فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۳، شماره پیاپی ۱۱۵

رضا کاوسی، کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان **R. Kavosi**
سعید موحدی، استادیار آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان **S. Movahedi, Ph.D**

E-mail: r.kavosi@yahoo.com

شماره مقاله: ۹۸۷ **صص: ۱۱۲-۹۷**
وصول: ۹۲/۱۲/۲۴ **پذیرش: ۹۳/۷/۲۸**

بررسی همدید کنش‌های چرخندی بر روی ایران در سال ۱۳۷۱ ش

چکیده

یکی از مکانیسم‌های مهمی که باعث ایجاد ناپایداری و تراکم در جو می شود، سامانه های چرخندی[1] است. این پژوهش به بررسی رقومی مراکز چرخندی مؤثر بر ایران و مناطق چرخندزایی و ارتباط آنها با بارش کشور می‌پردازد. برای تحصیل این هدف از داده‌های بازکافت شده ارتفاع ژئوپتانسیل NCEP/NCAR [2] با تفکیک زمانی شش ساعته وتفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه، در شش تراز اول جو برای سال ۱۳۷۱ ش. استفاده شده است. با توجه به محاسبات انجام شده، مشخص گردید که بیشینه درصد فراوانی چرخندهای سه تراز اول جو در فصل زمستان، تراز۷۰۰ هکتوپاسکال[3]در فصل پاییز و دو تراز ۶۰۰ و۵۰۰ هکتوپاسکال در فصل بهار رخ می‌دهد. مراکز چرخندزایی که چرخندهای آنها کشور ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند، شامل منطقه چرخندزایی جنوا، جنوب ایتالیا، جزایر سیسیل و کم‌فشار گنگ است. همبستگی بین درصد فراوانی فصلی چرخندها با میانگین بارش فصلی کشور نشان می دهد که بین درصد فراوانی چرخندها با میانگین بارش کشور رابطه همبستگی مثبت وجود دارد.

واژه‌های کلیدی: اقلیم شناسی همدید، چرخند، رویکرد گردشی به محیطی، ارتفاع ژئوپتانسیل

مقدمه

سامانه‌های همدید نقش مهمی در تغییرات آب وهوای کره زمین ایفا می‌کنند. این سامانه‌های مهاجر؛ به ویژه چرخندها و واچرخندها با حرکت خود توده‌های هوا و در نتیجه انرژی محسوس و نهان را با خود حمل می‌کنند و به طور متناوب باعث ناپایداری و پایداری منطقه می‌شوند (علیجانی، ۱۳۸۱: ۱۰۵). چرخندها سامانه‌های همدیدی هستندکه در آنها فشار تراز دریا کم، جریان هوا صعودی و جهت وزش باد در نیمکره شمالی پادساعتگرد (خلاف عقربه‌های ساعت) است. به علت حرکات عمودی هوا در چرخندها، امکان پیدایش ابر، بارش و حتی توفان تندری فراهم می‌شود. چرخندزایی (پیدایش و رشد چرخند) زمانی رخ می‌دهد که فشار تراز دریا کاهش و حرکات صعودی و تاوایی افزایش

1 -Cyclone
2 - National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research
3- Hecto Pascal

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

یابد(مسعودیان،۱۳۸۶: ۲۹). هرچند باد تحت تأثیر شیو فشار[1] (اختلاف فشار بین دو مرکز فشار) به جریان می‌افتد؛ اما در چرخند، جریان هوا تحت تأثیر نیروی اصطکاک، کوریولیس و نیروی گریز از مرکز به جای اینکه به طور مستقیم به سمت مرکز کم‌فشار باشد، در امتداد خطوط هم‌فشار می‌وزد و با جهت گرادیان فشار زاویه نسبتاً بزرگی می‌سازد(علیزاده، ۱۳۷۶: ۲۱۳). مبادله در جو را گردش‌های ثانوی؛ یعنی چرخندها و واچرخندهای عرض‌های میانه تکمیل می‌کنند. بیرکنس و سولبرگ نشان دادند که این سازوکار در مبادله گرما میان عرض‌های پایین و بالا مهمترین سازوکار به شمار می‌آید (بایرز[2]، ۱۳۷۷: ۲۴۵). چرخندها از دیدگاه‌های مختلف، از جمله: شرایط تشکیل، فراوانی وقوع در فصول مختلف، تاوایی، شدت و ضعف، ویژگی‌های بارش و به‌ویژه مسیرهای حرکتی همواره مورد توجه پژوهشگران بوده‌اند. با توجه به اینکه سامانه‌های همدید، از جمله چرخندها نقش بسیار مهمی در آب وهوای ایران دارند، در نظر است تا مناطق چرخندزایی، حوضه گسترش، تغییرات فراوانی فصلی چرخندها، شدیدترین مرکز چرخندی هر تراز و رابطه آنها با بارش کشور بررسی و مطالعه گردد.

در طول تاریخ پیش‌بینی‌های هوا، چرخندهای عرض‌های میانه به سبب ظهور فراوان و همراه بودن بادهای قوی و هوای بد، توجه محققان را به خود جلب کرده‌اند(جعفرپور، ۱۳۷۷: ۷۵). پژوهشگران از پایگاه داده و روش‌های مختلفی برای بررسی ویژگی‌های چرخندها استفاده نموده‌اند؛ از جمله آلپرت[3]و همکاران در سال ۱۹۹۰ در مطالعه‌ای تغییرات ماهانه مسیرهای چرخندی مدیترانه را بررسی کرده‌اند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که کم‌فشارهای شمال آفریقا از دامنه بادپناه کوه‌های اطلس در شمال غرب آفریقا سرچشمه می‌گیرند. همچنین، آنها دریافتند که هر یک از ماه‌ها، مسیر چرخندی خاص خود را دارند که مستقیماً نمی‌توان آنها را از ویژگی‌های فصلی استنتاج نمود. به گفته بلندر[4] و شوبرت(۲۰۰۰)، نوع داده‌ها و تفکیک‌های زمانی و مکانی آنها در مطالعه چرخندها بسیار مؤثر است. آنها مسیرهای مختلف چرخندها را در تفکیک‌های زمانی و مکانی گوناگون با استفاده از پایگاه داده‌های ۱/۱۲۵× ۱/۱۲۵ درجه بررسی کردند. به دلیل اینکه مراکز چرخندزایی و عوامل مؤثر در چرخندزایی متفاوت است، مسیرهای حرکت آنها نیز ثابت نیست و تغییرات زیادی دارد. کاراکا[5]و همکاران در سال۲۰۰۰ تغییرپذیری مسیرهای چرخندی در طی دوره ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۴ را با روش درونسو[6] نشان دادند. بررسی تغییرات فصلی چرخندها مشخص کرد که بالاترین رخداد چرخندها در فصل زمستان اتفاق می‌افتد. همچنین، ماهراس[7] و همکاران در سال ۲۰۰۱ در مطالعه‌ای توزیع مکانی و زمانی فراوانی چرخندهای سطحی در منطقه مدیترانه را به روش برونسو[8] و با استفاده از داده های ۶ ساعته تراز دریا از پایگاه داده-های NCEP/NCAR برای یک دوره ۴۰ ساله (۱۹۵۸-۱۹۹۷) آشکارسازی کرده‌اند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که ویژگی‌های متفاوت چرخندهای رخداده در سه منطقه حداکثر فعالیت چرخندی(خلیج جنوا، جنوب ایتالیا و قبرس) بازتابی از مکانیسم‌های متفاوتی است که مسؤول وقوع چرخندها در هر منطقه هستند. در پژوهش‌های دیگری، کنش‌های

1 -Pressure Gradient
2 - Byers
3 -Alpert
4 -Blender
5 -Karaca
6 -Subjective
7 -Maheras
8-Objective

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

چرخندی به صورت سه بعدی و در چندین لایه جوی مطالعه و بررسی شده‌اند؛ برای مثال، کمپینز [1] و همکاران در سال ۲۰۰۶ ساختار سه‌بعدی چرخندهای غرب مدیترانه را به روش برونسو مطالعه کرده‌اند. در این پژوهش برای واکاوی بهتر، چرخندهای به‌دست آمده را بر پایه سه ویژگی ضخامت، فصل و محل تشکیل طبقه‌بندی کردند و نشان دادند چرخندهای غرب مدیترانه در فصول مختلف در مناطق متفاوتی تشکیل می‌شوند. رودیوا[2] و گولیو (۲۰۰۷)، اندازه چرخندهای اتمسفر و تغییرات حیات‌شان را بر مبنای داده‌های دوره ۴۷ ساله فشار تراز دریا در نیمکره شمالی واکاوی کردند. بارثولی[3] و پانگرس (۲۰۰۹)، در پژوهشی پیدایش، شدت و مسیر چرخندهای عرض‌های میانه را که شامل بخش‌های از جنوب اروپا و بخش غربی مدیترانه است، مطالعه کرده‌اند.

در کشور ما ایران، در زمینه مطالعه و بررسی کنش‌های چرخندی مطالعات زیادی صورت نگرفته و کمتر به آن پرداخته شده است. علیجانی در سال ۱۳۶۶ با روشی درونسو مسیرهای اصلی چرخندهای خاورمیانه را شناسایی کرد و نشان داد که بیشتر چرخندهای خاورمیانه در چهار مرکز اصلی، در دریای آدریاتیک، دریای یونان، جزیره قبرس و جنوب شرقی زاگرس ایجاد می‌شوند (علیجانی، ۱۳۷۴: ۳۵). امروزه با پیشرفت علم، شناسایی چرخندها با روش‌های برونسو انجام می‌شود. در این زمینه می‌توان به صداقت (۱۳۸۵) اشاره کرد. وی در پژوهشی به صورت رقومی مسیرهای چرخندی خاورمیانه در فصل زمستان را برای دوره ۱۹۹۳ -۲۰۰۳ شناسایی کرد و نشان داد که تأثیر ناهمواری‌ها در تشکیل نواحی چرخندزایی به مراتب بیشتر از هدایت مسیرهای چرخندی است و چرخندها از سه مسیر اصلی و سه مسیر فرعی وارد ایران می‌شوند. محققان دیگری، از جمله شبرنگ درسال ۸۵، اوجی در سال ۸۵ ، گیوی و نجفی‌فر در سال ۸۳، و لشکری در سال ۸۱، هر کدام به نوعی به مطالعه و بررسی سامانه‌های چرخندی پرداخته‌اند.

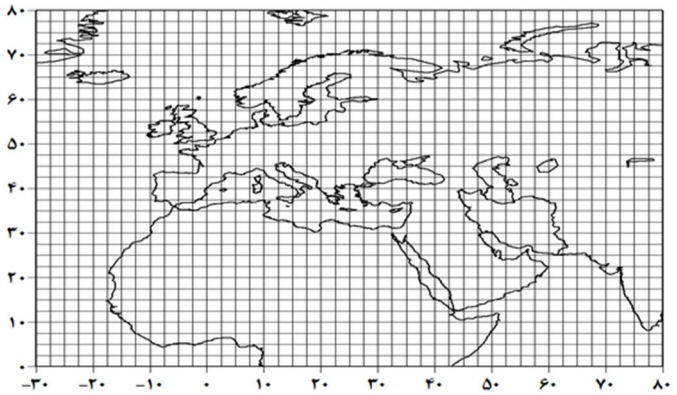
داده‌ها و روش پژوهش

برای شناسایی چرخندها از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل NCEP/NCAR برای شش تراز ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه و تفکیک زمانی شش ساعته(۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ زولو) برای سال ۱۳۷۱ شمسی استفاده شده است. این داده‌ها برحسب ژئوپتانسیل متر و با دقت یک متر و برای محدوده‌ای با طول جغرافیایی ۳۰- درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی و عرض ۰ تا ۸۰ درجه شمالی استخراج و واکاوی شده است. محدوده مورد مطالعه را در شکل (۱) می‌توان مشاهده کرد. از مزیت داده‌های بازکاوی شده جهانی این است که امکان شناسایی مراکز چرخندی و مسیرهای حرکت آنها را با استفاده از روش برونسو فراهم می‌کند. همچنین، می‌توان ویژگی‌های گوناگون چرخندها، از جمله: فشار مرکزی چرخند، بزرگی شیو فشار، محدوده گسترش و دیگر ویژگی‌های آنها را محاسبه و بررسی کرد. با توجه به نقش چرخندها در گردش عمومی جو و تأثیری که بر پارامترهای جوی و آب و هوای زمین دارند، کانون این پژوهش بر مطالعه و شناسایی کنش‌های چرخندی مؤثر بر ایران و ارتباط آنها با بارش کشور قرار گرفته است. منشأ چرخندهایی که آب و هوای ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند، در خارج از مرزهای سیاسی ایران و در

1 -Campins
2 -Rudeva
3 -Bartholy

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

منطقه دریای مدیترانه و اقیانوس اطلس قرار دارد. بعضی از چرخندها هم در اواخر زمستان در مناطقی چون جنوب کوه‌های اطلس، بیابان‌های عربستان و دریای یونان زاییده شده و به طرف شمال خلیج فارس حرکت می‌کنند (علیجانی، ۱۳۷۴: ۳۶) به همین خاطر، برای شناسایی و جایابی دقیق چرخندها این محدوده انتخاب شده است. با توجه به تفکیک مکانی داده‌های مورد استفاده، چارچوبی به اندازه ۴۵ یاخته[1] طولی و ۳۳ یاخته عرضی تشکیل می‌شود که در مجموع ۱۴۸۵ یاخته مکانی برای یک روز و ۱۴۶۰ مشاهده زمانی برای یک سال را دربرمی‌گیرد. به این ترتیب، داده‌های جوی این پژوهش آرایه‌ای به ابعاد ۱۴۸۵×۱۴۶۰ تشکیل می‌دهد(شکل ۱). در این آرایه سطرها نماینده دیده‌بانی‌های زمانی و ستون‌ها نماینده یاخته‌های مکانی است. برای جایابی چرخندها تک‌تک داده‌های این آرایه زمانی- مکانی بررسی و تحلیل شده است.



شکل۱) محدوده مورد مطالعه و موقعیت مکانی ۱۴۸۵ یاخته به ابعاد ۳۳×۴۵

در این مطالعه از رویکرد گردشی به محیطی استفاده شده است؛ به این صورت که داده‌های محیطی براساس الگوهای گردشی ارزیابی می‌شود و محقق طبقات همدید را تشکیل داده، رابطه آن را با منطقه مورد نظر بررسی می‌کند (یارنال[2]،۱۹۹۳: ۱۰) . برای شناسایی چرخندها یک الگوریتم طراحی گردید که در آن برای آشکارسازی و مکان‌یابی چرخندها دو شرط مد نظر قرار گرفته است که عبارتند از:

۱- ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته مورد بررسی نسبت به هر هشت همسایه پیرامونش کمینه باشد(آلپرت و همکاران، ۱۹۹۱).

۲- بزرگی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی پنجره مورد بررسی برابر یا بیشتر از۱۰۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر باشد؛ یعنی در هر ۱۰۰۰متر اختلاف ارتفاع بیش از ۱۰۰ متر باشد (بلندر و شوبرت، ۲۰۰۰).

در مراکز چرخندی تاوایی مثبت افزایش پیدا می‌کند. از این رو، می‌تواند جزو پارامترهای (شروط) شناسایی چرخندها باشد؛ اما از آنجا که تغییرات مکانی تاوایی شدید است، داده‌های مورد استفاده برای نشان دادن این تغییرات باید از تفکیک مکانی بالایی برخوردار باشند. از این رو، به دلیل بالا نبودن تفکیک مکانی داده‌ها از این پارامتر برای

1-Pixel
2 - Yarnal

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

آشکارسازی چرخندها استفاده نشده است. باید این نکته ذکر شود که اگر شرط دوم در نظر گرفته نمی‌شد، همه چرخندهای ضعیف و شدید گرمایی و دینامیکی آشکار می‌شدند؛ اما با اعمال شرط دوم تمامی چرخندهای ضعیف گرمایی و مهاجر حذف می‌شوند و تنها چرخندهای قوی (خواه دینامیکی و خواه گرمایی) قابل شناسایی هستند. این الگوریتم چهار خروجی دارد که عبارتند از: ۱- CyC که با کد صفر و یک مشخص شده است. کد یک به عنوان تشکیل چرخند و کد صفر نشان دهنده عدم تشکیل چرخند است؛ ۲- CP ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی؛ ۳- GPG یا بزرگی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل هر یاخته که برای مراکز چرخندی برابر یا بالاتر از ۱۰۰متر باشد؛ ۴- Pos که موقعیت جغرافیایی هر یاخته را نشان می‌دهد. ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی و هشت همسایه آن به کمک رابطه زیر به‌دست آمده است.

$$\nabla \emptyset = \frac{\partial \emptyset}{\partial X}\hat{\imath} + \frac{\partial \emptyset}{\partial Y}\hat{\jmath} \quad (۱$$

در فرمول شماره (۱) $\nabla \emptyset$ تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل و $\partial \emptyset$ تغییرات ارتفاع در راستای محورهای x و y است(مارتین، ۲۰۰۶: ۱۰). بزرگی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی هم توسط رابطه (۲) محاسبه شده است:

$$GPG = \sqrt{(GPX^2 + GPY^2)} \quad (۲$$

در رابطه (۲) GPG بزرگی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل است که برای هر یاخته مکانی محاسبه می شود (مارتین، ۲۰۰۶: ۲۵). میانگین وزنی منطقه‌ای شیو ارتفاع ژئوپتانسیل نیز توسط فرمول (۳) محاسبه شده است.

$$MRGPG = \frac{1}{\sum_{i=1}^{9} w_i} \sum_{i=1}^{9} w_i \, GPG_i \quad (۳$$

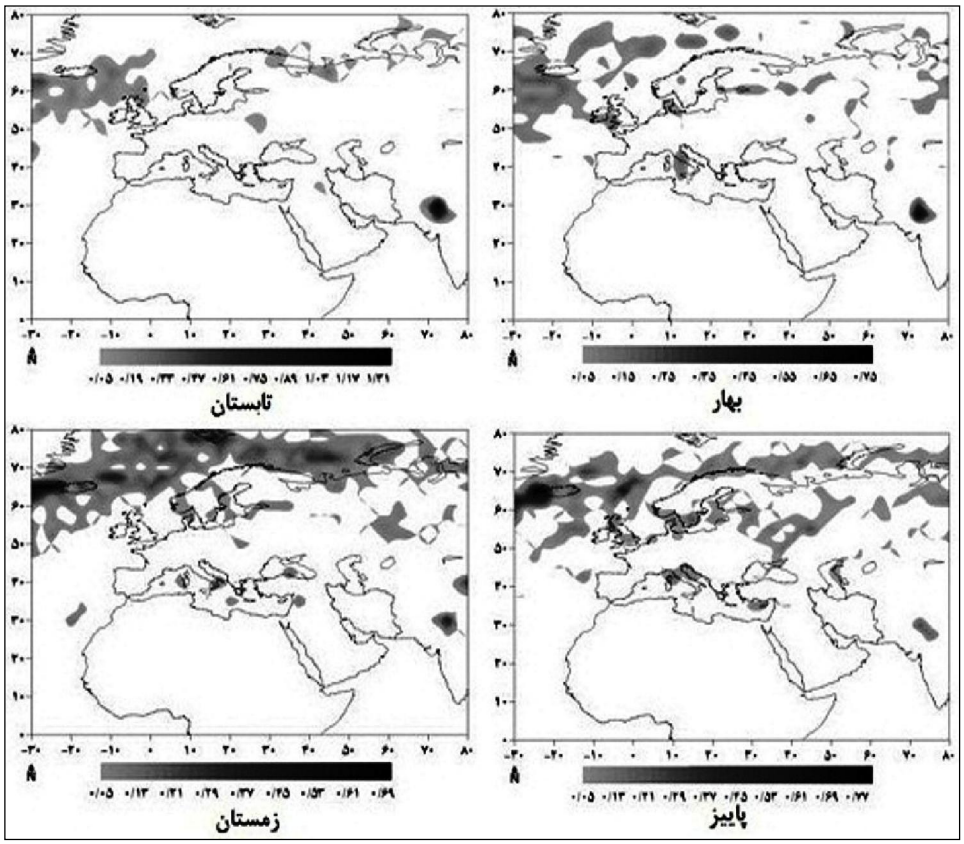
$$w_i = \frac{1}{2}(\cos \varphi_n + \cos \varphi_s) \quad (۴$$

φ_n عرض جغرافیایی مدار گذرنده از شمال یاخته هدف و φ_s عرض جغرافیایی مدار گذرنده از جنوب یاخته هدف است(مهدوی و همکاران، ۱۳۸۵). هر چقدر بزرگی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی از ۱۰۰ متر بر ۱۰۰۰کیلومتر بزرگتر باشد، چرخند از شدت بیشتری برخوردار است. ورودی الگوریتم، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل دو سال ۱۹۹۲ و ۱۹۹۳ میلادی است. چون سال مورد نظر در این پژوهش، به شمسی است، لذا تاریخ داده‌ها به سال شمسی تبدیل شده است. پس از اجرای این الگوریتم توسط نرم‌افزار گردس خروجی‌های آن به محیط نرم‌افزار متلبمنتقل شده و درصد فراوانی فصلی چرخندها و شدیدترین مراکز چرخندی هر تراز مشخص گردیده است. سپس درصد فراوانی فصلی مراکز را به محیط نرم‌افزار سرفر انتقال داده و با توجه به موقعیت جغرافیایی آنها نقشه‌های فصلی هر تراز با فاصله خطوط۰/۰۲ ترسیم شده است. در نهایت، برای مشخص کردن رابطه چرخندها با بارش کشور یک رابطه همبستگی بین درصد فراوانی چرخندهای فصلی و مقدار بارش فصلی(واحد به میلی متر) گرفته شد و ضریب رگرسیون آن برای هر تراز محاسبه و واکاوی شده است؛ به صورتی که ابتدا داده‌های بارش روزانه استخراج و میانگین هر فصل به صورت جداگانه محاسبه شده است . سپس فراوانی چرخندها محاسبه و بعد درصد فراونی هر تراز مشخص گردیده است. در نهایت، داده‌های هر دو متغیر (درصد فراوانی چرخندهای فصلی و مقدار بارش فصلی) به نرم‌افزار اکسل انتقال یافته و مقدار همبستگی هر تراز و ضریب رگرسیون آنها محاسبه و خط رگرسیون هر کدام از ترازها ترسیم شده است. به علت بالا بودن حجم مطالب نمودارهای خط رگرسیون آورده نشده است. در جدول (۲) مقادیر همبستگی و ضریب رگرسیون هر تراز را می‌توان مشاهده کرد.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

یافته‌های پژوهش

سامانه‌های همدیدی، از جمله چرخندها با رویدادهایی همراه هستند. به کمک شناسایی چرخندها می‌توان این رویدادها (مثل بارش، سیل، ...) را پیش‌بینی کرد. این سامانه‌ها با ورود خود به مناطقی که از آن عبور می‌کنند، باعث ناپایداری و تراکم در منطقه می‌شوند. همان‌طوری که در شکل (۲) مشخص است، در فصل بهار یک مرکز چرخندی بر روی ایتالیا و مرکز چرخندی دیگری بر روی پاکستان با فراوانی ۷۵ درصد شکل گرفته است. درصد فراوانی چرخندهای این فصل ۱۸/۲۴ درصد است(جدول ۱).

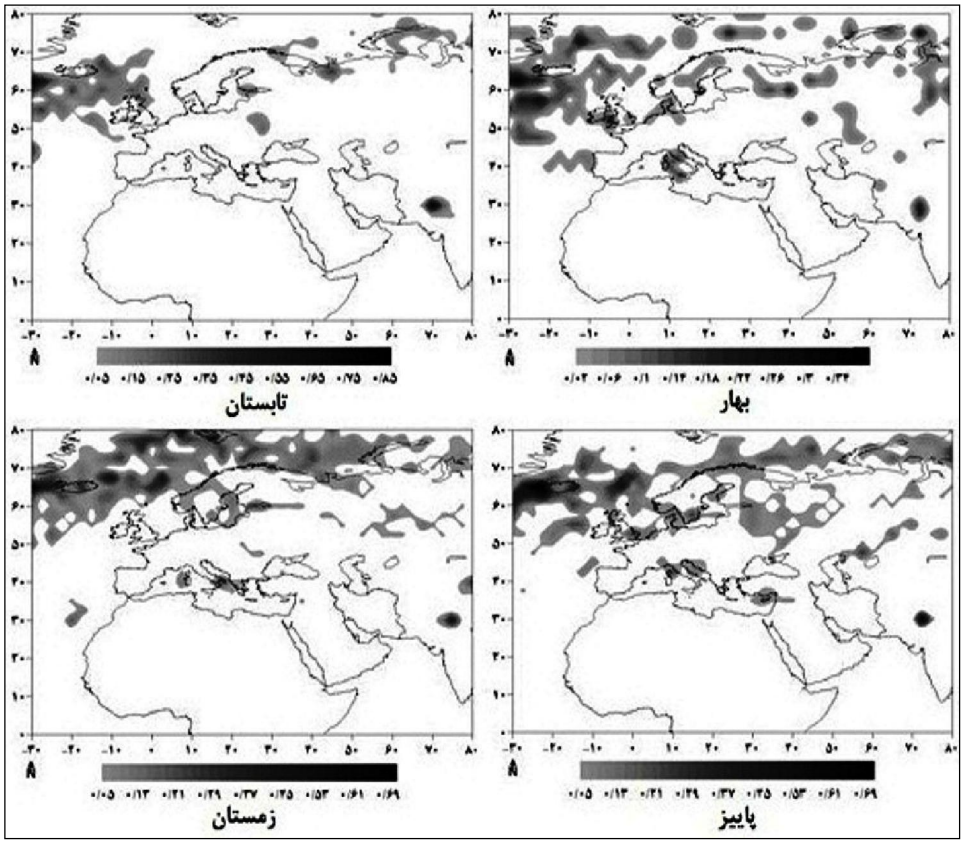


شکل ۲) موقعیت مراکز چرخندی برای فصول مختلف در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

در تابستان، نیمکره شمالی گرمتر می‌شود و در نتیجه اختلاف دمای زمستانی وجود ندارد؛ از این رو، بادهای غربی هم ضعیف می‌شوند و عقب نشینی می‌کنند(کاویانی، علیجانی، ۱۳۷۱: ۱۷۷). به همین علت، درصد فراوانی چرخندها کم می‌شود و به ۱۵/۲۱ درصد می‌رسد. در این فصل به علت گرم شدن سطح زمین یک مرکز چرخندی بر روی عراق آشکار شده است که این می‌تواند عامل گرد و غبارهای تابستانه غرب کشور باشد؛ ولی بر روی منطقه مدیترانه هیچ چرخندی تشکیل نشده است. مرکز کم‌فشار دیگری هم بر روی پاکستان تشکیل شده است که بیشینه درصد فراوانی آن در فصل تابستان و کمینه آن در فصل پاییز رخ داده است. در فصل سرد، بادهای غربی گسترش پیدا می‌کنند و با خود سامانه‌های چرخندی را به ارمغان می‌آورند؛ بنابراین، عامل چرخندگی، به‌ویژه چرخندها، از عوامل عمده و مهم ایجاد

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

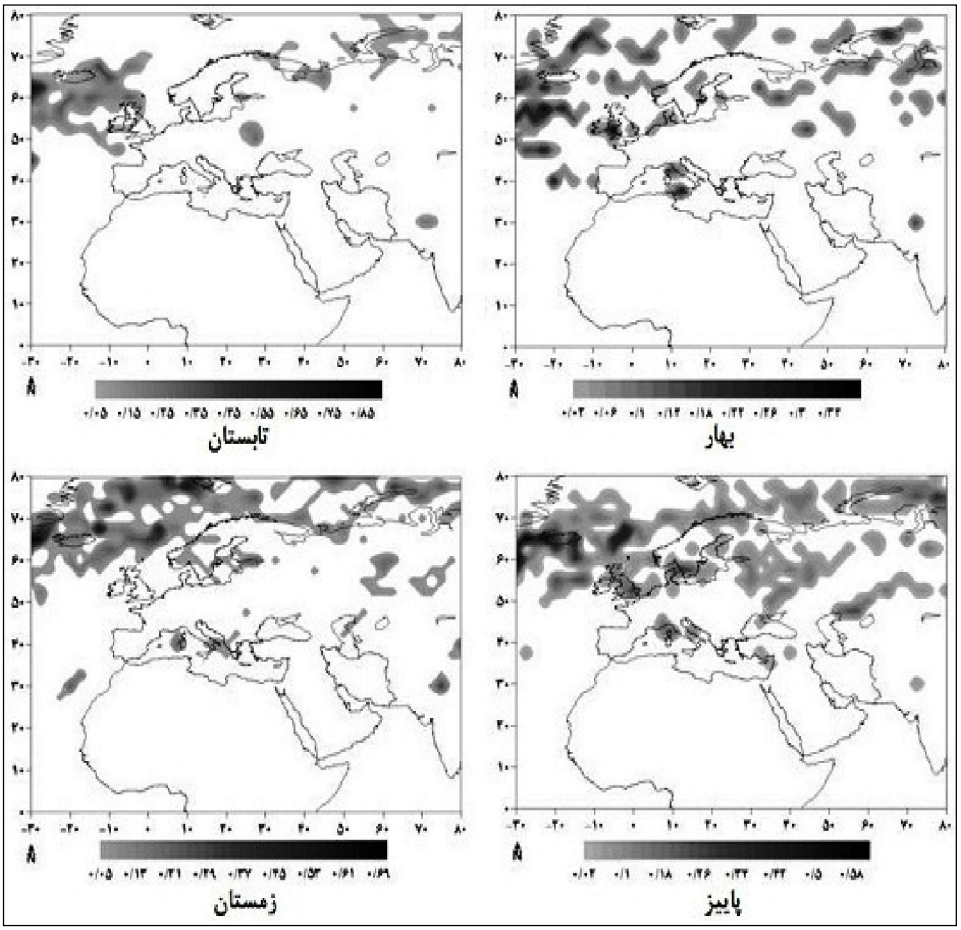
بارش در فصل سرد در منطقه برون حاره هستند(همان، ۲۴۳). در فصل پاییز دو مرکز چرخندی در شمال مدیترانه به وجود آمده‌اند و در زمستان تعداد مراکز و درصد فراوانی این مراکز افزایش یافته است. با توجه به جدول (۱) درصد فراوانی سامانه‌ها در دو فصل پاییز و زمستان به ۲۸/۴۲ و ۳۸/۱۲ درصد می‌رسد. بیشترین درصد فراوانی فصلی در زمستان دیده می‌شود.



شکل ۳) موقعیت مراکز چرخندی برای فصول مختلف در ترازهکتوپاسکال ۹۲۵

درصد فراوانی سالانه چرخندها در تراز۹۲۵ هکتوپاسکال نسبت به تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ، از ۱۹۹۱ به ۱۴۴۸ چرخند کاهش یافته است(جدول ۲). مراکز چرخندی تأثیرگذار بر ایران که در فصل بهار در دو تراز ۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال آشکار شده‌اند، تقریباً مشابه هم هستندو تنها از درصد فراوانی آنها در تراز۹۲۵ هکتوپاسکال کاسته شده است. به جز کم‌فشار پاکستان بقیه مراکز چرخندی آشکار شده در فصل بهار، در تابستان از بین می‌روند. با توجه به شکل (۳) در فصول سرد چند سامانه چرخندی بر روی منطقه مدیترانه و دریای خزر مشاهده می‌شود که درصد فراوانی آنها نسبت به تراز۱۰۰۰ هکتوپاسکال کاهش یافته است. مطابق با جدول (۲)، درصد فراوانی چرخندها در این تراز برای هر فصل برابر با ۱۶/۲۹، ۱۶/۵، ۳۲ و ۳۵/۱۵ درصد است.

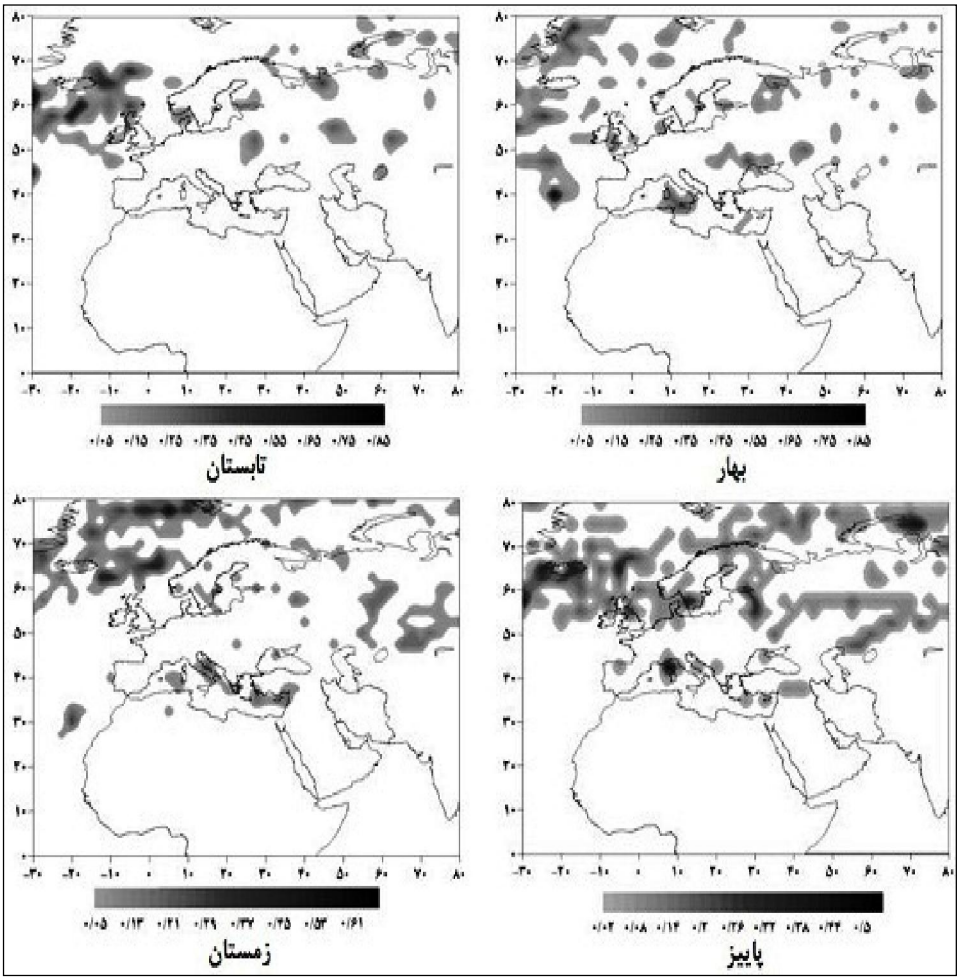
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]



شکل ۴) موقعیت مراکز چرخندی برای فصول مختلف در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

مطابق با شکل (۴)، در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از درصد فراوانی چرخندها باز هم کاسته شده و هسته‌های چرخندی عمدتاً در نوار شمالی دریای مدیترانه مستقر و در عرض‌های پایین‌تر هیچ سامانه چرخندی شکل نگرفته است. هسته‌های چرخندی که در فصل پاییز در این تراز مشاهده شده‌اند بیشتر از فصل زمستان هستند و این می‌تواند گویای این موضوع باشد که تأثیر چرخندهای پاییزه این تراز در آب و هوای منطقه بیشتر از چرخندهای زمستانی آن است. درصد فراوانی چرخندهای فصلی و سالانه این تراز در جدول (۱) قابل مشاهده است. بیشینه و کمینه چرخندهای فصلی این تراز هم مثل تراز قبل در زمستان و بهار با درصد فراوانی ۳۴ و ۱۶ درصد رخ داده است.

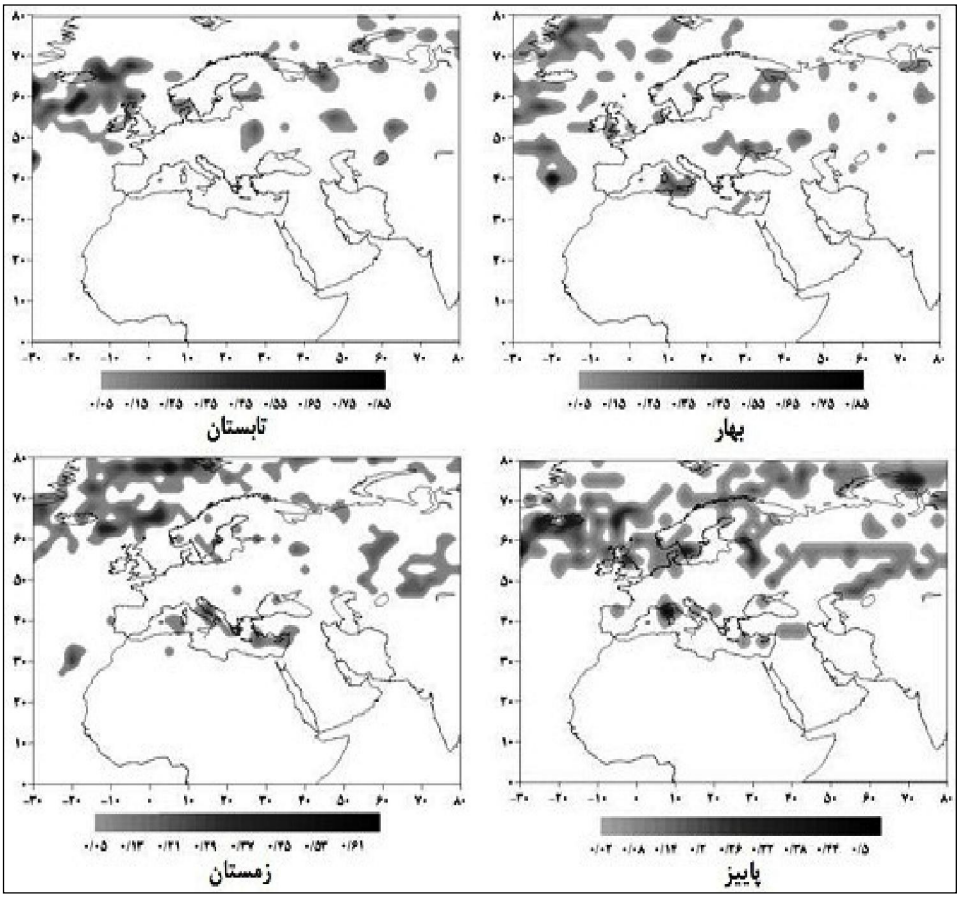
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]



شکل ۵) موقعیت مراکز چرخندی برای فصول مختلف در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال کمترین رخداد چرخندها را نسبت به ترازهای دیگر در کل محدوده مورد مطالعه دارد؛ اما هسته‌های چرخندی که در غرب کشور و مناطق چرخندزایی مدیترانه آشکار شده‌اند، در یک مسیر مشخص در نوار ساحل شمالی دریای مدیترانه کشیده شده است و از شمال غربی کشور ایران عبور می‌کند. در فصل زمستان هسته‌های چرخندی کمتر می‌شوند؛ اما درعرض‌های پایین‌تر؛ بخصوص سواحل الجزایر، لیبی و بادپناه کوه‌های اطلس چرخند تشکیل شده است(شکل ۵). درصد فراوانی فصلی چرخندهای این تراز به ترتیب برابر با ۲۱/۶۵، ۲۱/۲۴، ۲۹/۱۱ و ۲۷/۹۷ درصد و فراوانی سالانه آن هم ۹۶۵ چرخند است.

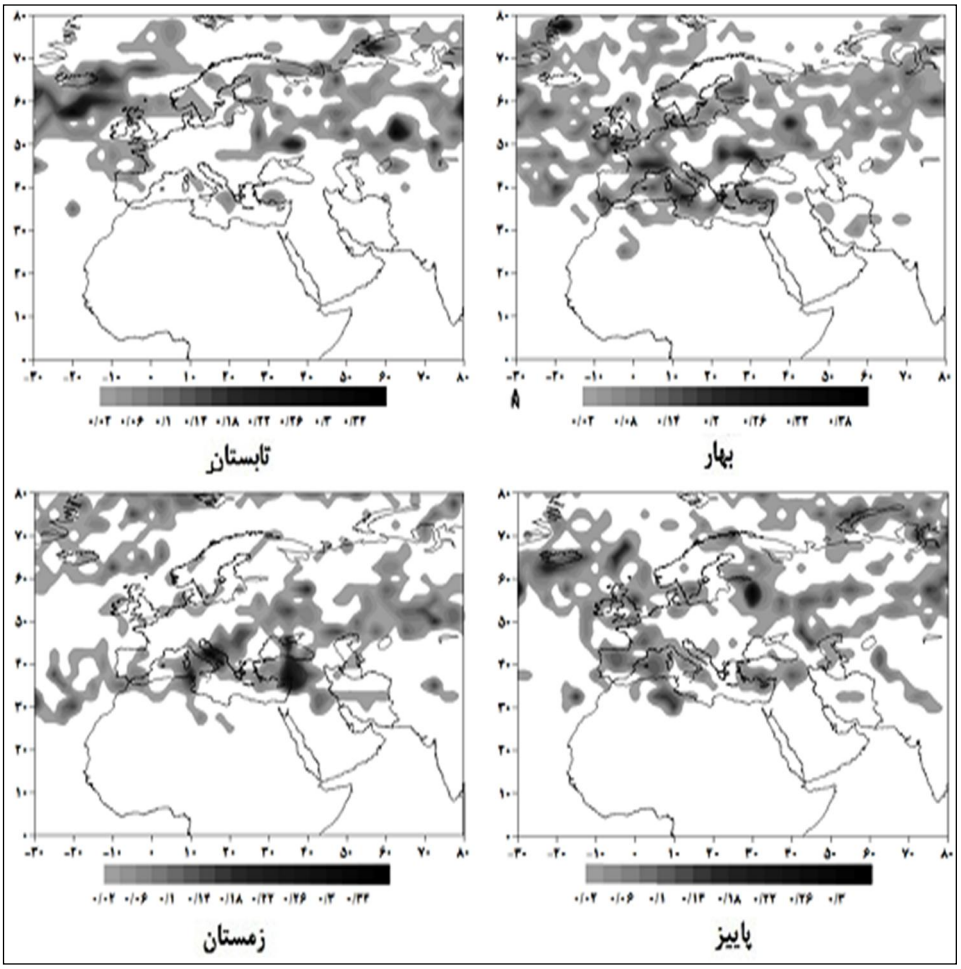
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]



شکل ۶) موقعیت مراکز چرخندی برای فصول مختلف در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال

نکته مهمی که باید ذکر شود، این است که برخلاف نظر محققان پیشین، کم‌فشار حرارتی گنگ در همه فصول؛ به ویژه در فصول سرد سال در سه تراز اول آشکار شده است. این کم‌فشار حرارتی در سطح زمین از شدت و فراوانی بیشتری برخوردار است. بیشینه و کمینه فراوانی چرخندهای این تراز در فصل پاییز و تابستان مشاهده می‌شود(جدول، ۱).

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]



شکل ۷) موقعیت مراکز چرخندی برای فصول مختلف در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

همان‌طور که در شکل (۶) و(۷) دیده می‌شود، در دو تراز آخر به ویژه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال رفته‌رفته درصد فراوانی چرخندها بر روی کشور ایران و مناطق مجاور آن افزایش می‌یابد و چرخندهای عرض‌های بالا بر روی مدیترانه متمرکز و درصد فراوانی آنها در این منطقه بیشتر از قسمت‌های دیگر محدوده مورد مطالعه می‌شود. فراوانی سالانه چرخندها در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال نسبت به تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال افزایش می‌یابد و تراکم آنها در همه فصول به جز تابستان بر روی مناطق غربی کشور، منطقه مدیترانه و شمال افریقا افزایش می‌یابد. همچنین، در فصل زمستان یک مرکز چرخندی در قسمت جنوب غرب کشور تشکیل شده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال چندین سامانه چرخندی بر روی کشور ایران، ترکیه، دریای مدیترانه و شمال افریقا تشکیل شده است. در این تراز در سه فصل از سال بر روی کشور چرخند مشاهده می‌شود. در میان این شش تراز،کمترین فراوانی سالانه چرخندها در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و کمینه فصلی در بین همه ترازها در تابستان و در همین تراز قابل مشاهده است. بیشترین فراوانی سالانه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و بیشینه فصلی هم در زمستان همین تراز دیده می‌شود(جدول۱). در صورت مناسب بودن شرایط سطح زمین و ترازهای بالا و وجود منبع رطوبت کافی، چرخندها رشد می‌کنند و در ترازهای جوی مختلف گسترش یافته و باعث ناپایداری و ریزش‌های جوی در منطقه شوند. همان‌طوری که در جدول (۳) مشاهده می‌شود، شدیدترین مرکز چرخندی در تراز

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

۱۰۰۰ هکتوپاسکال با ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۵۸- متر و با بزرگی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل ۲۸۵ متر بر کیلومتر در قسمت جنوب شرقی جزیره ایسلند رخ داده است. این مرکز چرخند در چهار تراز بعدی هم به عنوان شدیدترین مرکز چرخندی این ترازها شناخته شده است؛ اما در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مرکز چرخندی دیگر به عنوان شدیدترین کنش این تراز شناسایی شده است که در عرض‌های بالا و بر روی دریای کارا شکل گرفته است. شدیدترین مراکز چرخندی هر تراز را می‌توان در جدول (۳) مشاهده کرد. نکته مهمی که از نقشه‌های فصلی هر تراز استنباط می شود، این است که در همه ترازها به جز تراز آخر در هیچ یک از فصول سال سامانه چرخندی در بادپناه کوه‌های زاگرس تشکیل نشده است. این موضوع ممکن است ناشی از چند دلیل باشد:۱- ممکن است چرخندی در این منطقه تشکیل نشود؛۲- ممکن است چرخند تشکیل شود؛ اما از نظر قدرت و شدت به آستانه مشخص شده در این پژوهش نمی‌رسند(بزرگی شیو فشار ۱۰۰ متر در ۱۰۰۰ کیلومتر)؛۳- تفکیک مکانی و زمانی داده‌های مورد استفاده برای شناسایی آنها مناسب نیست. در این پژوهش، با توجه به شروطی که در نظر گرفته شده است، هم چرخندهای گرمایی و هم دینامیکی شناسایی می‌شوند؛ ولی از هم تفکیک نمی‌گردند. به طور کلی، می‌توان گفت چرخندهای ترازهای بالاتر از نوع چرخندهای دینامیکی و چرخندهای گرمایی در ترازهای پایین تشکیل می‌شوند. چرخندهای گرمایی عمدتاً در فصل گرم سال به وجود می‌آیند. به علت گرم شدن سطح زمین کم‌فشارهای حرارتی زیادی تشکیل می‌شود؛ لیکن به علت ضعیف بودن شناسایی نشده و در نقشه‌ها قابل مشاهده نیستند. سال ۱۳۷۱ شمسی از لحاظ مقدار بارندگی سال پر بارشی است؛ به طوری که مقدار بارش کلی آن برابر ۳۷۶/۴۸ میلی‌متر است که این مقدار از میانگین بارش کشور (۲۵۰ میلی متر) بیشتر است. مقادیر میانگین بارش فصلی این سال برای فصل بهار۱/۱۱ میلی‌متر و برای سه فصل دیگر به ترتیب برابر ۰/۱۲ ، ۰/۷۷ و ۲/۱۳ میلی‌متر است. رابطه همبستگی بین میانگین بارش فصلی کشور (واحد بارش به میلی متر) و درصد فراوانی فصلی چرخندهای هر تراز نشان می‌دهد که بین درصد فراوانی فصلی چرخندها با بارش فصلی هر تراز همبستگی مثبت ناقص وجود دارد اما مقدار این همبستگی در ترازهای مختلف با هم فرق دارد؛ به طوری که بیشترین و کمترین مقدار همبستگی به ترتیب در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (با مقدار ۰/۷۵) و تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال (با مقدار ۰/۰۴) مشاهده می‌شود. با توجه به این رابطه می‌توان گفت، اگرچه چرخندهای بیشتری در ترازهای بالای جو بر روی عرض‌های پایین به خصوص کشور ایران تشکیل شده است؛ اما نقش آنها در بارش کشور کم‌رنگ‌تر از چرخندهای ترازهای پایین است و قسمت اعظم بارش‌های کشور، حاصل کنش چرخندی ترازهای پایین است؛ به‌طوری که هرچه به سمت ترازهای بالا حرکت می‌کنیم، از مقدار همبستگی بین متغیرها کاسته می‌شود و از تأثیر چرخندها بر بارش کشور کاسته می‌شود. مقدار همبستگی برای هر تراز را می‌توان در جدول (۲) مشاهده کرد.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

جدول۱) رخداد چرخندها در فصول مختلف در ترازهای مورد مطالعه

ترازها به هکتوپاسکال	بهار		تابستان		پاییز		زمستان		جمع سالانه
	درصد فراوانی	تعداد فراوانی	درصدفراوانی	تعداد فراوانی	درصد فراوانی	تعداد فراوانی	درصد فراوانی	تعداد فراوانی	
۱۰۰۰	۱۸/۲۴	۳۶۳	۱۵/۲۱	۳۰۳	۲۸/۴۲	۵۶۶	۳۸/۱۲	۷۵۹	۱۹۹۱
۹۲۵	۱۶/۲۹	۲۳۶	۱۶/۵	۲۳۹	۳۲/۰۴	۴۶۴	۳۵/۱۵	۵۰۹	۱۴۴۸
۸۵۰	۱۶/۰۱	۱۸۷	۱۷/۶	۲۰۶	۳۲/۲۷	۳۷۷	۳۴/۰۷	۳۹۸	۱۱۶۸
۷۰۰	۲۱/۶۵	۲۰۹	۲۱/۲۴	۲۰۵	۲۹/۱۱	۲۸۱	۲۷/۹۷	۲۷۰	۹۶۵
۶۰۰	۲۶/۵	۳۷۱	۲۱/۹۲	۳۰۷	۲۵/۷۸	۳۶۱	۲۵/۷۸	۳۶۱	۱۴۰۰
۵۰۰	۲۹/۸۹	۷۶۰	۲۱/۹۱	۵۵۷	۲۴/۰۷	۶۱۲	۲۴/۱۱	۶۱۳	۲۵۴۲

جدول ۲) مقدار همبستگی و ضریب تعیین در ترازهای مورد مطالعه

ترازها(واحد به هکتوپاسکال)	مقدار همبستگی	مقدار r^2
۱۰۰۰	۰/۷۵	۰/۵۷
۹۲۵	۰/۶۳	۰/۴
۸۵۰	۰/۵۴	۰/۲۹
۷۰۰	۰/۳۱	۰/۱
۶۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰۲
۵۰۰	۰/۰۷	۰/۰۰۵

نتیجه‌گیری

در این پژوهش با توجه به معیارهایی که در نظر گرفته شده است، کنش‌های چرخندی، مناطق چرخندزایی، درصد فراوانی فصلی کنش‌های چرخندی در شش تراز اول جو برای سال ۱۳۷۱ شمسی شناسایی شده است. آشکارسازی مناطق چرخندزایی و مراکز چرخندی با توجه به داده‌های رقومی و روش‌های مورد استفاده دارای جنبه‌های برونسو و درونسوست؛ لذا با توجه به تفکیک زمانی و مکانی این داده‌ها و همچنین، معیارها و شرایطی که در روش کار در نظر گرفته شده است، در نتایج پژوهش تغییراتی به‌وجود می‌آید. بنابراین، در مورد داوری این پژوهش باید این موارد در نظر گرفته شود. نتایج این پژوهش نشان داد که بیشترین فراوانی فصلی چرخندها در سه تراز اول جو در فصل زمستان، در ترازهکتوپاسکال ۷۰۰ در پاییز و در دو تراز ۶۰۰ و هکتوپاسکال ۵۰۰ در بهار مشاهده می‌شود. کمترین درصد فراوانی فصلی هم به جز دو تراز ۹۲۵ و هکتوپاسکال ۸۵۰ که در بهار دیده شده، در بقیه ترازها در فصل تابستان رخ داده است. فراوانی کلی چرخندها در محدوده مورد مطالعه در ترازهای مختلف با هم تفاوت دارند. می‌توان گفت که رخداد سالانه چرخندها از تراز هکتوپاسکال ۱۰۰۰ تا ترازهکتوپاسکال ۷۰۰ کاهش می‌یابد و در دوتراز آخر دوباره افزایش می‌یابد.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

همچنین، مشخص شد که در بادپناه کوه‌های زاگرس به جز تراز هکتوپاسکال ۵۰۰ در بقیه ترازها هیچ چرخندی تشکیل نشده است. با توجه به بررسی نقشه‌ها مناطق چرخندزایی در ترازهای پایین، شامل: خلیج جنوا، جنوب ایتالیا، قبرس، دریای آدریاتیک، غرب سواحل مراکش و کم‌فشار گنگ و در ترازهای بالا علاوه بر مناطق ذکر شده در سواحل الجزایر، تونس و لیبی هم چرخندزایی است. شدیدترین مراکز چرخندی در همه ترازهای مورد مطالعه نیز مشخص شده است که دو مرکز چرخندی است: یکی در جنوب شرقی ایسلند که در پنج تراز اول آشکار شده است و دیگری بر روی دریای کارا شکل گرفته است. این مرکز چرخندی تنها در تراز آخر مشاهده شده است. رابطه همبستگی بین درصد فراوانی چرخندها و میانگین بارش کشور نشان داد که بین ورود چرخندها به کشور و بارش آن همبستگی وجود دارد؛ اما مقدار این همبستگی در ترازهای مختلف فرق دارد؛ به‌طوری که بیشترین مقدار همبستگی(با مقدار ۰/۷۵) در ترازهکتوپاسکال ۱۰۰۰ وکمترین مقدار آن در تراز هکتوپاسکال ۶۰۰ (با مقدار ۰/۰۴) وجود دارد. با توجه به این رابطه می-توان گفت، اگرچه چرخندهای بیشتری در ترازهای بالای جو بر روی کشور ایران و مناطق مجاور تشکیل می‌شود؛ اما نقش آنها در بارش کشور کم‌رنگ‌تر از چرخندهای ترازهای پایین است و قسمت اعظم بارش‌های کشور حاصل کنش چرخندی ترازهای پایین است.

منابع

۱- اوجی، روح‌الله .(۱۳۸۵). *مطالعه سینوپتیکی الگوهای جوی و فراوانی و مسیر چرخندها در دوره‌های ترسالی غرب میانه ایران*، استاد راهنما: منصور جعفربیگلو، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا، گروه جغرافیای طبیعی، رشته جغرافیای طبیعی- اقلیم شناسی.

۲- بابائی فینی، ام السنمه، منوچهر فرج زاده.(۱۳۸۱). الگوهای تغییرات مکانی و زمانی بارش در ایران، *مجله علمی پژوهشی مدرس*، دوره ۶، ش ۴، زمستان ۱۳۸۱، ۵۱.

۳- جعفرپور، ابراهیم. (۱۳۷۵). *اقلیم شناسی ایران*، تهران: انتشارات پیام نور، ۱۳۷۷، ۷۵.

۴- شبرنگ، لاله.(۱۳۸۷). *بررسی تأثیر بلاکینگ بر ویژگی‌های چرخندهای مدیترانه‌ای*، اساتید راهنما: پرویز ایران نژاد و فرهنگ احمدی‌گیوی، دانشگاه تهران، مؤسسه ژئوفیزیک، گروه فیزیک فضا، رشته هواشناسی.

۵- صداقت، مهدی .(۱۳۸۵). *مسیریابی سیکلون‌های خاورمیانه (در دوره سرد سال)*، استاد راهنما: زهرا حجازی‌زاده، استاد مشاور: زین‌العابدین جعفرپور، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران گروه جغرافیا، اقلیم و برنامه ریزی محیطی، ۴۶ و ۷۰-۷۱.

۶- علیجانی، بهلول.(۱۳۷۴). *آب و هوای ایران*، انتشارات پیام نور، ۷.

۷- علیجانی، بهلول.(۱۳۸۵). *اقلیم شناسی سینوپتیک*، تهران: سمت، ۱۰۵.

۸- علیزاده، امین و همکاران.(۱۳۷۶). *هوا و اقلیم شناسی*، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد،۲۱۳.

۹- کاویانی، محمدرضا و بهلول علیجانی .(۱۳۷۱). *مبانی آب و هواشناسی*، تهران: سمت.

۱۰-لشکری، حسن .(۱۳۸۱). مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودانی ورودی به ایران، مرکز تحقیقات کامپیوتری علوم اسلامی، ش ۲، تابستان ۱۳۸۱.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

۱۱-احمدگیوی، فرهنگ، یونس نجیبی‌فر .(۱۳۸۳). مطالعه چرخندزایی در پشت به باد کوه‌های آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه برای دوره یکساله، *فیزیک زمین و فضا*، ج ۳، ش۲، ۱۳۸۳.

۱۲-مارتین، جاناتان.ای .(۲۰۰۶). *دینامیک جو در عرض میانه*، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، ۱۳۸۸، انتشارات دانشگاه اصفهان.

۱۳-مهدوی، مسعود و طاهرخانی، مهدی .(۱۳۸۵). *کاربرد آمار در جغرافیا*، تهران: انتشارات قومس.

۱۴-مسعودیان، سید ابوالفضل و محمدرضا کاویانی .(۱۳۸۶). *اقلیم شناسی ایران*، انتشارات دانشگاه اصفهان، ۲۹.

۱۵-یارنال، برنت .(۱۹۹۳). *اقلیم شناسی همدید وکاربرد آن درمطالعات محیطی*، ترجمه مسعودیان، سید ابوالفضل، ۱۳۸۵، انتشارات دانشگاه اصفهان، ۱۰ .

16- Alpert. P.,Neeman B.U., Shay-El Y.,1990_1: Intermonthly Variability of Cyclone Tracks in the Meditrranean.jornal of Climate 3: 1474-1478.

17- Bartholy.Judit and et al, 2009: Analyzing the genesis, intensity, and tracks of western Mediterranean cyclones, Appl Climatol 96:133–144.

18- Blender. R and M. Schubert., 2000:Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions.Mon Weather Re 128:377-384.

19- Campins Joan, AgustíJansá and Ana Genovés, 2006: Three-Dimensional Structure of Western Mediterranean Cyclones, Int. J. Climatol. 26: 323–343.

20- Flocas. H.A and et al, 2001:A 40 year climatological study of relative vorticity distribution over the mediterranean, Int. J. Climatol. 21: 1759–1778

21- Karaca, Mehmet, Ali Deniz and Mete Tayanc, 2000: Cyclone Track Variability over Turkey in Association with Regional Climate, Int. J. Climatol. 20: 1225–1236.

22- Maheras P., H.A. Flocas, I. Patrikas and CHR. Anagnostopoulou, 2001: A 40 Year Objective Climatology of Surface Cyclones in The Mediterranean Region: Spatial and Temporal Distribution, Int. J. Climatol. 21: 109–130

23- Rudeva Irina and Gulev. Sergey K, 2007: Climatology of Cyclone Size Characteristics and Their Changes during the Cyclone Life Cycle, Mon. Wea. Rev., 135, 2568–2587.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]