقدار $\cos$ مختصات کروی عرض جغرافیایی است که مقدار آن در هر مدار متفاوت است. بنابراین به هر عرض جغرافیایی وزن متناسب با مقدار متریک آن داده شده است و سپس میانگین وزنی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل پنجره محاسبه شد. میانگین وزنی از معادلات (۳ و ۴) محاسبه می شود (مسعودیان، ۱۳۹۱).

$$MRGPG = \frac{1}{\sum_{i=1}^9 w_i} \times \sum_{i=1}^9 w_i |\nabla Z|_i \quad (3)$$

$$w_i = \frac{1}{2} (\cos \varphi_s + \cos \varphi_n) \quad (4)$$

$MRGPG$ = میانگین وزنی منطقه ای شیو ارتفاع ژئوپتانسیل.

φ_s = عرض جغرافیایی گذرانده شده از جنوب یاخته مورد بررسی.

φ_n = عرض جغرافیایی گذرانده شده از شمال یاخته مورد بررسی.

W_i وزن هر یاخته.

$|\nabla Z|_i$ مقدار شیو ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته i ام درون پنجره 3×3 .

سپس الگوی جبهه‌زایی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال سه الگو از مؤلفه باد مداری، باد نصف‌النهاری و دمای هوا با به کارگیری تابع زیر (۵) به دست آمد (مارتین، ۲۰۰۶).

$$\mathfrak{Z} = \frac{d|\nabla_p \theta|}{dt} \quad (5)$$

$|\nabla_p \theta|$ = بزرگی شیو دمای بالقوه روی سطوح هم فشار است.

$\nabla \theta$ = بیان کننده همه تغییرات θ است

θ = دمای بالقوه است

P = سطح هم فشار است

d = بیان کننده تغییرات است

dt = بیانگر زمان است

سپس در ادامه به این دلیل که در تشکیل و تقویت بارش‌های سنگین و سیل‌آسا تنها یک عامل دخالت ندارد بلکه مجموعه ای از عوامل شامل شیو بالقوه دما، وجود جریان جتی، ناوه‌های عمیق، تغذیه رطوبتی، همگی شرایط را برای تشکیل چرخند قوی فراهم می کنند که در نهایت منجر به بارش‌های سنگین می شود. الگوی دینامیکی جریان جتی تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، الگوی جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، الگوی رطوبت و جریان باد تراز ۸۵۰ پاسکال و در نهایت مکان‌های رخداد چرخندزایی این سه الگو به دست آمد.

نتایج و بحث

شدت بارش هر محل به مسیر گذر چرخند و رخداد چرخندزایی بستگی دارد. در هنگام گذر بادهای غربی بر روی غرب ایران ناوه‌های عمیق تراز بالا بر روی این منطقه مستقر می شوند که در داخل این ناوه‌ها سامانه‌های چرخندی برون حاره به این صورت که اگر ارتفاع ژئوپتانسیل مرکز ناوه کمترین مقدار باشد، و اختلاف ارتفاع مرکز ناوه با اطراف خود زیاد باشد، شیو ژئوپتانسیل افزایش خواهد یافت و در نتیجه چرخندها زایش می یابند. این سامانه‌ها در مسیر حرکت خود ایران را تحت تأثیر قرار می دهند و بسته به منشأ و جهت حرکت، میزان بارش آن‌ها متفاوت است. چرخندها که هسته اصلی شروع بارش هستند و همراه با مجموعه ای از عوامل شامل شیو دمای بالقوه، وجود جریان جت، ناوه‌های عمیق دیگر ترازها، تغذیه رطوبتی و... بارش‌های سنگین را باعث می شوند که در زیر سه الگوی جوی چرخندی

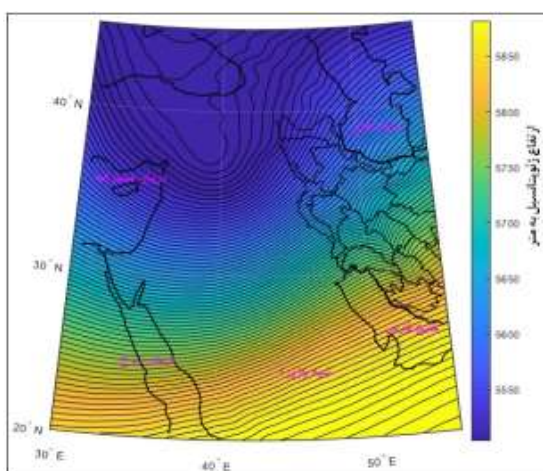
مدیترانه و غرب منطقه مورد مطالعه شده است (شکل ۲). همچنین بررسی همدیدی-دینامیکی وقوع بارش ناشی از الگوی چرخندی نشان داد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز الگو به همین روال است یعنی مرکز کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی شرق مدیترانه است و مرکز پر ارتفاع بر روی جنوب و شرق کشور است (شکل ۳) که در هر دو تراز به دلیل مجاورت هسته کمینه و بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل در نتیجه اختلاف ارتفاع بین آنها مشهود است و منجر افزایش شیو ژئوپتانسیل در هر دو تراز شده است که یکی از شروط چرخند زایی است و باعث تشدید آن می‌شود.

قرارگیری روی هم مراکز کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل در این دو تراز بیان‌کننده کامل بودن سیستم ناوهای می‌باشد که منجر به تقویت شرایط صعود و در نتیجه تقویت شرایط رخداد چرخندی می‌گردد. به دلیل اینکه اغلب ناوهای مدیترانه‌ای ساختاری نامتقارن دارند و عدم تقارن در آن سبب می‌شود تا سرعت باد در دو طرف آن تفاوت داشته باشد و سرعت باد در شرق ناوه بیشتر از غرب آن است، این افزایش سرعت در شرق ناوه به دلیل وجود جریان جت، در سطوح فوقانی است. در این الگو منطقه مورد مطالعه در خروجی سمت چپ جریان جت که سرعت آن از ۴۵ تا ۵۵ متر بر ثانیه متغیر است، قرار دارد (شکل ۴). این

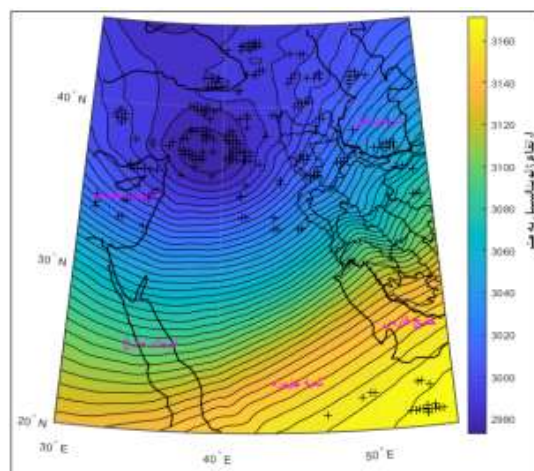
منجر به بارش سنگین بیش از ۳۰ میلی‌متر آورده شده است تحلیل خواهند شد.

الف - الگوی اول

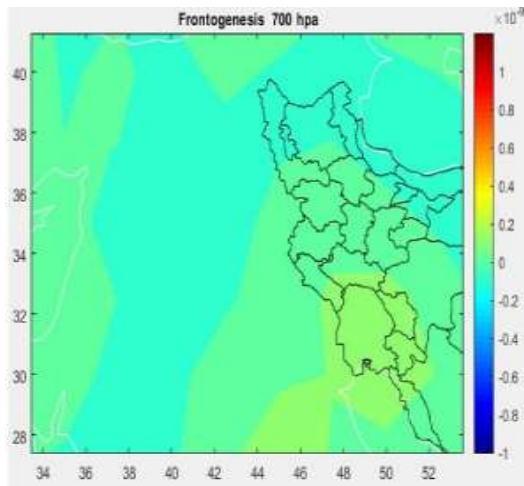
فراوان‌ترین نوع الگو چرخندزایی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال که منجر به رخداد ۷ روز از ۱۳ روز بارش سنگین، به این الگو تعلق داشت. در زمان حاکمیت این الگو فرود عمیق بادهای غربی باعث شکل‌گیری ناوه عمیق بر روی شمال شرق مدیترانه شده است که ارتفاع ژئوپتانسیل هسته آن ۲۹۶۰ متر است و یک پر ارتفاع بر روی جنوب و شرق ایران قرار گرفته است (شکل ۲). محور ناوه شمالی- جنوبی است که از شمال دریای مدیترانه تا روی دریای سرخ امتداد دارد. به دلیل قرارگیری مرکز کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل در شرق دریای مدیترانه و اختلاف ارتفاع با پر ارتفاع مستقر در جنوب و شرق ایران، شیو ژئوپتانسیل بین این دو پر ارتفاع و کم ارتفاع از مقدار آستانه ۱ ژئوپتانسیل متر بر هر ۲۵ کیلومتر بالاتر بوده است. شرط چرخندزایی در این پژوهش ۱- ارتفاع ژئوپتانسیل کمینه باشد ۲- شیو ژئوپتانسیل بیشینه باشد (مقدار آستانه آن از ۱ ژئوپتانسیل بر هر ۲۵ کیلومتر بالاتر باشد). در این الگو هر دو شرط وجود داشته و منجر به رخداد بیشترین چرخندزایی در بین الگوها در شرق



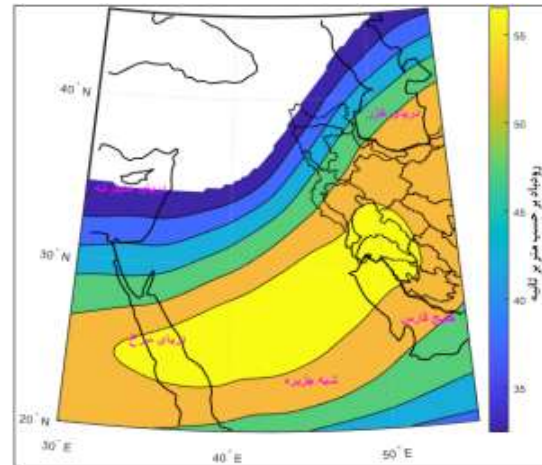
شکل (۳) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر در الگوی اول جوی



شکل (۲) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر در الگوی جوی اول، علائم مثبت مراکز رخداد چرخندی در الگوی اول هستند



شکل (۵) جبهه‌زایی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برحسب درجه کلون بر متر بر ثانیه در الگوی اول جوی

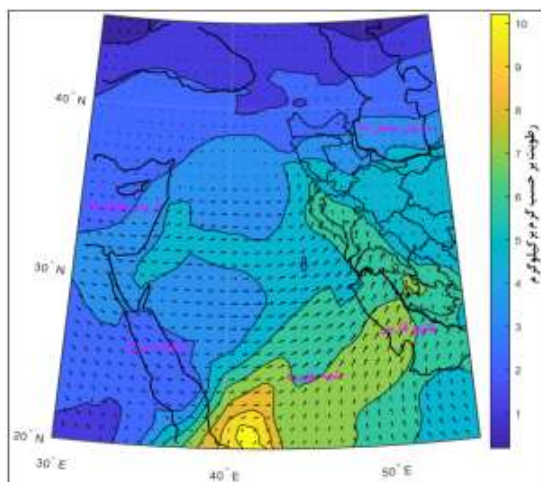


شکل (۴) جریان جت تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر بر ثانیه در الگوی اول جوی

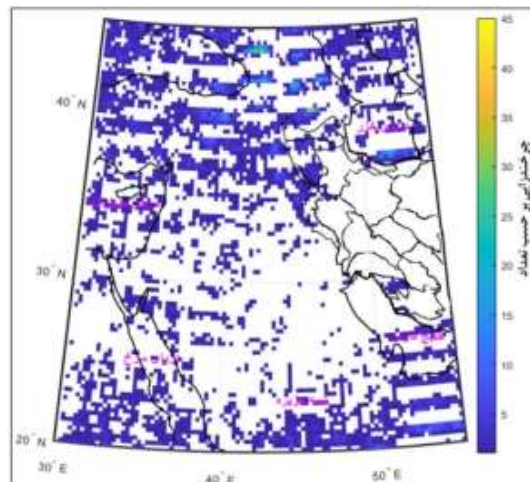
چرخندزایی است که بیشترین مکان تمرکز مربع‌های آبی در جای است که مرکز هسته کم ارتفاع بر روی شمال شرق مدیترانه و غرب منطقه مورد مطالعه مستقر بوده است و بیانگر آن است که این مکان‌ها در الگوی اول مکان زایش چرخندهای ماهانه در دوره سرد است که در اینجا زایش یافته و با حرکت بر روی منطقه مورد مطالعه و فراهم بودن شرایط باعث بارش‌های سنگین منطقه مورد مطالعه شده است. آرایش گردش و اچرخندی پر ارتفاع در جنوب کشور و گردش چرخندی کم ارتفاع در شرق مدیترانه در این الگو، سبب همگرایی جریان‌های بادی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال شده است و این همگرایی باعث پمپاژ رطوبت از روی دریای سرخ، خلیج فارس و دریای مدیترانه به داخل منطقه شده است (شکل ۷).

به دلیل اینکه شروع بارش‌ها با هسته‌های چرخندی است، همراه با چرخندها چندین عامل دیگر از جمله، وجود هسته‌های دینامیکی رود باد در تراز بالا، جبهه‌زایی و تزریق رطوبت به‌طور هم‌زمان در زمان این الگو فعال بوده‌اند و منجر به تقویت رخ داد چرخندی و در نتیجه فراهم نمودن شرایط برای رخ داد بارش سنگین بیش از ۳۰ میلی متر در حوضه‌های آبریز مورد بررسی به این صورت که حوضه آبریز مرزی غرب با ۳۱/۱ میلی متر، کرخه ۳۰/۷ میلی متر، کارون بزرگ ۴۹/۳ میلی متر،

افزایش سرعت در تراز بالا نسبت به ترازهای پایین تر باعث همگرایی در سطوح میانی می‌گردد و در نتیجه در صعود جریان چرخندی و تقویت چرخندزایی مؤثر است. چرخندها حاصل گسترش اغتشاش‌های متناهی و بارزی هستند که در جریان‌های جوی پدیدار می‌شوند. مشخصه چرخندهای عرض‌های میان عدم تقارن ساختار گرمایی آن‌ها است و جبهه‌ها هم نمود بارز همین ویژگی‌ها هستند. شرایط جبهه‌زایی می‌تواند در تقویت رخداد چرخندزایی مؤثر باشد. در زمان حاکمیت این الگو سامانه‌های کم ارتفاع و پر ارتفاع باعث انتقال هوای سرد قطب و گرم جنوب بر روی منطقه شده و در نتیجه جبهه‌زایی در منطقه فعال بوده و به ۰/۱۷۲۸ درجه کلون بر کیلومتر بر روز رسیده است (شکل ۵). به دلیل رخ داد جبهه‌زایی ناپیوستگی شیو دما و چگالی در روی منطقه حائز اهمیت است که زمینه را برای گرادیان شدید حرارتی و کژ فشاری شدید و جوی بارو کلینیک فراهم نموده است. شمال شرق مدیترانه و غرب منطقه مورد مطالعه محل گذر ناوهای بلند و کم فشار مدیترانه‌ای در دوره سرد سال است، به همین دلیل در این مکان‌ها شرایط برای رخداد چرخندزایی فراهم است و بیشترین رخداد چرخندزایی (۳۰ مورد در ماه) در دوره مطالعه در آنجا رخ داده است رخ داده است (شکل ۶) مربع‌های آبی بیانگر مکان رخداد



شکل (۷) مسیر باد و رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برحسب گرم بر کیلوگرم در الگوی اول جوی



شکل (۶) مراکز رخداد چرخندزایی ماهانه در الگوی اول

جدول (۲) میانگین بارش سنگین الگوهای جوی چرخندی حوضه‌های مورد مطالعه در طول دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۰۴

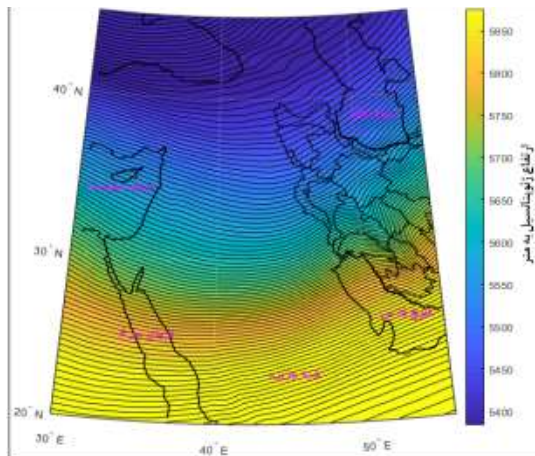
نوع الگو	نام حوضه	میانگین بارش سنگین حوضه به میلی‌متر	میانگین بارش سنگین الگو به میلی‌متر
الگوی اول	حوضه آبریز مرزی غرب	۳۱/۱	۳۸/۶
	حوضه آبریز کرخه	۳۰/۷	
	حوضه آبریز کارون بزرگ	۴۹/۳	
	حوضه آبریز جراحی و زهره	۴۳/۴	

الگو کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل به بالای ۳۰۵۰ متر رسیده است که نسبت به الگوی اول ۹۰ متر اختلاف ارتفاع پیدا کرده است. به دلیل کاسته شدن از کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل و کاهش اختلاف ارتفاع بین پر ارتفاع و کم ارتفاع، شیو ژئوپتانسیل کاسته شده است، در نتیجه شروط چرخندزایی در این الگو نسبت به الگوی اول تضعیف شده است (شکل ۸). بررسی همدیدی-دینامیکی این الگو نشان داد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوی استقرار مرکز کم ارتفاع و پر ارتفاع شبیه آرایش تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است. به دلیل فاصله گرفتن هسته کمینه و بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل از همدیگر برخلاف الگوی اول شیو ژئوپتانسیل کاهش پیدا کرده، همچنین به دلیل کاهش عمق کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل پرندهای آن از حالت بسته خارج شده و حالت مداری به خود گرفته شکل (۹) که نشان از تضعیف آن در هر دو تراز نسبت به الگوی

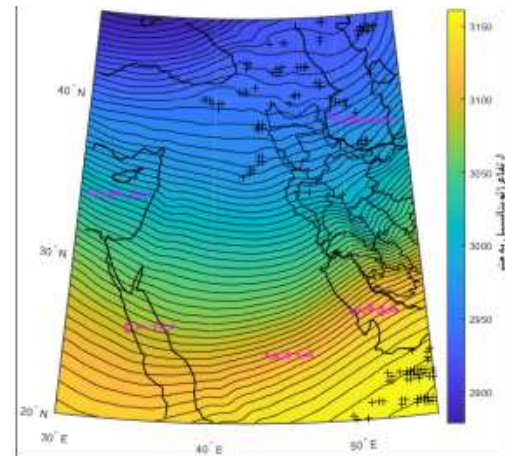
جراحی و زهره ۳۴/۴ میلی‌متر در این الگو شده‌اند. به دلیل رخداد بیشترین چرخندزایی در این الگو نسبت به سایر الگوها، بیشینه میانگین بارش سنگین سطح ۴ حوضه به میزان ۳۸/۲ میلی‌متر رخ داده است (جدول ۲).

ب - الگوی دوم

این الگو کمترین رخ داد چرخندزایی را در بین الگوهای بررسی شده دارد و ۳ روز از ۱۳ روز دارای بارش سنگین را شامل می‌شود. در این الگو کمینه ارتفاع در پنجره جوی در شمال غرب منطقه مورد مطالعه و بیشینه ارتفاع در پنجره جوی در جنوب شرق منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است در نتیجه دور شدگی مرکز کم ارتفاع از مرکز پر ارتفاع باعث تضعیف ناوه شده و در نتیجه در روی منطقه مورد مطالعه پرندها حالت مداری به خود گرفته‌اند و از عمق ناوه کاسته شده است. بعلاوه در این



شکل (۹) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر در الگوی دوم جوی

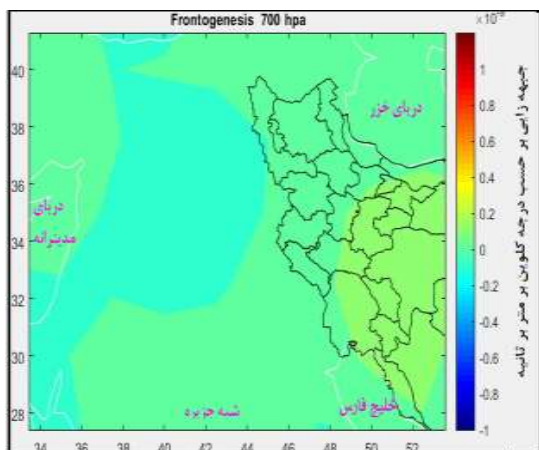


شکل (۸) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر در الگوی دوم جوی، علائم مثبت مراکز رخداد چرخندی هستند

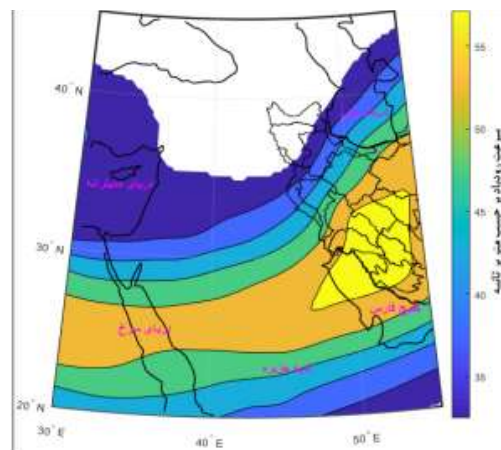
الگو در جای است که ناوه کم عمق بر روی شرق مدیترانه و روی منطقه مورد مطالعه جای که پربندهای سطح ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه ناوهای کوچک را نشان می دهد که به تعداد کمتر از ۱۶ مورد در ماه رسیده است که بیانگر آن است که در جایی که بیشترین تجمع مربع های آبی که وجود دارد در ماه های دوره سرد در این مکان ها چرخندها زایش یافته و با حرکت به سوی منطقه مورد مطالعه باعث بارش های سنگین در الگوی دوم شده است (شکل ۱۲).

آرایش جریان های الگوی باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال سبب همگرا شدن جریان های ناشی از گردش چرخندی و واچرخندی از طرف دریاهای جنوبی شده و بیشترین رطوبت را به ترتیب از روی دریای سرخ، خلیج فارس و دریای مدیترانه به داخل منطقه پمپاژ می کند (شکل ۱۳). ابتدا سامانه های چرخندی به دلیل کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل و بیشینه شیو ژئوپتانسیل (بیش از ۱ ژئوپتانسیل متر در هر ۲۵ کیلومتر) در منطقه زایش می یابند و سپس توسط الگوی دینامیکی جریان جت، جبهه زایی و الگوی فرارفت رطوبت تقویت شده و در نتیجه منجر به رخداد میانگین بارش های سنگین بیش از ۳۰ میلی متر در حوضه های آبریز (حوضه آبریز مرزی غرب با ۳۰/۲ میلی متر، کرخه ۳۰/۵ میلی متر، کارون بزرگ ۳۸/۳ میلی متر، جراحی و

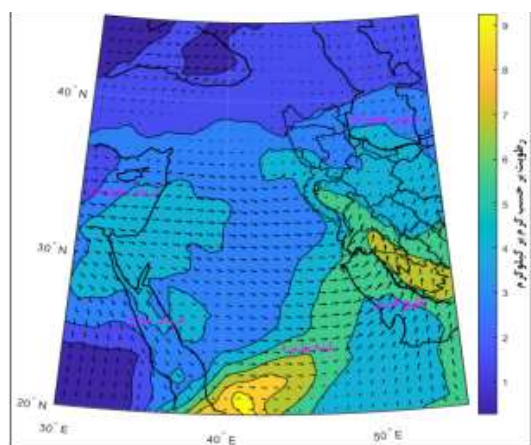
اول است که هر دو شرط رخداد چرخندی (۱- ارتفاع ژئوپتانسیل کمینه باشد ۲- شیو ژئوپتانسیل بیشینه باشد) در این الگو نسبت به الگوی اول تضعیف شده و در نتیجه رخ داد چرخندزایی در این الگو تضعیف شده است. وجود هسته سرعت در تراز بالایی باعث مکش هوا در ترازهای میانی می شود و در نتیجه همگرایی ترازهای میانی را باعث می شود. در این الگو منطقه مورد مطالعه در قسمت سمت چپ خروجی جریان جت با سرعت ۴۵ تا ۵۵ متر بر ثانیه قرار دارد که این محل، محل واگرایی سطح بالایی و همگرایی سطح پایینی است (شکل ۱۰). این شرایط باعث تقویت جریان چرخندی هوا در داخل جریان جت و در نتیجه تقویت چرخندزایی شده است. هر فرایندی که منجر به افزایش شیو دما شود فرایند جبهه زایی و چنین عملی را جبهه زایی گویند. به دلیل قرارگیری منطقه مورد مطالعه در مرز بین مناطق حاره ای و برون حاره ای با دو توده هوا با منشأ متفاوت، باعث افزایش شیو دما در منطقه شده و در نتیجه جبهه زایی رخ خواهد داد. در این الگو میزان جبهه زایی ۰/۰۸۶۴ درجه کلین بر کیلومتر بر روز بوده (شکل ۱۱). با توجه به این که چرخندهای برون حاره ای اغلب جبهه دار هستند، رخ داد جبهه زایی در تشدید و تقویت چرخندزایی مؤثر است. بیشترین رخ داد چرخندزایی از نظر مکانی در این



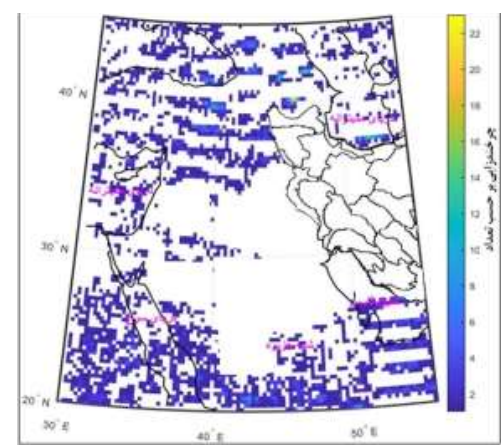
شکل (۱۱) جبهه‌زایی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برحسب درجه کلون بر متر بر ثانیه در الگوی دوم



شکل (۱۰) جریان جت تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر بر ثانیه در الگوی دوم جوی



شکل (۱۳) مسیر باد و رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برحسب گرم بر کیلوگرم در الگوی دوم جوی



شکل (۱۲) مراکز رخ داد چرخندزایی ماهانه در الگوی دوم

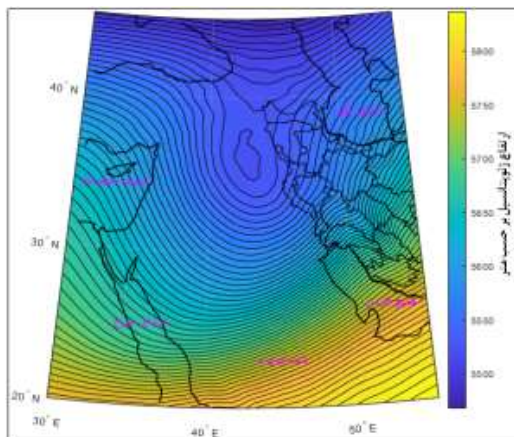
ج - الگوی سوم

در زمان حاکمیت این الگو آرایش ارتفاع ژئوپتانسیل به این صورت است که یک هسته کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل به ارتفاع ۲۹۸۰ متر بر روی مرکز عراق و هسته پر ارتفاعی بر روی جنوب و جنوب شرق کشور قرار دارد. محور ناوه از مرکز عراق تا روی دریای سرخ در راستای شمال شرق-جنوب غرب است (شکل ۱۴). به دلیل وجود ۱- کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل روی مرکز عراق ۲- به علت اختلاف ارتفاع مرکز کم ارتفاع با اطراف خود

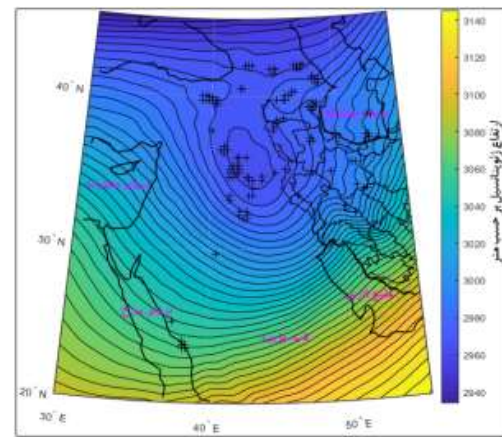
زهرة ۳۲/۱ میلی متر) شده است. میانگین بارش سنگین ۴ حوضه الگوی دوم ۳۲/۷ میلی متر است. در این الگو کمترین رخ داد الگوی چرخندی در بین سایر الگوها به این دلیل است که در دو تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال مراکز کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی هم منطبق نیستند و همچنین عمیق نبودن و ضعیف بودن هسته های کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل باعث رخداد کمترین میزان چرخندزایی شده است و به تبعیت از این شرایط کمترین میزان میانگین بارش سنگین در بین سایر الگوها رخ داده است (جدول ۳).

جدول (۳) میانگین بارش سنگین الگوهای جوی چرخندی حوضه‌های مورد مطالعه در طول دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۰۴

نوع الگو	نام حوضه	میانگین بارش سنگین حوضه به میلی‌متر	میانگین بارش سنگین الگو به میلی‌متر
الگوی دوم	حوضه آبریز مرزی غرب	۳۰/۲	۳۲/۷
	حوضه آبریز کرخه	۳۰/۵	
	حوضه آبریز کارون بزرگ	۳۸/۳	
	حوضه آبریز جراحی و زهره	۳۲/۱	



شکل (۱۵) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر در الگوی سوم جوی

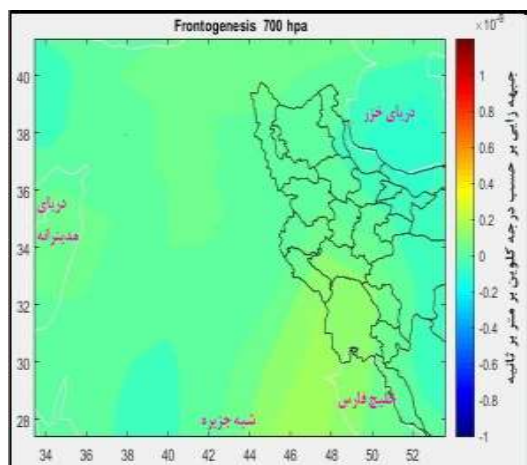


شکل (۱۴) ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر در الگوی سوم جوی، علائم مثبت مراکز رخداد چرخندی هستند

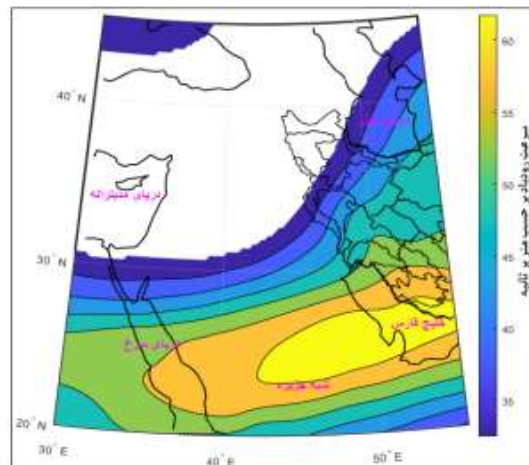
سرعت ۴۰ تا ۵۰ متر بر ثانیه قرار گرفته است (شکل ۱۶). این بخش از جریان جت که بر روی منطقه است محل واگرایی تراز بالایی و همگرایی تراز پایینی است که جریان چرخندی هوا را تقویت می‌کند و در نتیجه به تشدید چرخندزایی کمک می‌کند. آرایش قرارگیری کم ارتفاع و پر ارتفاع نسبت به هم باعث می‌شود که کم ارتفاع با گردش چرخندی و پر ارتفاع با گردش واپرخندی دو توده‌هوای قطبی و حاره‌ای را به روی منطقه انتقال دهند. برخورد این دو توده به دلیل اختلاف در چگالی، شیو دما و فشار باعث رخداد جبهه‌زایی می‌شود که میزان آن از ۰/۰۸۶۴ روی منطقه تا ۰/۱۷۲۸ درجه کلون بر کیلومتر بر روز در روی مرکز عراق متغیر است (شکل ۱۷). از لحاظ مکان چرخندزایی در این الگو، بیشترین مکانی که چرخندزایی رخ داده است، در شرق مدیترانه روی مرکز و شمال عراق قرار دارد یعنی جای که کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل این الگو

شیو ژئوپتانسیل برقرار شده است و در نتیجه شرایط رخداد چرخندزایی بر روی عراق و غرب منطقه مورد مطالعه به وجود آمده و چرخندزایی به‌وفور نسبت به اطراف خود رخ داده است (شکل ۱۴). بررسی همدیدی-دینامیکی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل (۱۵) نشان داد که مرکز کم ارتفاع بر روی مرکز عراق و مرکز پر ارتفاع بر روی جنوب و جنوب شرق ایران قرار گرفته است که مشابه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است. در این الگو انطباق مراکز کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل در دو تراز برقرار است یعنی در دو تراز مراکز کم ارتفاع بر روی هم قرار دارند اما ارتفاع کمینه ژئوپتانسیل نسبت به الگوی اول ۴۰ متر کاسته شده است و از ۲۹۶۰ متر به ۳۰۰۰ متر رسیده است.

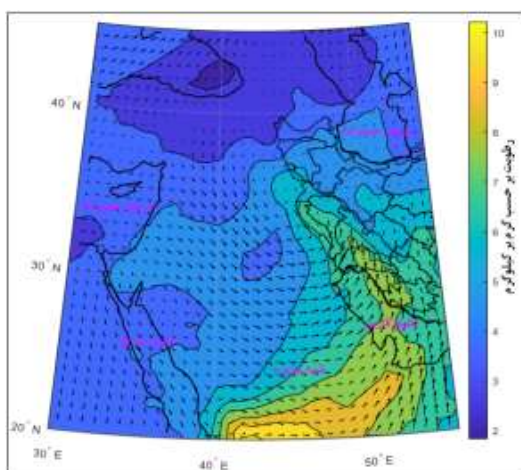
آرایش الگوی هسته جریان جت به این صورت است که هسته آن بر روی خلیج فارس قرار گرفته است و منطقه مورد مطالعه در سمت چپ خروجی جریان جت با



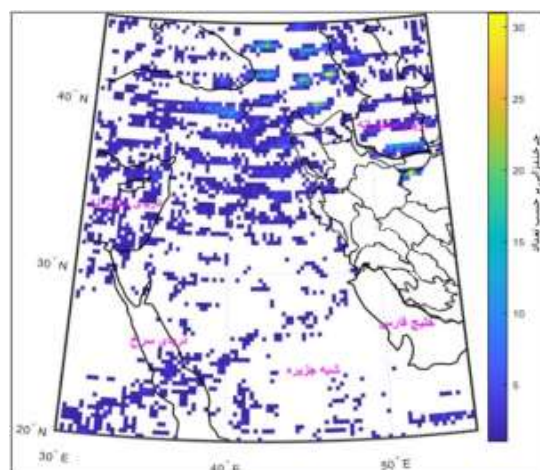
شکل (۱۷) جبهه‌زایی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برحسب درجه کلون بر متر بر ثانیه در الگوی سوم



شکل (۱۶) جریان جت تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر بر ثانیه در الگوی سوم جوی



شکل (۱۹) مسیر باد و رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برحسب گرم بر کیلوگرم در الگوی سوم جوی



شکل (۱۸) مراکز رخ داد چرخندزایی ماهانه در الگوی سوم

بارش‌ها هستند و با شروع بارندگی به کمک سایر عوامل در ترازهای مختلف شرایط برای صعود و تقویت چرخندها مهیا شده و این شرایط منجر به رخداد میانگین بارش‌های سنگین بیش از ۳۰ میلی‌متر در حوضه آبریز مرزی غرب با ۳۱/۱ میلی‌متر، کرخه ۳۰/۳ میلی‌متر، کارون بزرگ ۳۸/۳ میلی‌متر، جراحی و زهره ۴۲/۷ میلی‌متر شده است. میانگین بارش سنگین الگوی اول ۴۰/۶ میلی‌متر است. به دلیل این‌که رخداد بارش‌ها ناشی از وجود چرخند و چرخندزایی می‌باشد و در بین سه الگو این الگو از لحاظ

در تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال مستقر بوده و باعث رخ داد چرخندزایی تا ۲۰ عدد در ماه شده است (شکل ۱۸). به دلیل این‌که محور ناوه تا روی دریای سرخ کشیده شده است و گردش چرخندی آن همراه با تقویت و اچرخندی در روی ورودی خلیج فارس باعث ایجاد گردان شیب فشار شده و فرارفت شدید رطوبتی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از روی دریای سرخ، خلیج فارس و دریای مدیترانه به داخل منطقه را باعث شده است (شکل ۱۹). چرخندهای زایش یافته هسته‌های اولیه شروع

جدول (۴) میانگین بارش سنگین الگوهای جوی چرخندی حوضه‌های مورد مطالعه در طول دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۰۴

نوع الگو	نام حوضه	میانگین بارش سنگین حوضه به میلی‌متر	میانگین بارش سنگین الگو به میلی‌متر
الگوی سوم	حوضه آبریز مرزی غرب	۳۱/۱	۳۶/۱
	حوضه آبریز کرخه	۳۰/۳	
	حوضه آبریز کارون بزرگ	۴۲/۷	
	حوضه آبریز جراحی و زهره	۴۰/۶	

چرخندزایی در رده دوم است به همین دلیل مقدار میانگین بارش این الگو با میانگین ۳۶/۱ میلی‌متر در رده دوم قرار دارد (جدول ۴).

جمع‌بندی

واکاوی وجه دینامیکی-همدیدی رخداد چرخندی بر روی بارش‌های سنگین در دوره ۲۵ ساله آماری نشان داد که ۱۳ مورد رخ داد میانگین بارش سنگین بیش از ۳۰ میلی‌متر در روز در سطح حوضه‌ها رخ داده است. تحلیل خوشه‌ای بر روی این ۱۳ روز بارش انجام شد و سه الگو جوی چرخندی استخراج شدند. الگوی اول ۷ روز از رخ داد بارش‌های سنگین را دارا بود و الگوهای دوم و سوم هر کدام ۳ روز را دارا بودند. دو شرط لازم الگوریتم برای استخراج رخ داد چرخندزایی در این پژوهش عبارت بود از ۱- ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته موردبررسی نسبت به هر هشت همسایه پیرامونش کمینه باشد ۲- بزرگی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی یاخته موردبررسی که به‌شدت تابع تفکیک مکانی است، ۱ ژئوپتانسیل متر بر هر ۲۵ کیلومتر باشد. زمانی که این شرایط برقرار باشد چرخندزایی رخ خواهد داد.

در الگوی اول یک ناوه عمیق در تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌طور مشخص وجود داشت که در هر دو تراز کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل بر هم منطبق و نسبت به همسایه‌ها دارای کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل بود. همچنین به دلیل اختلاف ارتفاع مرکز کمینه ژئوپتانسیل با اطراف خود بیشینه شیو ژئوپتانسیل هم برقرار بود. در نتیجه در این الگو بیشترین چرخندزایی به وقوع پیوسته است

که این دلیل بیشترین میزان میانگین بارش سنگین ۳۸/۲ میلی‌متر این الگو است. زمانی مرکز کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل آن نسبت به اطراف خود عمق زیادی نداشته باشد و ناوه زیاد عمیق نباشد به این صورت که پربندهای ناوه از حالت نصف‌النهاری به مداری گرایش پیدا کرده باشند و مرکز بسته آن مشخص نباشد، در این حالت ناوه عمیق نیست و مرکز کمینه ژئوپتانسیل هم نسبت به اطراف خود عمق زیادی ندارد؛ بعلاوه، به دلیل عدم اختلاف ارتفاع، از شیو ژئوپتانسیل بین این مرکز و اطراف آن کاسته می‌شود. همچنین عدم انطباق هسته‌های کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل در دو تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال به همراه ویژگی مذکور باعث کمترین میزان رخ داد چرخندزایی و کمترین میزان میانگین بارش سنگین به میزان ۳۲/۷ میلی‌متر در الگوی دوم شده است، که نشان‌دهنده ارتباط میزان بارش با رخ داد چرخندزایی است. بعلاوه نتایج نشان داد که بیشترین میزان رخ داد چرخندزایی از شمال شرق مدیترانه تا روی عراق قرار دارد که ناشی از استقرار ناوه‌های عمیق مدیترانه‌ای بر روی این منطقه می‌باشد و چرخندزایی باعث رخ داد بارش‌های سنگین در منطقه می‌شود که با نتایج پژوهش زارعی و یزدان پناه (۱۳۹۱) که نشان دادند بیشترین مکان چرخندزایی در زمستان منطقه مدیترانه است، مطابق است. همچنین با نتایج جعفر بیگلو و همکاران (۱۳۸۸) و صفر راد و منصوری نیا (۱۳۹۶) که نشان دادند محور و محل شیو فشار ناشی از کم ارتفاع روی شرق مدیترانه و پر ارتفاع روی شمال شرق عربستان، که بر سازوکار چرخندزایی اثرگذار است و منجر به بارش سنگین روی غرب ایران

شده است، همسو می باشد. به دلیل اینکه اغلب ناوهای مدیریتانه‌ای ساختاری نامتقارن دارند و عدم تقارن در آن سبب می‌شود تا سرعت باد در دو طرف آن تفاوت داشته باشد که سرعت باد در شرق آن بیشتر از غرب است. افزایش سرعت در شرق ناوه با افزایش سرعت باد در سطوح فوقانی همراه است که دلیل آن استقرار جریان جت جنب‌حاره‌ای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال بر روی شمال عربستان و خلیج فارس که منطقه خروجی سمت چپ جت در روی منطقه مطالعه و شرق محور ناوه قرار دارد و سبب همگرایی در ترازهای میانی می‌گردد. به این صورت جریان جت در تقویت مراکز چرخندی و روزهای بارش روی منطقه مؤثر است. همچنین جبهه‌زایی روی عراق و منطقه مورد مطالعه و در زیر کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل وجود داشته و به دلیل اینکه مشخصه بارز چرخندهای عرض‌های میانی عدم تقارن ساختار گرمایی آن‌ها است و چون جبهه‌ها هم نمود بارز این ویژگی هستند و به همین خاطر تباین شیو بالقوه دما در دو توده‌ها سرد قطبی و گرم حاره‌ای در روی منطقه منجر به جبهه‌زایی می‌شود که در تقویت و تشدید چرخندها نقش دارد. نتایج آرایش الگوهای رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال هم نشان داد که بیشترین فرارفت رطوبت این الگوها ابتدا از دریای سرخ و سپس خلیج فارس و دریای مدیترانه تأمین می‌شود که با پژوهش سپندار و امیدوار (۱۳۹۸) همسو است. در مجموع رخ داد چرخندزایی منجر به شروع بارندگی و شرایط دینامیکی- همدیدی در سایر ترازها منجر به تقویت صعود و در نتیجه رخ داد بارش سنگین در روزهای دارای این الگوها در منطقه شده است.

مراجع

۱. ای مارتین، ج.، ۲۰۰۶، دینامیک جو در عرض‌های میانه، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، ۱۳۸۸، انتشارات دانشگاه اصفهان، ایران.
۲. برزو، ف.، عزیزی، ق.، ۱۳۹۴، پیشنهاد معیاری ساده برای برآورد بارش سنگین در مناطق مختلف ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۷ پاییز ۱۳۹۴ شماره ۳ (پایه ۹۳).
۳. جعفر بیگلو، م.، خوش اخلاق، ر.، اوجی، م.، ۱۳۸۸، موقعیت و فراوانی فصلی مسیرهای چرخندی در ترسالی‌های غرب میانی ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال چهل و یکم تابستان ۱۳۸۸ شماره ۶۸.
۴. جهانبخش، س.، خورشیددوست، ع.، میرهاشمی

۱. ج.، ۱۳۹۷، سازوکار شکل‌گیری چرخند در بادپناه کوهستان زاگرس، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، بهار ۹۷، دوره ۲۹، شماره ۱.
۵. دارند، م.، ۱۳۹۰، تحلیل همدید سرمایه‌های فرین ایران، رساله دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه اصفهان، ایران.
۶. زارعی، س.، یزدان پناه، ج.، ۱۳۹۱، شناسایی و بررسی توزیع مکانی و زمانی چرخندهای برون حاره، فصل‌نامه فضای جغرافیایی، سال دوازدهم، شماره ۳.
۷. سپندار، ن.، امیدوار، ک.، ۱۳۹۸، واکاوی ارتباط بین بارش‌های سنگین جنوب و جنوب غرب ایران با رودخانه‌های جوی ((ARS، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال بیست و یکم، شماره ۶۱.
۸. صفر زاده، ط.، منصوری نیا، م.، ۱۳۹۶، تحلیل سینوپتیکی الگوهای منجر به بارش‌های سنگین غرب کشور در طی دوره آماری (۱۹۸۵-۲۰۱۳) دومین کنفرانس ملی هیدرولوژی ۱۲۶-۱۳۰.
۹. عساکره، ج.، خجسته، آ.، ۱۴۰۰، فراوانی ورود چرخندهای مدیریتانه‌ای به ایران و اثر آن‌ها بر بارش‌های فراگیر، مخاطرات محیط طبیعی، بهار ۱۴۰۰، دوره ۱۰، شماره ۲۷.
۱۰. قاسمی، فر.ال.، ناصر پور، س.، آرزومندی، ل.، ۱۳۹۶، شناسایی الگوهای سینوپتیکی بارش‌های سیل‌خیز غرب ایران. تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۸۶-۶۹، (۲)۴.
۱۱. قدمی، ف.، حجازی زاده، ز.، علیجانی، ب.، ۱۳۹۷، شناسایی سامانه‌های گردشی و ردسپهر در ارتباط با بارش‌های مخاطره آمیز حوضه آبریز کرخه، نشریه جغرافیا، پاییز ۱۳۹۷ - شماره ۵۸.
۱۲. قویدل، ی.، حاتمی، د.، ۱۳۹۵، تحلیلی از اوضاع جوی بارش سنگین منجر به مخاطره سیل ۸ اسفند ۱۳۸۸ ایوان غرب، فصلنامه علمی پژوهشی فضای جغرافیایی، دوره ۱۶ : ۵۵ - ۱۶۱.
۱۳. کاوسی، ر.، موحدی، س.، ۱۳۹۳، بررسی همدیدی کنش‌های چرخندی بر روی ایران در سال ۱۳۷۱، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، زمستان ۹۳، شماره ۴.
۱۴. ماه آوریپور، ز.، ۱۳۹۳، احتمال وقوع بارش‌های روزانه ایران و پیش بینی آن با مدل زنجیره مارکوف، تحقیقات جغرافیایی، زمستان ۹۳، شماره ۱۱۵.
۱۵. محمدی، ب.، مسعودیان، ا.، ۱۳۸۹، تحلیل همدید بارش‌های سنگین ایران مطالعه موردی: آبان ماه ۱۳۷۳. جغرافیا و توسعه، پاییز ۱۳۸۹، دوره ۸، شماره پایانی ۱۹، ص ۴۷-۷۰.
۱۶. محمدی، ب.، ۱۳۸۸، تحلیل همدید بارش‌های ابر سنگین ایران، رساله دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه اصفهان، ایران.
۱۷. مرادی، م.، گلرخ، ع.، ۱۴۰۰، بررسی همدیدی بارش‌های سیل آسا در استان خراسان شمالی، جغرافیا و روابط انسانی، دوره ۴، شماره ۱.
۱۸. مسعودیان، ا.، ۱۳۹۱، بررسی همدید کنش‌های چرخندی در طی ۱۳۴۰-۱۳۸۲ خورشیدی، مخاطرات محیطی، سال اول، پاییز ۱۳۹۱، شماره ۱.
۱۹. منتظری، م.، ۱۳۸۴، تحلیل زمانی و مکانی دمای ایران در نیم سده گذشته، رساله دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه اصفهان، ایران.
۲۰. منتظری، م.، ۱۳۹۵، واکاوی آماری- همدیدی بارش رواناب در حوضه ی بهشت آباد، مجله هیدروژئومورفولوژی، شماره ۶، بهار ۱۳۹۵، ص ۱۳۷-۱۵۹.
۲۱. موحدی، س.، براتی، م.، ۱۳۹۴، بررسی همدید کنش‌های چرخندی و همبستگی آنها با بارش کشور در سال ۱۳۷۲، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، زمستان ۹۴، شماره ۴.
۲۲. یارنال، ب.، ۱۹۹۳، اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، ۱۳۹۰، انتشارات

- the Apennines and the Adriatic Sea, *Monthly Weather Review*, 136(6), 2210-2227.
36. Jung, T. Gulev, S. K. Rudeva, I. & Soloviev, V. ,2006, Sensitivity of extratropical cyclone characteristics to horizontal resolution in the ECMWF model, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 132(619), 1839-1857.
 37. Kahana, R. Ziv, B. Dayan, U. & Enzel, Y. ,2004, Atmospheric predictors for major floods in the Negev desert, Israel, *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(9), 1137-1147.
 38. Kašpar, M., & Müller, M. ,2010, Variants of synoptic-scale patterns inducing heavy rains in the Czech Republic, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 35(9-12), 477-483.
 39. Khouakhi, A., Villarini, G., & Vecchi, G. A. , 2017, Contribution of tropical cyclones to rainfall at the global scale, *Journal of Climate*, 30(1), 359-372.
 40. Lionello, P. Bhend, J. Buzzi, A. Della-Marta, P. M. Krichak, S. O. Jansa, A. & Trigo, R. , 2006, Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment, In *Developments in earth and environmental sciences (Vol. 4, pp. 325-372)*. Elsevier.
 41. Michaelis, A. C. Willison, J. Lackmann, G. M. & Robinson, W. A. , 2017, Changes in winter North Atlantic extratropical cyclones in high-resolution regional pseudo-global warming simulations. *Journal of Climate*, 30(17), 6905-6925.
 42. Mizrahi, F. ,2000, Heavy daily precipitation distribution in east-central France and west European meteorological patterns, *Theoretical and applied climatology*, 66(3), 199-210.
 43. Ohba, M., Kadokura, S., Yoshida, Y., Nohara, D., & Toyoda, Y. ,2015, Anomalous weather patterns in relation to heavy precipitation events in Japan during the Baiu season, *Journal of Hydrometeorology*, 16(2), 688-701.
 44. Reboita, M., da Rocha, R., & Oliveira, D., 2019, Key Features and Adverse Weather of the Named Subtropical Cyclones over the Southwestern South Atlantic Ocean, *Atmosphere*, 10(1), 6.
 45. Řezáčová, D. Kašpar, M. Müller, M. Sokol, Z. Kakos, V. Hanslian, D. & Pešice, P. ,2005, A comparison of the flood precipitation episode in August 2002 with historic extreme precipitation events on the Czech territory, *Atmospheric Research*, 77(1-4), 354-366.
 46. Schemm, S. & Sprenger, M. ,2015, Frontal-wave cyclogenesis in the North Atlantic—a climatological characterisation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(12), 2210-2227.
 23. Almazroui, M. & Awad, A. M. ,2016, Synoptic regimes associated with the eastern Mediterranean wet season cyclone tracks, *Atmospheric research*, 180, 92-118.
 24. Alpert, P. Neeman, B. U. & Shay-El, Y. ,1990, Intermonthly variability of cyclone tracks in the Mediterranean, *Journal of Climate*, 3(12), 1474-1478.
 25. Blender, R. & Schubert, M. ,2000, Cyclone tracking in different spatial and temporal resolutions, *Monthly Weather Review*, 128(2), 377-384.
 26. Breña-Naranjo, J. A., Pedrozo-Acuña, A., Pozos-Estrada, O., Jiménez-López, S. A., & López-López, M. R. ,2015, the contribution of tropical cyclones to rainfall in Mexico, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 83, 111-122.
 27. Catto, J. L. ,2016, Extratropical cyclone classification and its use in climate studies. *Reviews of Geophysics*, 54(2), 486-520.
 28. Chen, F., & Fu, Y. ,2015, Contribution of tropical cyclone rainfall at categories to total precipitation over the Western North Pacific from 1998 to 2007, *Science China Earth Sciences*, 58(11).
 29. Dare, R. A., Davidson, N. E., & McBride, J. L. ,2012, Tropical cyclone contribution to rainfall over Australia, *Monthly Weather Review*, 140(11), 3606-3619.
 30. Davolio, S., Della Fera, S., Laviola, S., Miglietta, M. M., & Levizzani, V. ,2020, Heavy precipitation over Italy from the Mediterranean storm “Vaia” in October 2018: Assessing the role of an atmospheric river, *Monthly Weather Review*, 148(9), 3571-3588.
 31. Gao, S. Meng, Z. Zhang, F. & Bosart, L. F. ,2009, Observational analysis of heavy rainfall mechanisms associated with severe Tropical Storm Bilis (2006) after its landfall, *Monthly weather review*, 137(6), 1881-1897.
 32. Harnack, R. P. Apffel, K. & Cermak III, J. R. ,1999, Heavy precipitation events in New Jersey: Attendant upper-air conditions, Weather and forecasting, 14(6), 933-954.
 33. Hellström, C. ,2005, Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in Sweden, *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 25(5), 631-648.
 34. Heo, K. Y., Ha, K. J., & Ha, T. ,2019, Explosive Cyclogenesis around the Korean Peninsula in May 2016 from a Potential Vorticity Perspective: Case Study and Numerical Simulations. *Atmosphere*, 10(6), 322.
 35. Horvath, K. Lin, Y. L. & Ivančan-Picek, B. ,2008, Classification of cyclone tracks over

53. Uddin, M., Li, Y., Cheung, K. K., Nasrin, Z. M., Wang, H., Wang, L., & Gao, Z. ,2019, Rainfall Contribution of Tropical Cyclones in the Bay of Bengal between 1998 and 2016 using TRMM Satellite Data, *Atmosphere*, 10(11), 699.
54. Ulbrich, U. Leckebusch, G. C. & Pinto, J. G. ,2009, Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review, *Theoretical and Applied Climatology*, 96(1-2), 117-131.
55. Villarini, G. & Denniston, R. F. ,2016, Contribution of tropical cyclones to extreme rainfall in Australia, *International Journal of Climatology*, 36(2), 1019-1025.
56. Wernli, H. & Schwierz, C. ,2006, Surface cyclones in the ERA-40 dataset (1958–2001). Part I: Novel identification method and global climatology, *Journal of the atmospheric sciences*, 63(10), 2486-2507.
57. Xia, L., & Zhou, Y. ,2018, Tracking Jianghuai Cyclones in China and Their Climate Characteristics. *Atmosphere*, 9(9), 341.
- Society, 141(693), 2989-3005.
47. Schemm, S. Sprenger, M. & Wernli, H. ,2018, When during their life cycle are extratropical cyclones attended by fronts? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(1), 149-165.
48. Schultz, D. M. Bosart, L. F. Colle, B. A. Davies, H. C. Dearden, C. Keyser, D. & Winters, A. C. ,2019, Extratropical Cyclones: A Century of Research on Meteorology's Centerpiece. *Meteorological Monographs*, 59, 16-1.
49. Simmonds, I. Burke, C. & Keay, K. ,2008, Arctic climate change as manifest in cyclone behavior, *Journal of Climate*, 21(22), 5777-5796.
50. Smith, J. A., Villarini, G., & Baeck, M. L. ,2011, Mixture distributions and the hydroclimatology of extreme rainfall and flooding in the eastern United States, *Journal of Hydrometeorology*, 12(2), 294-309.
51. Teixeira, M. S. & Satyamurty, P. ,2007, Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil, *Monthly Weather Review*, 135(2), 598-617.
52. Towey, K. L. Booth, J. F. Frei, A. & Sinclair, M. R. ,2018, Track and circulation analysis of tropical and extratropical cyclones that cause strong precipitation and streamflow events in the New York City watershed, *Journal of Hydrometeorology*, 19(6), 1027-1042.

Synoptic and dynamical analysis of the cyclonic occurrence of heavy rains during the cold period of western Iran

Rastegar Mohammadi^{1*}, Mohammad Saliqeh², Mohammad Hossein Naserzadeh², Mehri Akbari²

¹ Phd student in Meteorology, Department of Natural Geography, Kharazmi University,

² Associate Professor, Department of Meteorology, Kharazmi University

*Corresponding Author Email: std_rastegar365@khu.ac.ir

Received: 25 April 2020 , accepted: 29 July 2020

ABSTRACT

Cyclonic systems are generally unstable conditions messenger that result from the spread of significant disturbances that occur in atmospheric currents, so it is essential to understand the relationship between heavy rainfall and cyclonic occurrence. In this study, synoptic data of 4 catchments including Marzi Gharb, Karkheh, Karun Bozorg and Jarahi and Zohreh and ECMWF gridded data with 6-hour time resolution and 0.25 * 0.25 spatial resolution from 1979 to 2004 were used. 13 days had heavy rainfall of more than 30 mm, of which 7 days had the first cyclonic pattern and the second and third patterns had 3 days each. From the geopotential height matrix of rainy days, 3 atmospheric patterns were extracted using the cluster analysis method and using the extraction algorithm of cyclonic centers, these centers were extracted. The results showed, where the center of the trough in 500 and 700 hPa stacking on top of each other, the geopotential height will be the minimums. Due to the height difference between geopotential height the minimum of the center and its surroundings, the geopotential gradient will be maximum and will lead to the occurrence of the most cyclogenesis. In the first pattern, these conditions occurred and caused an average of 38.6 mm of heavy rainfall in the 4 basins. In the second pattern, none of the conditions of stacking on top of each other and deepening of the trough, and this has led to the lowest average heavy rainfall of 32.7 mm. In the third pattern, the condition of matching of the two centers of the troughs is established, but they do not condition of deepening trough and have led to heavy rainfall of 36/1 mm which is less than the first pattern. Also, the most cyclogenesis location is the place where the stacking on top of each other levels with the minimum geopotential height and the maximum geopotential gradient are would have existed, which in the eastern Mediterranean to Iraq. Most of the heavy rainfall in the study area is due to cyclones that have originated in the eastern Mediterranean region to Iraq. The results also showed that most of the moisture comes from the Red Sea, the Persian Gulf, and the Mediterranean Sea. In all three patterns, the subtropical jet stream plays a role in strengthening and ascending, which is located in the north of Saudi Arabia and the Persian Gulf.

Keywords: Synoptic analysis, cyclonic occurrence, heavy rainfall, Midwestern of Iran.

HOW TO CITE THIS ARTICLE

Mohammadi, R.; Saliqeh, M.; Naserzadeh, M.H.; Akbari, M. (2020). Synoptic and dynamical analysis of the cyclonic occurrence of heavy rains during the cold period of western Iran. *J. Meteorol. Atmos. Sci.*, 3(3): 224-241

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/>).

