فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۳، شماره پیاپی ۱۱۵
بختیار محمدی، استادیار آب و هوا شناسی، دانشگاه کردستان B.Mohammadi, Ph.D

شماره مقاله: ۹۸۸ صص: ۱۳۲-۱۱۳
وصول: ۹۲/۱۰/۱ پذیرش: ۹۳/۶/۲
E-mail: b.mohammadi@uok.ac.ir

مکان‌یابی پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مؤثر بر اقلیم ایران در نیمه سرد سال

چکیده

پیچانه‌ها، ناهنجاری‌هایی مثبت و یا منفی هستند که اغلب در لایه‌های مختلف جو شکل می‌گیرند. مطالعه پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به علت نقشی که در ایجاد شرایط پایداری و ناپایداری جو برعهده دارند، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در این پژوهش برای مطالعه شدت و فراوانی پیچانه‌های جوی مؤثر بر اقلیم ایران در دوره سرد سال(فصل پاییز و زمستان)، از داده‌های شش ساعته ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، در محدوده جغرافیایی ۲۰ درجه طول غربی تا ۸۰ درجه طول شرقی و صفر تا ۷۰ درجه شمالی استفاده شد. بنابراین، پایگاه داده‌ای از متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۲۰۱۰-۱۹۶۰، در نرم افزار متلب ایجاد شد. در نهایت، فراوانی و شدت پیچانه‌های جوی دوره سرد سال محاسبه شد. نتایج این تحقیق نشان داد که شمال دریای سرخ و شرق دریای مدیترانه مناطق اصلی شکل‌گیری پیچانه‌های منفی در دوره سرد سال است. در فصل پاییز ناهنجاری‌های منفی در بیشتر بخش‌های ایران دیده شده است؛ اما بیشینه این ناهنجاری‌های منفی بر روی جنوب غرب ایران قرار دارد. همچنین، در فصل زمستان ناهنجاری‌های منفی نسبت به فصل پاییز افزایش چشمگیری را نشان داده است.

واژه‌های کلیدی: پیچانه، ناهنجاری، ارتفاع ژئوپتانسیل، ۵۰۰ هکتوپاسکال

مقدمه

اقلیم به عنوان یک سیستم بسیار پیچیده، متأثر از اندرکنش‌هایی است که میان متغیرهای مختلف جوی صورت می‌گیرد. متغیرهای جوی به صورت زیرمجموعه‌هایی از این سیستم بزرگ در ارتباط متقابل با یکدیگرند و این ارتباطات گاهی به صورت مستقیم و زمانی غیرمستقیم است. وجود چنین پیچیده‌گی‌هایی موجب شده‌است که شرایط جوی هم از نظر زمانی و مکانی، نوسان‌های شدید و چشمگیری را از خود نشان دهد. بدیهی است که شناخت متغیرهای جوی، پدیده‌ها و به طور کلی ماهیت اقلیم، با توجه به رفتار غیرمنظم آنها با مشکلات و موانعی روبه‌روست. این امر با بیشترشدن متغیرها و اندرکنش‌های متفاوت میان آنها، پیچیدگی بیشتری به‌خود می‌گیرد. نخستین گام در شناخت هر پدیده، مطالعه رفتار آن در طول زمان است. از این رو، با توجه به نامنظم بودن رفتار اقلیم و پدیده‌های آن، بررسی بلندمدت آنها امری ضروری است. در میان عوارض جوی پیچانه‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند.

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

پیچانه‌ها عمدتاً به دو صورت مثبت و منفی آشکار می‌شوند. منظور از پیچانه‌های منفی پیچانه‌هایی است که ارتفاع ژئوپتانسیل آنها از نقاط هم‌عرضشان کمتر باشد. در پیچانه‌های منفی جهت جریان هوا پاد ساعتگرد است و براین اساس، پیچانه‌های منفی از نظر دینامیکی، شرایط ناپایداری و صعود را در جو فراهم می‌کنند؛ یا به زبان ساده تاوایی در پیچانه-های منفی، مثبت است؛ اما در پیچانه‌های مثبت، جهت جریان هوا ساعتگرد بوده و چنین جریانی از هوا می‌تواند به نشست هوا در آن منطقه منجر شود. بنابراین، پیچانه‌های مثبت بیان‌کننده تاوایی منفی در محل خواهند بود. اندرکنش پیچانه‌های همدید به عنوان یکی از منابع کلیدی تغییرپذیری رویدادهای با فراوانی کم مورد توجه بسیاری از محققان علوم جوی قرار دارد. به طور کلی، رشد و گسترش ناپایداری‌های ناشی از پیچانه‌های همدید در درجه اول به تراز انرژی جنبشی فعالیت اساسی پیچانه‌های همدید دارد(جین، ۲۰۱۰، ۱۹۴۷). پژوهش‌های زیادی در مورد الگوهای گردشی جو، ناهنجاری‌های موجود در ترازهای مختلف، جابه‌جایی و تغییرات الگوهای تراز میانی جو انجام شده است. اغلب این مطالعات بر اهمیت و توجه بیشتری بر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تأکید دارند؛ زیرا معتقدند که این تراز بیشترین تأثیر را بر رخداد پدیده‌های جوی سطح زمین دارد. از این رو، آگاهی از نوسان‌های زمانی- مکانی ناهنجاری‌های جو در این تراز می‌تواند کمک ارزنده‌ای به شناخت بیشتر اقلیم سطح زمین نماید. در ادامه، برخی از مطالعاتی که در سطح جهان و ایران انجام شده است، بیان می‌شود.

وایکمن[1](۱۹۶۰) فراوانی سیکلون‌ها در شبکه‌ای به ابعاد یک در یک درجه جغرافیایی را برای ماه‌های زمستان، طی سال‌های ۵۹- ۱۹۵۶ مشخص کرد و براساس بیشینه فراوانی سیکلون‌ها مسیرهای اصلی سیکلونی را ترسیم کرد.

لا و مری[2](۱۹۹۱) تغییرپذیری پیچانه‌های پایدار و ناپایدار و اثرهای آنها را بر روی تغییرات ماهانه مسیر طوفان‌های عرض‌های میانه مطالعه کردند. در این پژوهش به نقش انتقال گرما و چرخندگی توسط پیچانه‌های همدید مقیاس در سطوح مختلف ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال طی زمستان‌های سال‌های ۸۴-۱۹۶۶ در ایالات متحده امریکا تأکید شد. آنها معتقدند که پایداری و ناپایداری ارتفاع ژئوپتانسیل به ترتیب تحت تأثیر همگرایی چرخندگی و شار حرارتی قرار دارند و پیچانه‌های ثانویه که درون گردش‌های جوی ایجاد می‌شوند، نقش کمتری در این مورد برعهده دارند.

گن[3](۱۹۸۳) ارتباط بین شار حرارتی پیچانه‌ها و برش عمودی آنها را در مقیاس زمانی کوتاه مدت بررسی کرد. برازش مدل دومتغیره خطی بر روی داده‌های مربوط به ماه‌های ژانویه و ژوئیه نشان داد که بازخورد درونی برش شار سامانه، در مقیاس زمانی کوتاه مدت(روزانه) نسبتاً متعادل؛ اما در مقیاس زمانی متوسط(هفتگی) ضعیف‌تر است.

لونکیت[4] و همکاران(۱۹۹۶) با استفاده از مدل گردش عمومی جوی- اقیانوسی، تغییرات بالقوه فعالیت چرخندها را در زمان صعودهای تند و شدید مطالعه کردند. آنها معتقدند که تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل و ساختار دما در زمان رشد پیچانه‌های لایه‌های بالایی و پایینی تروپوسفر که تنها در برخی از نواحی خاص (شرق اطلس و غرب اروپا) اتفاق می-افتد، اغلب با افزایش حالت توفانی در این مناطق همراه است. در این مناطق تشدید مسیر توفان‌ها عمدتاً به علت افزایش فراوانی فعالیت چرخندهاست.

1 - Weickmann
2 - Lau and Mary
3 - Ghan
4 - Lunkeit

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

کورتی[5] و همکاران(۲۰۰۰) پیش‌بینی‌پذیری ناهنجاری‌های بارش برف در اوراسیا را در ارتباط با الگوهای گردشی جو بررسی کردند. آنها با استفاده از توابع متعامد تجربی به طبقه‌بندی الگوهای اصلی ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال و بادمداری در تراز ۸۵۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال پرداختند. الگوهای اصلی هرکدام از این متغیرها با ناهنجاری-های مشاهده شده در بارش برف به ترتیب ۴۸، ۵۶ و ۶۵ درصد همبستگی نشان دادند.

زاپلکی[6] و همکاران(۲۰۰۰) ارتباط بین الگوهای بزرگ مقیاس جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را با بارش یونان در فصل زمستان بررسی کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که بادهای غربی شدید بر روی شمال شرقی اقیانوس اطلس به ایجاد پیچانه‌های مثبت در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و افزایش فشار در تراز دریا در اروپا منجر شده است. در نتیجه حاکمیت این شرایط خشکی زمستانی بر روی شرق مدیترانه شکل خواهد گرفت.

جین و همکاران[7](I,II,III ۲۰۰۶) در یک پژوهش گسترده پویایی پیچانه‌های همدید و نقش آنها را در ارتباط با جریان‌های جوی با فراوانی کم مطالعه کردند. اوگرمن و اشنایدر[8](۲۰۰۷) به بازیابی آماره‌های جریان‌های جوی در مدل-های گردش عمومی و همچنین، اثر متقابل و غیرخطی پیچانه‌های جوی پرداختند. نتایج این پژوهش نشان داد که مدل-های گردش عمومی جو توانایی بازیابی آماره‌های جریان‌های جوی و شبیه‌سازی تک‌پیچانه‌ها و اثر متقابلشان را با اطمینان نسبتاً بالایی برآورد می‌کنند.

ویلیامز[9] و همکاران(۲۰۰۷) نقش تاوایی ناشی از پیچانه‌ها را در مسیر توفان‌های جوی مطالعه کردند. آنها معتقدند که اثر پیچانه‌ها و تغییرپذیری آنها در نواحی جوی متفاوت است. همچنین، اثر پیچانه‌ها در جو، بیشتر جنبه محلی دارد و به محض ورود توفان، پیچانه‌ها رشد کرده، شار حرارتی چشمگیری ایجاد می‌شود و جریان‌های شرق سوی تسریع می-شوند. در نهایت، در زمان خروج توفان جریان شرق سوی تضعیف شده و حتی به سمت غرب تمایل پیدا می‌کند.

ادموند و همکاران[10](۲۰۰۷) نقش پیچانه‌ها در تغییرات مسیر توفان‌ها در اقیانوس آرام را مطالعه کردند. کی و همکاران[11](۲۰۰۷) مفاهیم دینامیکی و اثرهای چرخندگی پیچانه‌های جوی را بررسی کردند. زوجن و همکاران[12](۲۰۰۸) همکاران[12](۲۰۰۸) ارتباط بین تغییرپذیری رودبادها در فصل زمستان، گرمایش آب اقیانوس و فعالیت‌های زودگذر پیچانه‌ها را در شمال اقیانوس آرام بررسی کردند.

اوی[13](۲۰۰۸) در یک تحقیق نشان داد که چرخندها عامل مؤثری در شکل‌گیری پیچانه‌های عمیق‌اند و معتقد است که پیچانه‌ها در دو حالت شکل می‌گیرند: در حالت اول چرخندها در داخل جبهه شکل می‌گیرند که به آنها چرخندهای جبهه‌ای گفته می‌شود و این نوع چرخندها معمولاً در دامنه‌های غربی فلوریدا تشکیل شده، جریان‌های چرخشی شدیدی را در گردنه‌های مناطق کوهستانی ایجاد می‌کند. نوع دوم چرخندها در غرب و شمال غرب ایالات متحده با سرعت ۲ تا

5 - Corti
6 - Xoplaki
7 - Jin et al
8 - Ogorman and Schneider
9 - Williams
10 - Edmund et al
11 - Cai et al
12 - Xuejuan
13 - Oey

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

۶ کیلومتر در هر روز تشکیل می‌شوند و اغلب در طول مسیر نسبتاً کوتاهی از بین می‌روند و به آنها چرخندهای بادپناهی گفته می‌شود.

کابالرو[۱۴](۲۰۰۸) اثر سلول هدلی در مدل‌های اقلیمی و ارتباط آن را با تنش پیچانه‌های برون حاره‌ای بررسی کرد. نتایج تحقیق وی نشان داد که تنش برشی پیچانه‌های بزرگ مقیاس برون حاره‌ای نقشی کلیدی در تعیین شدت سلول هدلی دارد. بنابراین، این فرضیه مطرح می شود که خطاهایی در نمایش و ارائه پیچانه‌های برون حاره‌ای در مدل‌های اقلیمی وجود دارد که به متمایل شدن گردش جوی منطقه حاره منجر می‌شود.

کوگ[۱۵] و همکاران(۲۰۰۹) معتقدند که شار دما و رطوبت پیچانه‌ها و ساختار عمودی آنها نقش مهمی را در ایجاد توفان‌ها و رطوبت لازم برای بارش‌های آنها فراهم می‌نماید. شار حرارتی پیچانه‌های همدید شمال سوی، منشأ بخش بزرگی از رطوبت منطقه برون حاره بوده و بزرگی آن در ارتباط با مسیر فعالیت توفان‌هاست. همچنین، ناهنجاری‌های مربوط به فراوانی توفان‌ها نه تنها باعث تغییر الگوی پیچانه‌ها می‌شود، بلکه گاهی موجب تعدیل آنها می‌شود. در ضمن، اگر پیچانه‌های موجود در بادهای غربی بر روی مسیر توفان‌ها قرار بگیرند، ناپایداری‌ها و فعالیت‌های توفانی منطقه افزایش می‌یابد و شار حرارتی پیچانه‌های شمال سوی قویتر می‌شود.

کوگ و همکاران(۲۰۱۰) نقش همدید پیچانه‌های جوی و عوامل انسانی را بر روی اقلیم مناطق قطبی بررسی کردند. آنها گرمایش جهانی؛ بویژه در مناطق قطبی و به دنبال آن افزایش رطوبت جو را از مباحث اصلی در تغییر اقلیم معرفی می‌کنند. در این باره معتقدند که جابه‌جایی رودباد جبهه قطبی به سمت قطب به همراه بازخورد همدید پیچانه-های جوی نقش اساسی را در افزایش گرمایش و رطوبت جو در مناطق قطبی برعهده دارد. علاوه بر این، تغییرات میانگین گردش جو به سبب عوامل انسانی، به تغییراتی در بازخوردهای توفان‌ها منجر شده است که پاسخ‌های مجدد اقلیمی را تقویت می‌کند. در نهایت، پاسخ مناطق قطبی به چنین تغییراتی، افزایش رطوبت و گرمایش در جو است.

کیدسون[۱۶] و همکاران(۲۰۱۰) با اشاره به اینکه بیشتر مدل‌های اقلیمی، افزایش طول پیچانه‌های اقلیمی را گزارش کرده‌اند، معتقدند که افزایش در مقیاس طولی پیچانه‌ها در اواخر قرن ۲۱ به ۵ درصد خواهد رسید و این میزان افزایش، در نیمکره جنوبی بیشتر از نیمکره شمالی است. هارتمن و همکاران(۲۰۱۰) ضمن توجه به اثر پیچانه‌های جوی در نوسان‌های آب و هوایی معتقدندکه رودبادها بر روی جابه‌جایی پیچانه‌های جوی مؤثرند؛ به طوری که باعث حرکت غرب‌سوی آنها می‌شوند. بنابراین، میزان تغییرپذیری پیچانه‌ها به علت اثر ناهنجاری‌هایی است که در رودبادها دیده می-شود. ناهنجاری در چرخندگی شاخص نوسان اطلس شمالی نیز عامل دیگری برای ایجاد پیچانه‌های همدید جوی است.

هونگ و همکاران[۱۷](۲۰۱۲) ساختار همدید پیچانه‌های همدید جوی را در ارتباط با شاخص پیوند از دور نوسان اطلس شمالی بررسی کردند. آنها معتقدند که جریان نوسان اطلس شمالی در هر فاز مثبت و منفی خود اثرهای عمده‌ای بر روی ساختار پیچانه‌های همدید دارد و علاوه بر این، این شاخص پیوند از دور شار چرخندگی و جریان مداری و

14 - Caballero
15 - Kug
16 - Kidston
17 - Hong et al

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

نصف‌النهاری پیچانه‌ها را نیز تعیین می‌کند. با این حال، خود پیچانه‌ها نیز اثر تغذیه کننده‌ای را برای این شاخص پیوند از دور برعهده دارد.

کامیل و وت تیسن[18](۲۰۱۲) اثر تغییرپذیری رودبادهای برون حاره بر روی حرارت و محور پیچانه‌ها را بررسی کردند. آنها معتقدند که بادمداری در منطقه برون‌حاره دو اثر عمده برجای می‌گذارد: یکی از این اثرها، انتقال حرکت زاویه‌ای گردش حرارتی مستقیم هدلی و دیگری همگرایی شار تکانه از طریق امواج جوی است که به افزایش شرایط دگر فشاری در منطقه منجر خواهد شد. همچنین، در ادامه این تحقیق ارتباط بین اثر تغییرپذیری بادمداری و فرایندهای ناشی شده از آن نیز مطالعه شد.

لی و لا[19](۲۰۱۲) اثرهای انسو بر روی تغییرپذیری جریان‌های جوی شمال اقیانوس اطلس و نقش زمستانی پیچانه‌های زودگذر در شرایط جوی منطقه را بررسی کردند. نتایج این تحقیق نشان داد که در زمان رخداد النینو گرمایش درخورتوجهی بر روی آبهای شرق حاره‌ای اقیانوس آرام دیده می‌شود و گستره شرق سوی فعالیت‌های پیچانه‌ها شرایط دگرفشاری شدیدی را بر روی این منطقه ایجاد می‌کند. با کمک این جریان‌های محیطی، ارتباط قوی بین مسیر توفان‌های اقیانوس آرام و اطلس برقرار می‌شود و در فاز منفی نوسان اطلس شمالی این ارتباطات نیز بیشتر می‌شود.

علیجانی(۱۳۶۶) رابطه پراکندگی مکانی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه را با سیستم‌های هوایی سطح بالا بررسی کرد. نتایج تحقیق وی نشان داد که توپوگرافی عامل اصلی کنترل پراکندگی مکانی مسیرهای سیکلونی خاور میانه نیست، بلکه مهمترین نقش را بادهای سطح بالای جو ایفا می‌کنند. همچنین، نتایج دیگر این تحقیق نشان داد که سیکلون‌ها در طول حرکت خود از روی سدهای کوهستانی گذشته و در هیچ موردی آنها را دور نزده‌اند. علاوه بر این، عامل اصلی جابه‌جایی مکانی مسیرهای چرخندی خاورمیانه، تغییرات مکانی فرود بلند مدیترانه است. این فرود با حرکت خود محل چرخندزایی و محور رودباد و در واقع، مسیر حرکت چرخندها را جابه‌جا می‌کند. در مطالعه‌ای دیگر، علیجانی(۱۳۷۸) تغییرات الگوی جریان سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال منطقه خاورمیانه و اثرهای آن بر اقلیم ایران را در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱ بررسی کرد.

احمدی گیوی و نجیبی‌فر(۱۳۸۳) چرخندزایی در دامنه‌های بادپناه آلپ و اثر آن بر اقلیم خاورمیانه و ایران را بررسی کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که بیشتر چرخندهای بادپناهی که آب و هوای ایران و خاورمیانه را تحت تأثیر قرار می‌دهند، اغلب به دوره سرد و در مواقعی نیز به دوره معتدل تعلق دارند و چرخندهای دوره گرم به علت نفوذ سامانه پرفشار جنب حاره‌ای، نمی‌توانند به سمت عرض‌های پایین‌تر و روی دریای مدیترانه کشیده شوند؛ در نتیجه تأثیر مستقیمی روی آب و هوای ایران ندارند.

صداقت(۱۳۸۵) مسیریابی چرخندهای خاورمیانه را با استفاده از داده‌های واکاوی مجدد NCEP، با تفکیک زمانی ۲۴ ساعته و تفکیک مکانی ۲/۵* ۲/۵ درجه، برای دوره سرد سال طی سال‌های ۲۰۰۳-۱۹۹۳ و با کمک زبان برنامه نویسی C++ در محیط GIS انجام داد. نتایج تحقیق وی نشان داد که مراکز چرخندزایی عمده به ترتیب، شامل: سودان،

18 - Camille and Wettstein
19 - Li and Lau

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

قبرس، خلیج جنوا، اژه، دریای آدریاتیک، کوه‌های اطلس و ناحیه دریای سیاه است. همچنین، نُه مسیر برای آنها شناسایی کرد.

سلگی(۱۳۸۵) ردیابی پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران طی دوره زمانی ۱۹۷۴ تا ۲۰۰۳ را انجام داد. نتایج تحقیق او نشان داد که بیشینه تراکم پیچانه‌ها بر روی شرق مدیترانه است و پایین‌ترین حدّ قرارگیری پیچانه‌ها در نیمکره شمالی عرض ۲۰ درجه است. بنابراین، وی معتقد است که پیچانه‌ها پدیده‌هایی برون‌حاره‌ای هستند و بیشترین تراکم پیچانه‌ها در محدوده مورد مطالعه در عرض‌های بین ۳۰ تا۴۰ درجه شمالی است.

مسعودیان(۱۳۸۴) الگوهای گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را با استفاده از روش‌های تحلیل مؤلفه‌های اصلی، تحلیل خوشه‌ای و تحلیل همبستگی شناسایی کرد. همچنین، ارتباط بین الگوها و سیلاب‌های بزرگ در حوضه رودخانه کارون را بررسی نمود. نتایج تحقیق وی نشان داد که الگوهای کم‌ارتفاع ارتباط معنی‌داری با بارش و رواناب نشان داده-اند؛ اما رابطه آنها با بارش قویتر است. همچنین، ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌تواند ابزار سودمندی برای پیش‌بینی متغیر بارش و به دنبال آن پیش‌بینی سیلاب باشد.

کاویانی و همکاران(۱۳۸۶) رابطه الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را با بارش‌های حوضه مند بررسی کردند. نتایج این تحقیق نشان داد که بیش از ۹۵ درصد از بارش‌های این حوضه از چهار الگوی گردشی اصلی تبعیت می‌کنند و این یافته نقش مهمی را در پیش‌بینی بارش‌های حوضه ایفا می‌نماید.

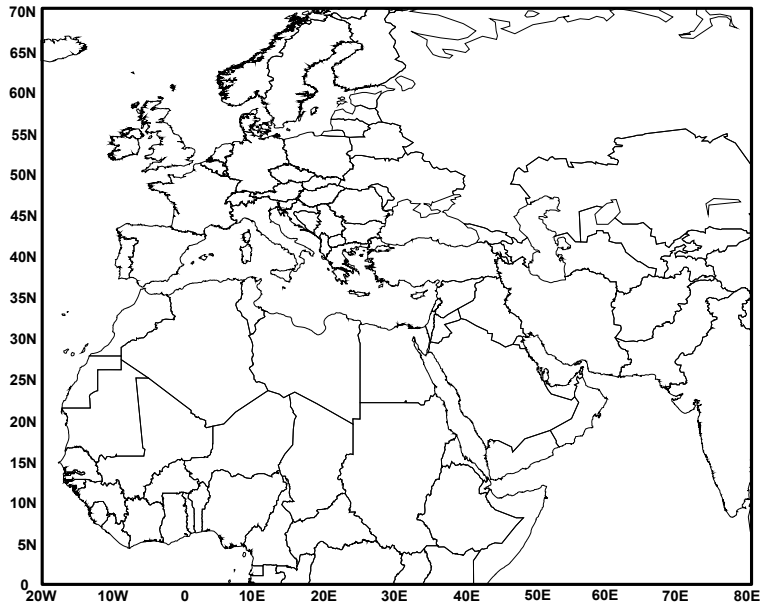
داده و روش پژوهش

در این پژوهش، برای مطالعه شدت و فراوانی پیچانه‌های جوی، از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال(برحسب متر) در محدوده جغرافیایی ۲۰ درجه طول غربی تا ۸۰ درجه طول شرقی و همچنین، صفر تا ۷۰ درجه شمالی استفاده شد. انتخاب این محدوده جغرافیایی از این جهت بود که به نظر می‌رسد توده‌های هوایی که در این محدوده جغرافیایی شکل می‌گیرند، اغلب توان اثرگذاری بر روی آب و هوای ایران را دارند و با توجه به عمر پیچانه‌ها، احتمال می‌رود این پدیده‌های جوی عمدتاً در محدوده مورد مطالعه شکل گرفته، از مسیرهای مختلفی به ایران حرکت می‌کنند(شکل ۱).

داده‌های مورد استفاده در محدوده جغرافیایی مورد مطالعه به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته طی دوره زمانی ۲۰۱۰-۱۹۶۰ از تارنمای www.esrl.noaa.gov اخذ شد. این داده‌ها از سنجش بالن‌های هواشناسی تهیه شده‌اند که در مناطق مختلف جهان، روزانه در یک یا چند نوبت به هوا فرستاده می‌شوند؛ اما با توجه به اینکه تراکم بالن‌ها در سطح جهانی توزیع و پراکندگی منظمی از نظر زمانی و مکانی ندارند، در نتیجه داده‌های اخذ شده از بالن‌های هواشناسی به صورت شبکه‌بندی منظمی به ابعاد ۲/۵*۲/۵ درجه جغرافیایی میانیابی شده‌اند. بنابراین، پایگاه داده‌ای از متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در نرم افزار متلب[20] ایجاد شد.

20 - MatLab

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



شکل۱) محدوده جغرافیایی مورد مطالعه

اندازه ماتریس پایگاه داده مورد نظر با توجه به محدوده زمانی و مکانی و طول دوره آماری مورد مطالعه(دوره ۵۱ ساله) ۱۱۸۹*۳۷۱۲۸ بود. با توجه به تفکیک ۲/۵*۲/۵ درجه جغرافیایی محدوده مورد مطالعه، در این ماتریس ۱۱۸۹، تعداد یاخته‌های موجود در محدوده یاد شده است و ۳۷۱۲۸ نیز دیده‌بانی‌های شش ساعته ۵۱ سال اخیر در دو فصل پاییز و زمستان است؛ به طوری که برای هر کدام از ماه‌های اکتبر، دسامبر، ژانویه و مارس ۶۳۲۴ و برای ماه نوامبر و فوریه نیز به ترتیب ۶۱۲۰ و ۵۷۱۲ دیده‌بانی در طول دوره ۵۱ ساله تجزیه و تحلیل شد. از روی این پایگاه داده، پیچانه‌های جوی استخراج و محاسبات مورد نظر بر روی آنها انجام شد. ابتدا وضعیت پیچانه‌های جوی با استفاده از رابطه زیر در یک یاخته خاص آشکار می‌شود:

$$eddy_{i,j} = hgt_{ij} - avehgt_{ij} \quad (۱$$

در رابطه بالا:

$eddy_{i,j}$ ، پیچانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یاخته مورد نظر که در عرض جغرافیایی i و طول جغرافیایی j است که می‌تواند مقدار مثبت یا منفی برای آن برآورد شود.

hgt_{ij} ، ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته مورد نظر در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، در زمان مشخص برحسب متر است که دارای مختصات عرض جغرافیایی i و طول جغرافیایی j است.

$avehgt_{ij}$ ، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در زمان و مدار جغرافیایی مشابه یاخته مورد نظر است و از رابطه زیر محاسبه می شود:

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

(۲

$$avehgt = \frac{\sum_{i}^{n} hgt}{n}$$

به عبارت دیگر، رابطه بالا نسبت مجموع ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته‌های مورد نظر بر روی یک مدار جغرافیایی در یک زمان مشخص، به تعداد یاخته‌های واقع بر روی آن مدار را نشان می‌دهد. سرانجام ماتریسی از میانگین یاخته‌ها به اندازه ۱۱۸۹*۱ برای هر ماه به‌دست آمد. با استفاده از روابط بالا، پیچانه‌های مثبت و منفی در محدوده جغرافیایی ۲۰ درجه طول غربی تا ۸۰ درجه طول شرقی و همچنین، صفر تا ۷۰ درجه شمالی شناسایی شدند. در ادامه، باید برای محاسبه فراوانی پیچانه‌ها(مثبت و منفی)، مقادیر کمتر و بیشتر از میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل به صورت کدهای صفر و یک مشخص می‌شدند، تا امکان شمارش یاخته‌هایی که در زمان مشخص، مقادیر کمتر یا بیشتر از میانگین را داشتند، فراهم شود. بنابراین، برنامه‌ای در نرم‌افزار متلب نوشته شد که در آن امکان قرار دادن کد صفر برای پیچانه‌های مثبت و کد یک برای پیچانه‌های منفی در هر روز ممکن شد. نمایی کلی از این برنامه‌ها به عنوان نمونه برای پایگاه داده مربوط به ماه ژانویه آمده است:

(۳

$$1 = dataJAN(1:6324.1) < aveJAN(:,1);$$
$$2 = dataJAN(1:6324.2) < aveJAN(:,2);$$
$$3 = dataJAN(1:6324.3) < aveJAN(:,3);$$
$$\text{.....}$$
$$\text{.....}$$
$$\text{.....}$$
$$1187 = dataJAN(1:6324.1187) < aveJAN(:,1187);$$
$$1188 = dataJAN(1:6324.1188) < aveJAN(:,1188);$$
$$1189 = dataJAN(1:6324.1189) < aveJAN(:,1189);$$

در روابط بالا، $a1, a2, a3, \ldots, a1187, a1188, a1189$ وضعیت پیچانه‌ها از یاخته اول تا یاخته ۱۱۸۹-ام است که در نهایت، کد صفر و یا یک به آن تعلق می‌گیرد.

$dataJAN$، پایگاه داده پیچانه‌های تمام ژانویه‌های دوره مورد مطالعه(۲۰۱۰-۱۹۶۰) است که ماتریس این پایگاه داده ۱۱۸۹*۶۳۲۴ است. در این ماتریس ۱۱۸۹ تعداد کل یاخته‌ها در محدوده جغرافیایی مورد مطالعه است و ۶۳۲۴ نیز دیده‌بانی‌های شش ساعته ۵۱ ژانویه در ۵۱ سال اخیر است. در هر مرحله از این روابط، یک ستون از این ماتریس که نماینده یک یاخته در ۶۳۲۴ دیده‌بانی است، در محاسبات لحاظ شده است.

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

$aveJAN$ ، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ماه ژانویه است. این عملیات برای تمام دوره مورد مطالعه(۲۰۱۰-۱۹۶۰) انجام شد و سرانجام فراوانی پیچانه‌ها منفی با استفاده از روابطی که در بالا اشاره شد، به‌دست آمد. در مرحله‌ای دیگر از این پژوهش، در روابط بالا به جای نماد کوچکتر، از نماد بزرگتر از میانگین استفاده شد و به همین روند، پیچانه‌های مثبت نیز شناسایی شدند.

نتیجه روابط (۳) مشخص نمودن مقادیر پیچانه‌های منفی است. به غیر از مقادیر کمتر از میانگین (پیچانه‌های منفی)، دو حالت دیگر در داده‌های پیچانه‌ها وجود دارد: در یکی از این دو حالت، اگر داده‌های مربوط به پیچانه‌های جوی از میانگین بیشتر باشند، پیچانه‌های مثبت آشکار می‌شوند و اگر مقادیر مساوی با میانگین باشند، عدم پیچانه و یا عدم ناهنجاری(شرایط بهنجار) مشخص می‌شود.

محاسبات نشان داد که به جز در چند مورد انگشت شمار، در هیچ سالی مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل یک یاخته با میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل مداری که یاخته بر روی آن قرار داشت، برابر نبود. به عبارت دیگر، فراوانی عدم پیچانه بسیار کم بود. بنابراین، با توجه به فراوانی بسیار کمی که شرایط بهنجار داشت(عدم پیچانه؛ چه مثبت و چه منفی) از محاسبه فراوانی آنها صرف‌نظر شد. صرف‌نظر کردن از شرایط بهنجار به معنای آن است که پیچانه یا منفی است و یا مثبت. از این رو، فراوانی پیچانه‌های مثبت(شمارش کدهای صفر) نیز براحتی امکان‌پذیر شد. نتیجه محاسبات مربوط به فراوانی پیچانه‌های منفی و مثبت به صورت نقشه‌هایی در نرم‌افزار سرفر تهیه و ترسیم گردید.

در بخش دیگری از این مطالعه، بزرگی پیچانه‌های جوی(شدت پیچانه) در طول دوره مورد مطالعه بررسی شد. با توجه به محدودیت حجم پژوهش، نمی‌توان نقشه‌های روزانه تمام دیده‌بانی‌ها را ترسیم نمود، بنابراین، بزرگی و شدت پیچانه‌ها به صورت میانگین ماهانه محاسبه گردید و نتایج آنها به شکل نقشه‌های شدت ماهانه پیچانه‌ها در نرم‌افزار سرفر ترسیم شد.

یافته‌های پژوهش

برای کمتر شدن حجم پژوهش و اجتناب از پیچیدگی‌های مربوط به زیاد بودن تعداد نقشه‌های فراوانی پیچانه‌ها، در این پژوهش تنها نقشه‌های مربوط فراوانی پیچانه‌های منفی نشان داده شده است. در واقع، این نقشه‌ها به نوعی فراوانی پیچانه‌های مثبت را نیز درون خود نشان می‌دهند؛ برای مثال، در جاهایی که فراوانی پیچانه‌های منفی ۷۰ درصد برآورد شده است، در همان منطقه فراوانی پیچانه‌های مثبت تقریباً ۳۰ درصد است؛ اما با توجه به نقشی که پیچانه‌های منفی در ایجاد اغتشاشات جوی و فراهم نمودن شرایط ناپایداری دارند، در پژوهش حاضر تأکید و توجه بیشتری بر روی آنها خواهد بود.

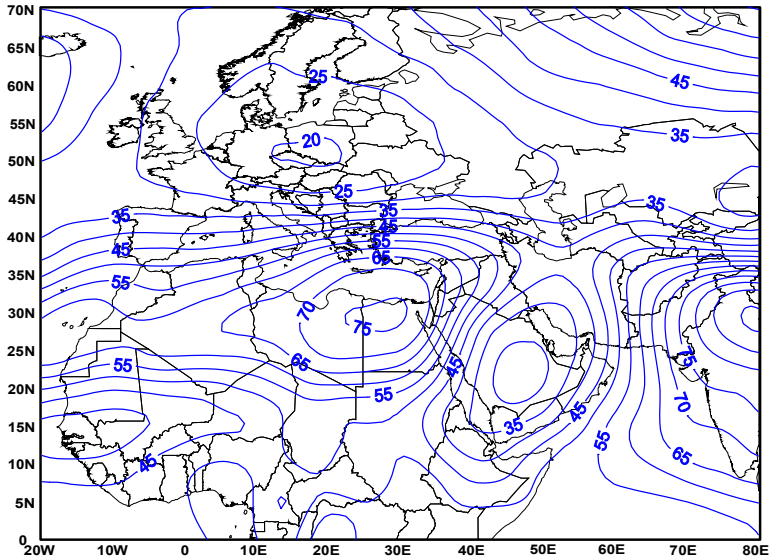
فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه اکتبر

در این ماه بیشینه فراوانی پیچانه‌های منفی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به طور بسیار مشخصی بر روی بخش‌های شمالی کشورهای مصر و لیبی و سواحل مدیترانه‌ای آنها و همچنین، شمال شبه‌قاره هند شکل گرفته است. پیچانه‌های منفی در این مناطق، به ترتیب بیش از ۷۵ و ۸۵ درصد فراوانی را نشان می‌دهند. از سوی دیگر، بیشینه فراوانی پیچانه‌های

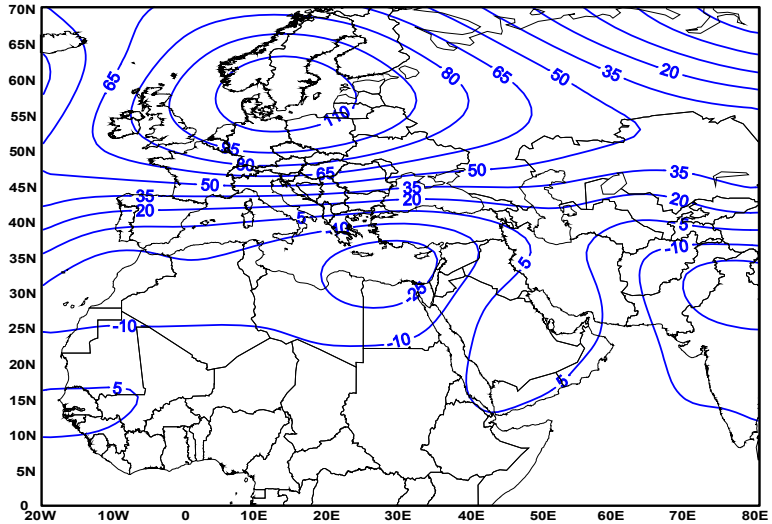
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-02]

مثبت(کمینه فراوانی پیچانه‌های منفی) نیز بر روی کشورهای اروپایی(بویژه نیمه شمالی اروپا) قرار دارد که مقدار آن حدود ۸۰ درصد است. بر روی میانه کشور عربستان و همچنین، غرب افریقا(گینه و سنگال) نیز فراوانی پیچانه‌های مثبت ۱۰ تا ۱۵ درصد بیشتر از پیچانه‌های منفی است(شکل۲).

شدت پیچانه‌های جوی در این ماه بر روی بیشتر بخش‌های مرکزی ایران بیش از ۵ متر است؛ اما در قسمت‌هایی از شرق و شمال غرب ایران ناهنجاری‌های منفی کمی دیده می‌شود. اگرچه در این زمان شدت پیچانه‌های منفی در شبه قاره هند بیش از ۱۵- متر، در شمال افریقا و سواحل مدیترانه‌ای آن به بیش از ۲۵- متر رسیده است؛ شدت پیچانه‌ها در این ماه بر روی اروپا و بویژه نیمه شمالی آن بیش از ۱۱۰ متر است(شکل۳). به طور کلی در ماه اکتبر تنها بخش‌هایی از شمال غرب و شرق کشور تحت تأثیر ناهنجاری‌های منفی و به دنبال آن ناپایداری‌های ناشی از آنها قرار دارند.



شکل۲) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه اکتبر



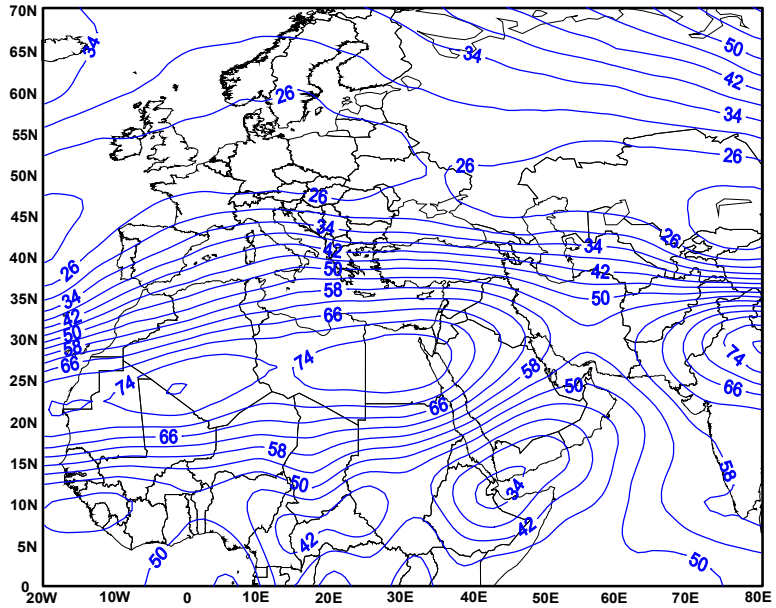
شکل۳) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه اکتبر

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

فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه نوامبر

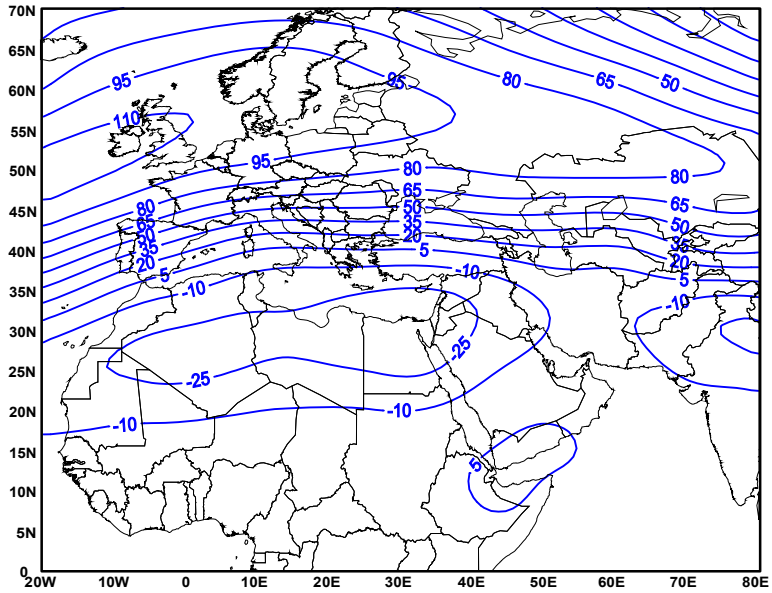
در این ماه فراوانی پیچانه‌های منفی جو بر روی شمال غرب افریقا و شمال شبه‌قاره هند(۷۴ درصد) بیشتر از بخش‌های دیگر محدوده مورد مطالعه است. نسبت به ماه قبل(اکتبر) در بالاتر از مدار ۳۵ درجه شمالی، پیچانه‌های منفی با کاهش محسوسی روبه‌رو شده‌اند؛ به طوری که مناطق بالاتر از این مدار به عنوان کانون پیچانه‌های مثبت آشکار هستند. از شاخ افریقا به سمت غرب(کشورهای سومالی، اتیوپی و کامرون) پیچانه‌های مثبت فراوانی بیشتری را نشان داده‌اند؛ اما با این حال، فراوانی پیچانه‌های مثبت در بالاتر از مدار ۳۵ درجه شمالی بیشتر از عرض‌های یاد شده است. در این زمان، کشور ایران نسبت به مناطق مجاور خود از وضعیت متعادل‌تری در فراوانی پیچانه‌ها برخوردار است؛ به طوری که فراوانی پیچانه‌های مثبت و منفی تقریباً برابرند(شکل۴).

از نظر شدت پیچانه‌های جو، محدوده وسیعی از شبه‌قاره هند تا شمال غرب افریقا ناهنجاری‌های منفی درخورتوجهی را نشان داده‌اند. با این حال، میزان ناهنجاری‌ها در شبه قاره هند ۱۰- متر و در سواحل جنوبی دریای مدیترانه به بیش از ۲۵- متر رسیده است. به استثنای سواحل شمالی کشور، دیگر بخش‌های ایران شاهد ناهنجاری‌های کمتر از ۱۰- متر بوده‌اند. علاوه بر جابه‌جایی مرکز بیشینه ناهنجاری مثبت از نیمه شمالی اروپا به سمت غرب اروپا(بویژه کشورهای اسکاندیناوی)، افزایش بسیار شدیدی نیز در ناهنجاری‌های مثبت مشاهد می‌شود. به طور کلی، در این ماه در بالاتر از مدار ۳۵ درجه شمالی میزان ناهنجاری‌های جوی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال مثبت و در مدارهای پایین‌تر منفی است(شکل۵).



شکل۴) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه نوامبر

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



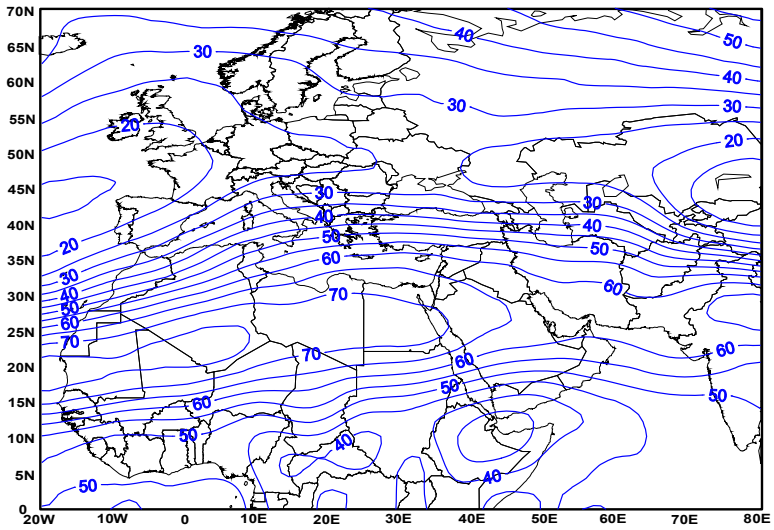
شکل ۵) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه نوامبر

فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه دسامبر

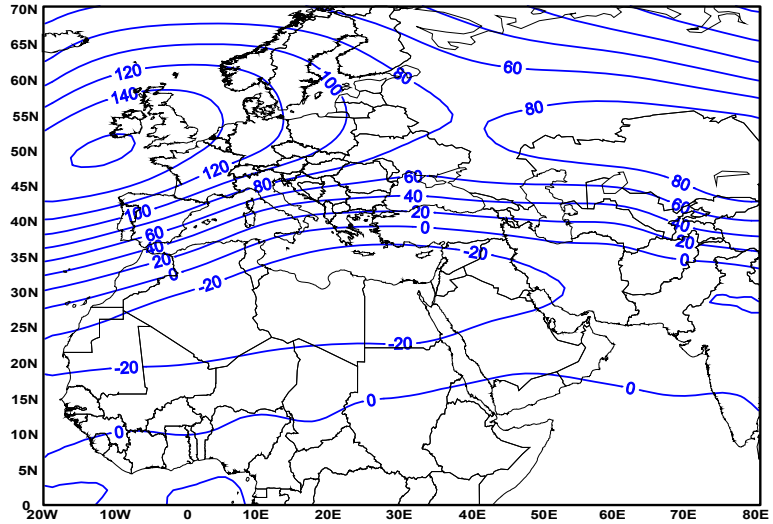
در این ماه بیش از ۷۰ درصد موارد بر روی دریای سرخ به سمت غرب، پیچانه‌ها منفی مشاهده شده‌اند. در این زمان، به استثنای باریکه‌ای از سواحل شمالی کشور، فراوانی پیچانه‌ها در بخش‌های دیگر آن بیش از ۶۰ درصد است. قزاقستان و بویژه اطراف دریاچه بالخاش و منتهاالیه غرب اروپا نواحیی هستند که پیچانه‌های منفی در کمترین مقدار خود هستند. در این مناطق، فراوانی پیچانه‌های مثبت بیش از ۸۵ درصد را نشان داده است. بر روی شاخ افریقا نیز پیچانه‌های مثبت غلبه بیشتری دارند؛ زیرا فراوانی پیچانه‌های منفی حدود ۳۰ درصد است. در شبه‌قاره هند وضعیت متعادلی در فراوانی پیچانه-های مثبت و منفی دیده می‌شود(شکل۶).

از نظر شدت، پیچانه‌های مثبت در منتهاالیه غرب اروپا بیش از ۱۵۰ متر ناهنجاری را نشان می‌دهند و این رقم بر روی قزاقستان به ۹۰ متر می‌رسد. با این حال، ناهنجاری‌های منفی تقریباً از ایران شروع می‌شوند و تا شمال غرب افریقا ادامه دارند و بیشترین ناهنجاری‌های منفی از جنوب غرب ایران به سمت غرب تا سواحل اقیانوس اطلس به بیش از ۲۰- متر رسیده است(شکل۷).

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



شکل۶) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه دسامبر



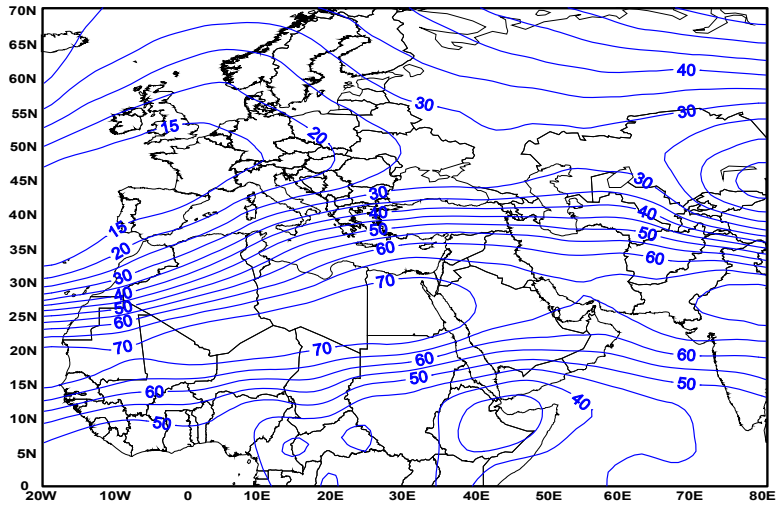
شکل۷) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه دسامبر

فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژانویه

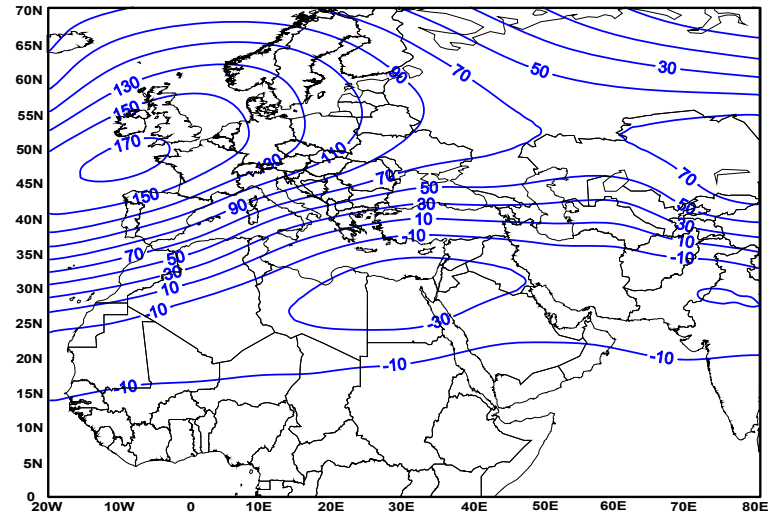
در ماه ژانویه بیشینه فراوانی پیچانه‌های منفی، منطقه وسیعی از شمال غرب عربستان به سمت غرب تا سواحل اقیانوس اطلس را دربرمی‌گیرد. کمترین میزان فراوانی پیچانه‌های منفی(بیشینه فراوانی پیچانه‌های مثبت) بر روی غرب اروپا و به طور مشخص کشورهای فرانسه و اسپانیا قرار دارد. فراوانی پیچانه‌های مثبت و منفی در نوار شمالی ایران تقریباً برابرند؛ اما در بخش‌های جنوبی فراوانی پیچانه‌های منفی به بیش از ۶۵ درصد رسیده است. فراوانی پیچانه‌های منفی بر روی شاخ افریقا(۴۰ درصد) کمتر از پیچانه‌های مثبت است. بنابراین، به نظر می‌رسد غرب اروپا و شاخ افریقا با داشتن ناهنجاری مثبت قابل توجهی که دارند، می‌توانند در هدایت شرایط ناپایداری که بر روی نیمه شمالی دریای سرخ شکل گرفته است، به سمت شرق نقش مهمی را بر عهده بگیرند(شکل۸).

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

بزرگی و شدت پیچانه‌ها گویای آن است که در نیمه شمالی دریای سرخ و بخشی از شرق دریای مدیترانه، میزان ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل کمتر از ۳۰- متر است. از سوی دیگر، ناهنجاری‌های مثبت در همان مناطقی که شاهد کمترین پیچانه‌های منفی بود(غرب اروپا؛ بویژه فرانسه و اسپانیا) بیش از بخش‌های دیگر منطقه مورد مطالعه است و مقدار آن به ۱۷۰ متر رسیده است. در این زمان، میزان ناهنجاری‌های منفی در بیشتر بخش‌های ایران بیش از ۱۰- متر است. به طور کلی، در ماه ژانویه نیمه شمالی دریای سرخ و مناطق مجاور آن(بخش کوچکی از منتهاالیه شرق دریای مدیترانه) شاهد شکل‌گیری بیشترین مقدار پیچانه‌های منفی(بیش از ۷۰ درصد) هستند و مقدار این ناهنجاری بیش از ۳۰- متر است. غرب اروپا نیز با کمترین مقدار پیچانه‌های منفی(کمتر از ۱۵ درصد) نقش مهمی در شکل‌گیری پیچانه‌های منفی دریای سرخ برعهده دارند(شکل۹).



شکل۸) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژانویه

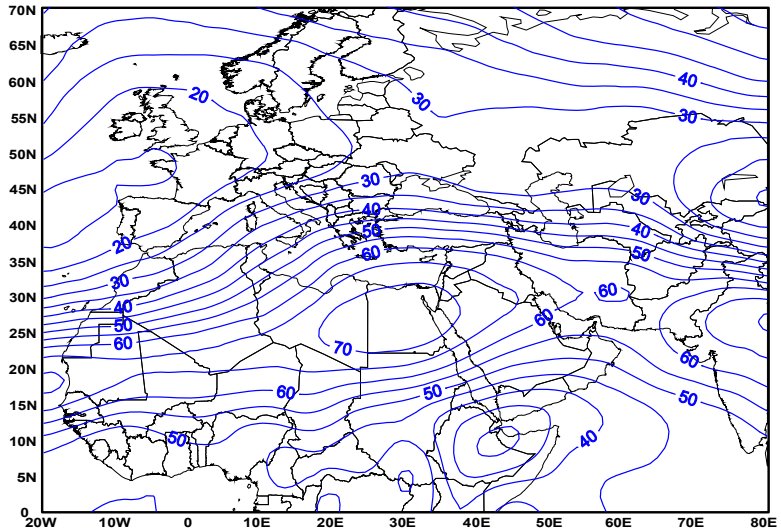


شکل۹) پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه ژانویه

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

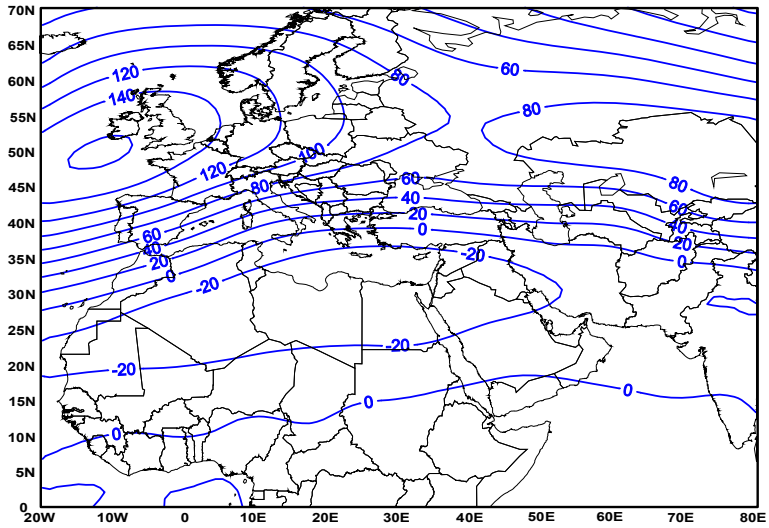
فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه فوریه

در این ماه میزان فراوانی پیچانه‌های منفی بر روی غرب اروپا و سواحل اقیانوس اطلس تا حدودی افزایش یافته و به بیش از ۲۰ درصد رسیده است. با این حال، در این منطقه غلبه با پیچانه‌های مثبت است؛ به طوری که بر روی اسپانیا و فرانسه و بویژه سواحل اقیانوسی این کشورها به حدود ۷۰ درصد می‌رسد. از طرف دیگر، فراوانی پیچانه‌های منفی بر روی دریای سرخ و مناطق و مجاور آن بیش از ۷۰ درصد است. بنابراین، به طور تقریبی فراوانی پیچانه‌های مثبت و منفی تغییر چندانی نداشته است(شکل۱۰). در این ماه از شدت تمامی پیچانه‌ها(مثبت و منفی) نسبت به ماه ژانویه به طور محسوسی کاسته شده است؛ به طوری که پیچانه‌های مثبت در غرب اروپا و سواحل اقیانوسی آن بیش از ۱۵۰ متر و مقدار ناهنجاری پیچانه‌های منفی نیز بر روی نیمه شمالی دریای سرخ بیش از ۲۰- متر است. بر روی شاخ افریقا نیز بیش در ۷۰ درصد موارد، پیچانه‌های مثبت شکل گرفته است(حدود ۳۰ درصد پیچانه‌های منفی)؛ اما شدت آنها قابل توجه نیست؛ زیرا میزان ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال این منطقه کمتر از ۵ متر ناهنجاری مثبت دارد. بنابراین، در این ماه از میزان چرخندگی در نیمه شمالی دریای سرخ و بخش‌هایی از منتهاالیه دریای مدیترانه کاسته شده است و این امر به کاهش عمق فرودهایی منجر می‌شود که از این منطقه عبور می‌کنند؛ تاجایی که میزان ناهنجاری‌های منفی بر روی ایران نیز نسبت به ماه قبل به کمتر از ۲۰- متر رسیده است(شکل۱۱).



شکل۱۰) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه فوریه

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



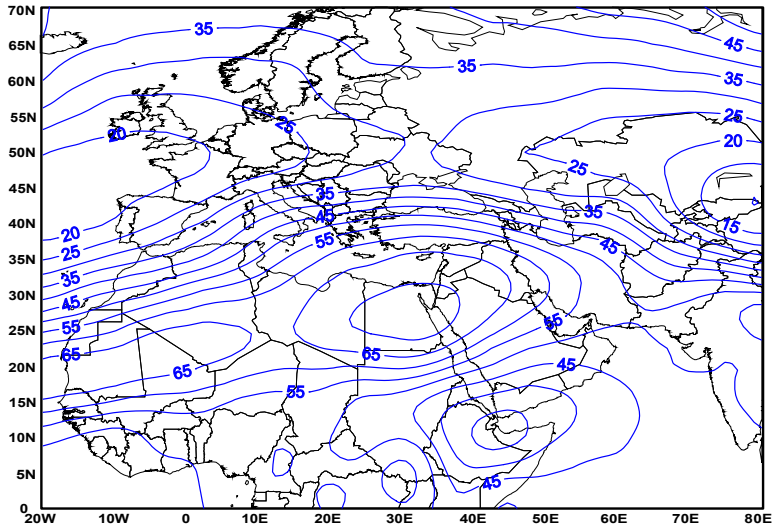
شکل ۱۱) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه فوریه

فراوانی و شدت پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه مارس

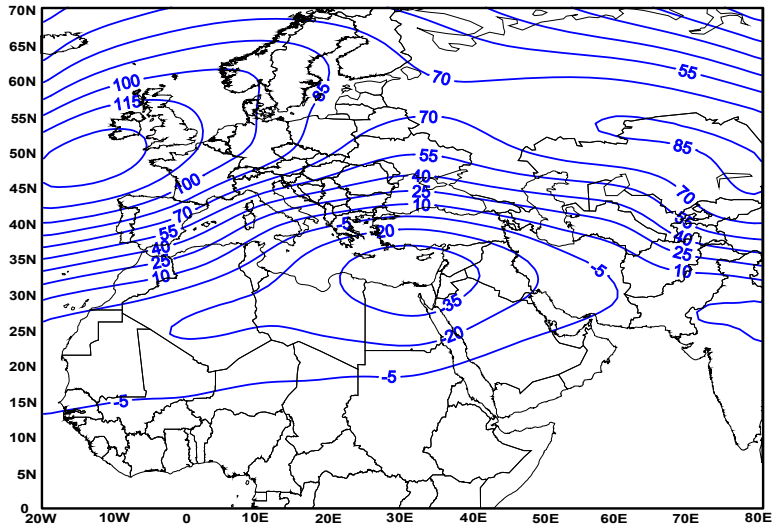
در این ماه، منطقه‌ای که فراوانی پیچانه‌های منفی آن در ماه فوریه به ۷۰ متر رسیده بود، تا حدودی کوچکتر شده است و به طور مشخص بخش‌های شمالی دریای سرخ و نمیه شمالی مصر، شاهد بیشترین فراوانی پیچانه‌های منفی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال هستند. از سوی دیگر، مرکز کمینه پیچانه‌های منفی(بیشینه پیچانه‌های مثبت) به طور مشخصی بر روی اقیانوس اطلس منتقل شده است. همانند ژانویه و فوریه، فراوانی زیاد پیچانه‌های مثبت(حدود ۸۰ درصد) شرایط غالب در این مناطق است. بر روی شاخ افریقا همچنان شرایط متعادلی از نظر فراوانی پیچانه‌های مثبت و منفی وجود دارد؛ اگرچه پیچانه‌های مثبت تا حدودی فراوانی نسبتاً بیشتری(حدود ۶۰ درصد) دارند(شکل۱۲).

در این ماه با اینکه فراوانی پیچانه‌های منفی بر روی دریای سرخ تا حدودی کاهش یافته بود؛ اما متوسط شدت این ناهنجاری بیشتر از ماه‌های ژانویه و فوریه است؛ ضمن این که به طور مشخصی ناهنجاری‌های منفی به سمت شرق مدیترانه گسترش پیدا کرده‌اند. پیچانه‌های مثبت نیز کاهش چشمگیری را در این ماه نشان داده‌اند؛ به طوری که بر روی غرب اروپا و سواحل اقیانوسی آن مناطق، میزان ناهنجاری مثبت به حدود ۱۱۵ تا ۱۲۰ متر می‌رسد. در این زمان، بخش-هایی از نیمه غربی ایران ناهنجاری منفی را نشان داده‌اند؛ اما مقدار آن نسبت به ماه‌های ژانویه و فوریه کمتر است(شکل۱۳). به طور کلی، شباهت بسیار زیادی میان الگوهایی که در سه ماه ژانویه، فوریه و مارس حاکم بوه است، وجود دارد؛ به طوری که هم از نظر فراوانی و هم شدت نیز اختلاف بسیار کمی را نشان داده‌اند. در این سه ماه به طور بسیار مشخصی دریای سرخ و منتهاالیه شرق دریای مدیترانه محل شکل‌گیری پیچانه‌های منفی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بوده است. از سوی دیگر، غرب اروپا(فرانسه و اسپانیا و سواحل اقیانوسی آنها) محل اصلی شکل‌گیری پیچانه‌های مثبت بوده است. اگرچه مراکز دیگری مانند شاخ افریقا و قزاقستان به عنوان مراکز شکل‌گیری پیچانه‌های مثبت آشکار هستند، با این حال، فراوانی و شدت آنها به اندازه مراکز اصلی یاد شده نیست.

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



شکل ۱۲) فراوانی پیچانه‌های منفی جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه مارس



شکل ۱۳) شدت پیچانه‌های جو در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه مارس

نتیجه‌گیری

با شروع فصل پاییز، کانون پیچانه‌های منفی تقریباً بر روی شرق مدیترانه و شمال دریای سرخ قرار می‌گیرد. در این زمان، اروپا به عنوان مهمترین کانون پیچانه‌های مثبت دیده می‌شود؛ تا جایی که روند تقویت پیچانه‌های مثبت از اکتبر تا دسامبر افزایش چشمگیری را نشان می‌دهد. با گذر از فصل پاییز به زمستان از شدت پیچانه‌های منفی در شبه‌قاره هند کاسته شده است. به طور کلی، نتایج تحلیل شدت و فراوانی پیچانه‌ها بر روی ایران در فصل پاییز نشان داد که:

در ماه اکتبر تقریباً شمال غرب و جنوب شرق ایران ناهنجاری منفی ناچیزی را نشان می‌دهند.

در ماه نوامبر ناهنجاری‌های منفی تقریباً در بیشتر بخش‌های ایران(بویژه در جنوب غرب) دیده می‌شوند.

در ماه دسامبر به استثنای نوار باریکی از شمال کشور، ناهنجاری‌های منفی در مناطق دیگر ایران(بویژه در جنوب غرب ایران) نسبت به ماه‌های قبل شدت بیشتری پیدا کرده است.

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

بنابراین، در فصل پاییز ناهنجاری‌های منفی بر روی بیشتر بخش‌های ایران دیده می‌شود، با این حال، بیشینه این ناهنجاری‌های منفی بر روی جنوب غرب ایران قرار دارد.

در فصل زمستان، نیمه شمالی دریای سرخ و مناطق مجاور آن بیشترین فراوانی پیچانه‌های منفی را دارند، با این حال، فراوانی پیچانه‌های منفی از ژانویه تا مارس روند کاهشی ناچیزی را در منطقه یاد شده نشان داد. پیچانه‌های مثبت نیز در این ماه‌ها بر روی قزاقستان(بویژه دریاچه بالخاش) و غرب اروپا بیشترین فراوانی را داشتند(به عبارت دیگر، پیچانه‌های منفی کمترین فراوانی را در این مناطق دارند). بنابراین، با وجود فراوانی زیاد پیچانه‌های منفی بر روی نیمه شمالی دریای سرخ، بیشترین ناهنجاری‌های منفی ناشی از آنها، کمی به سمت شمال جابه‌جا شده است و در واقع، بخش‌هایی از منتهاالیه شرق مدیترانه و شمال دریای سرخ به طور مشترک شاهد بیشترین ناهنجاری‌های منفی هستند.

بررسی شدت پیچانه‌ها نیز در فصل زمستان نشان داد که ناهنجاری‌های منفی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در بخش‌های شمالی دریای سرخ و منتهاالیه شرق مدیترانه بیشتر از بخش‌های دیگر منطقه مورد مطالعه است. با این حال، بیشترین ناهنجاری‌های منفی به ترتیب در ماه‌های مارس، ژانویه و فوریه مشاهده شده است. همچنین، کانون اصلی ناهنجاری‌های مثبت(غرب اروپا) روند کاهشی چشمگیری را نشان داده است. با توجه به نقشی که ناهنجاری‌های منفی در فرایند چرخندزایی ایفا می‌کنند، می‌توان گفت که چرخندزایی در شمال دریای سرخ و شرق مدیترانه، روند افزایشی ناچیزی را در این فصل نشان داده است؛ اما شرایط واچرخندی بر روی اروپا روند کاهشی درخورتوجهی را در همین زمان داشته است.

نتایج تحلیل فراوانی و شدت پیچانه در فصل زمستان بر روی ایران نیز نشان داد که:

در ماه ژانویه ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال تقریباً بر روی تمام بخش‌های ایران، شرایط ناهنجاری منفی را نشان داده است. بیشترین مقدار آن در جنوب غرب ایران و شمال خلیج فارس وجود دارد.

در ماه فوریه به استثنای نوار شمالی ایران، در دیگر بخش‌های کشور(بویژه جنوب غرب ایران) ناهنجاری منفی وجود دارد که بیشترین مقدار آن در جنوب غرب ایران و شمال خلیج فارس است.

در ماه مارس به استثنای شمال شرق و جنوب شرق ایران، ناهنجاری‌های منفی کمی در ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود؛ با این حال، بیشینه ناهنجاری‌های منفی در ایران، بر روی جنوب غرب ایران(بویژه از کردستان تا شمال خلیج فارس) قرار دارد.

به طور کلی، در ابتدای فصل زمستان ناهنجاری‌های منفی در بیشتر بخش‌های ایران دیده می‌شود؛ اما بتدریج روند کاهشی هم در شدت ناهنجاری‌های منفی و هم در وسعت پهنه آنها، تا اواخر فصل بر روی ایران حاکم خواهد شد.

منابع

۱- احمدی گیوی، فرهنگ و نجیبی‌فر، یونس .(۱۳۸۳). مطالعه چرخندزایی در پشت به بادکوه‌های آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه و ایران برای دوره یک ساله، *فیزیک و فضا*، ج ۳۰، ش ۲، ۱۳۸۳، ص۱۹-۱.

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

۲- سلگی، لیلا .(۱۳۸۵). *ردیابی پیچانه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران در دوره ۲۰۰۳-۱۹۷۴*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استادان راهنما: دکتر محمدرضا کاویانی و دکتر سید ابوالفضل مسعودیان، دانشگاه اصفهان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا.

۳- صداقت، مهدی .(۱۳۸۵). *مسیریابی رقومی سیکلون‌های خاورمیانه(در دوره سرد سال)*،استاد راهنما: زهرا حجازی-زاده، استاد مشاور: زین‌العابدین جعفرپور، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، گروه جغرافیا، گرایش اقلیم در برنامه‌ریزی محیطی.

۴- علیجانی، بهلول .(۱۳۶۶). رابطه پراکندگی مکانی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه با سیستم‌های هوایی سطح بالا، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، ش۴، ص ۴۲-۳۸.

۵- ـــــــ .(۱۳۷۸)، بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱، *نیوار*، ش ۴۵-۴۴، ص ۱۳۲-۱۱۴.

۶- کاویانی، محمدرضا؛ مسعودیان، سیدابوالفضل و نجف‌پور، بهرام .(۱۳۸۶). بررسی رابطه الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش‌های حوضه مند،*تحقیقات جغرافیایی*، ش ۷۸، ص ۳۳-۱۷.

۷- مسعودیان، سیدابوالفضل .(۱۳۸۴). شناسایی الگوهای گردشی پدیدآورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون، *جغرفیا و توسعه*، ص ۱۸۲-۱۶۱.

8- Caballero. R (2008) Hadley cell bias in climate models linked to extra tropical eddy stress, **Geophysical Research Letters**, Vol. 35, L18709, doi: 10.1029/2008GL035084.

9- Cai. M, Yang.S, Van Den Dool H. M., Kousky V. E (2007) Dynamical implications of the orientation of atmospheric eddies: a local energetics perspective. **Tellus A**, 59:1, 127-140.

10- Camille. L, Wettstein. J. J (2012) Thermally Driven and Eddy-Driven Jet Variability in Reanalysis. **J. Climate**, 25, 1587–1596.

11- Corti. S, Moltenti. F and Brankovic. E (2000), Predictability of snow-depth anomalies over Eurasia and associated circulation patterns, **Q. J. R. Meteorol. SOC**, 126, pp. 241-262.

12- Edmund K. M. Chang, Yanjuan Guo (2007) Dynamics of the Stationary Anomalies Associated with the Interannual Variability of the Midwinter Pacific Storm Track-The Roles of Tropical Heating and Remote Eddy Forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences,** 64:7, 2442-2461.

13- Ghan. S. J(1983) Empirical models of the eddy heat flux and vertical shear on short time scales, **Journal of the atmospheric sciences,** Vol. 41, No. 3, pp. 389-401.

14- Hartamn. D. L, Barnes. E. A, Garfinkel. C. I and Zhu. J (2010) Eddy feedbacks, atmospheric variability, and climate change, **Make Wallace Symposium**: 27-28 September 2010.

15- Hong. L R, Fei-Fei J, Li G (2012) Anatomy of Synoptic Eddy–NAO Interaction through Eddy Structure Decomposition**. Journal of the Atmospheric Sciences,** 69:7, 2171-2191.

16- Jin. F-F(2010) Eddy-Induced Instability for Low-Frequency Variability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 67:6, 1947-1964.

17- Jin.F-F, Pan L-L, Watanabe M (2006) Dynamics of Synoptic Eddy and Low-Frequency Flow Interaction. Part II: A Theory for Low-Frequency Modes**. Journal of the Atmospheric Sciences**, 63:7, 1695-1708.

18- Jin.F.F, Pan L-L, Watanabe M (2006) Dynamics of Synoptic Eddy and Low-Frequency Flow Interaction. Part I: A Linear Closure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 63:7, 1677-1694.

19- Pan L-L, Jin F-F, Watanabe. M (2006) Dynamics of Synoptic Eddy and Low-Frequency Flow Interaction. Part III: Baroclinic Model Results. **Journal of the Atmospheric Sciences,** 63: 7, 1709-1725.

20- Kidston. J, Dean. S. M, Renwick. J. A and Vallis. G. K(2010) A robust increase in the eddy

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

length scale in the simulation of future Climates, **Geophysical Research Letterss**, Vol. 37, L03806, doi:10.1029/2009GL041615.

21- Kug .J-S, Jin. F-F, Park. J, Ren. H-L and Kang. I-S(2009) A general rule for synoptic-eddy feedback onto low-frequency flow, **Clim Dyn**, DOI 10.1007/ s00382-009-0606-8.

22- Kug. J.S, Choi. D. H, Jin. F.F, Kwon. W. T and Ren. H. L (2010) Role of synoptic eddy feedback on polar climate responses to the anthropogenic forcing, **Geophysical Research Letters**, Vol. 37, L14704, doi: 10.1029/2010GL043673.

23- Lau, N-Ch, Mary J. N(1991) Variability of the Baroclinic and Barotropic Transient Eddy Forcing Associated with Monthly Changes in the Midlatitude Storm Tracks. **J. Atmos. Sci.,** 48, 2589–2613.

24- Li, Y, Lau, N-Ch(2012) Impact of ENSO on the Atmospheric Variability over the North Atlantic in Late Winter—Role of Transient Eddies. **J. Climate,** 25, 320–342.

25- Lunkeit. F, Ponater. M, Sausen. R, Sogalla. M, Ulbrich. U and Windelband. M (1996), Cyclonic activity in a warmer climate, Beitr. **Phys. Atmosph**., Vol. 69, No.3. p. 393-407.

26- O'Gorman. P. A and Schneider. T (2007) Recovery of atmospheric flow statistics in a general circulation model without nonlinear eddy-eddy interactions, **Geophysical Research Letterss**, Vol. 34, L22801, doi:10. 1029/2007 GL031779.

27- Oey. L. Y (2008) Loop Current and Deep Eddies, **Journal of physical oceanography**, Vol. 38, pp. 1426-1449.

28- Weickmann,I havlig keitisver teilung und zugbahnen von(1960) Depresionen in Mitleren osten .**Metro. Rund Berlin**.vol.13, No .2, pp.8-33.

29- Williams. R. G, Wilson. C, Hughes. C. W (2007) Ocean and atmosphere storm tracks: the role of eddy vorticity forcing, **Journal of physical oceanography**, Vol. 37, pp. 2267-2289.

30- Xoplaki. E, Luterbacher. J, Burkard. R, Patrikas. I and Maheras. P (2000), Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime, **Climate Research**, Vol. 14: 129–146. 31- www.ersl.noaa.gov.

32- Xuejuan R, Yaocun. Z, Yang. X (2008) Connections between wintertime jet stream variability, oceanic surface heating, and transient eddy activity in the North Pacific. **Journal of Geophysical Research**, 113:d21, D21119.

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