

MJO Modulation of Anomalous Dry and Wet Winter Months over Iran: Frequency, Amplitude, and Synoptic-Scale Mechanisms

Ranjbar Saadat Abadi, A.¹ 

1. Professor, Atmospheric Hazard Early Warning Group, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science (RIMAS), Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: aranjbar@rimas.ac.ir

(Received: 11 May 2026, Revise: 17 Jul 2026, Accepted: 08 Aug 2026, Published online: 21 Mar 2026)

Abstract

The Madden-Julian Oscillation (MJO), as the most prominent mode of tropical intraseasonal atmospheric variability, plays a pivotal role in reorganizing the general circulation patterns and modulating precipitation systems at the global scale. Through the eastward propagation of its active convective core across the eight phases of this oscillation, significant dynamical anomalies emerge in the pressure, wind, and precipitation fields across tropical, subtropical, and mid-latitude regions. These anomalies effectively modulate mid-latitude atmospheric circulations via poleward Rossby wave propagation and can exert substantial control over extreme precipitation events in semi-arid regions such as Iran. The primary objective of this study is to quantitatively assess the frequency, amplitude, and intensity of MJO activity in relation to extreme dry and wet periods during December–March over Iran across the 1991–2020 climatological period, and to analyze the underlying synoptic-dynamic mechanisms. To this end, for each of the four principal precipitation months of the cold season, ten extreme dry and ten extreme wet months were identified based on the percentage deviation of precipitation from the long-term climatological mean. The Real-time Multivariate MJO (RMM) index was employed to determine the daily phase and amplitude of MJO activity, and synoptic patterns were derived from NCEP/NCAR reanalysis data.

The results reveal that cold-season precipitation over Iran exhibits a statistically significant decreasing trend at the 90% confidence level in December, January, and March, with the amplitude of precipitation variability in extreme periods ranging from -86.6% to $+135.8\%$ relative to the long-term mean. Key findings indicate that MJO phases 4 through 6, characterized by active convection positioned over the Maritime Continent and the western Pacific Ocean, are recurrently associated with extreme dry periods, whereas phases 8, 1, and 2 show the strongest association with extreme wet periods. This influence operates through two primary dynamical pathways: (1) direct moisture transport from the Indian Ocean via modulation of equatorial easterlies, and (2) remote teleconnection through Rossby waves that deepen or weaken Mediterranean troughs.

During extreme dry periods, MJO amplitude in phases 4–6 reaches $A_m \geq 2$, indicative of strong and persistent oscillatory activity. This atmospheric configuration is accompanied by an intensified tropical low-pressure system over the Indian Ocean, expansion of subtropical ridges, suppression of the Mediterranean trough, and disruption of moisture transport pathways from the northwestern Indian Ocean, the Arabian Sea, the Sea of Oman, and the Red Sea toward Iran.

Conversely, MJO phases 8, 1, and 2 were dominant during the majority of extreme wet months. Poleward Rossby wave propagation, induced by suppressed convection over the Pacific Ocean, deepens the Mediterranean trough through negative geopotential height anomalies at the 500hPa level, reaching approximately 50 to 110 metres. Simultaneously, the reorganization of equatorial winds reinforces moisture transport from southern oceanic sources toward Iran. Overall, the findings demonstrate that the MJO exerts a determining influence on extreme precipitation events in Iran through two complementary mechanisms, direct modulation of equatorial circulations and moisture transport, and indirect modulation of mid-latitude circulations via Rossby wave dynamics, and offers considerable potential for advancing subseasonal precipitation forecasting.

Keywords: MJO, Anomalous Wet/Dry Months, Iran

Cite this article: Ranjbar, A. (2026). MJO Modulation of Anomalous Dry and Wet Winter Months over Iran: Frequency, Amplitude, and Synoptic-Scale Mechanisms. *Nivar*, 50(132-133), 200-221. doi: 10.30467/nivar.2026.581232.1376



تعدیل ماه‌های خشک و تر بی‌هنجار زمستانه ایران توسط نوسان مادن-جولیان: بسامد، دامنه و سازوکارهای همدیدی

عباس رنجبر سعادت‌آبادی^۱ ✉

۱. استاد، گروه پیش‌آگاهی مخاطرات جوی، پژوهشکده هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: aranjbar@rimas.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۵/۰۲/۲۱، بازنگری: ۱۴۰۵/۰۴/۲۶، پذیرش: ۱۴۰۵/۰۵/۱۷، انتشار آنلاین: ۱۴۰۵/۰۵/۱۷)

چکیده

نوسان مادن-جولیان (MJO) به مهم‌ترین مؤلفه تغییرپذیری درونفصلی جو حاره‌ای، نقشی محوری در بازآرایی الگوهای گردش عمومی جو و تعدیل سامانه‌های بارشی در مقیاس جهانی ایفا می‌کند. با جابه‌جایی هسته همرفت فعال در هشت فاز این نوسان، بی‌هنجاری‌های دینامیکی قابل توجهی در میدان‌های فشار، باد و بارش نواحی حاره، جنب حاره و عرض‌های میانی شکل می‌گیرد. این بی‌هنجاری‌ها از طریق انتشار امواج راسبی رو به قطب، گردش‌های جوی عرض‌های میانی را به طور مؤثری تعدیل کرده و می‌توانند رخداد‌های حدی بارشی را در مناطق نیمه خشکی نظیر ایران کنترل کنند. هدف این پژوهش، بررسی کمی بسامد، دامنه و شدت MJO در ارتباط با دوره‌های خشک و تر فرین دسامبر تا مارس ایران طی دوره اقلیمی ۱۹۹۱-۲۰۲۰ و تحلیل سازوکارهای همدیدی-دینامیکی آنها است. بدین منظور، برای هر یک از چهار ماه پربارش فصل سرد، ۱۰ ماه خشک و ۱۰ ماه تر فرین بر اساس درصد انحراف بارش از میانگین اقلیمی شناسایی شدند. شاخص چندمتغیره زمان واقعی (RMM) برای تعیین فاز و دامنه روزانه MJO به کار رفت و الگوهای همدیدی از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR استخراج گردید.

نتایج نشان می‌دهد که بارش فصل سرد ایران روند کاهشی معناداری در سطح اطمینان ۹۰ درصد در دسامبر، ژانویه و مارس داشته و دامنه تغییرپذیری بارش در دوره‌های فرین از ۸۶/۶- تا ۱۳۵/۸+ درصد نسبت به میانگین بلندمدت می‌رسد. یافته‌های کلیدی نشان می‌دهند. یافته‌های کلیدی نشان می‌دهند که فازهای ۴ تا ۶، MJO که موقعیت همرفت فعال را بر فراز خشکی‌های دریایی و اقیانوس آرام غربی نشان می‌دهند، به‌طور مکرر با دوره‌های خشک فرین همراه بوده‌اند، در حالی که فازهای ۱ و ۸ و ۲ بیشترین همراهی را با دوره‌های مرطوب داشته‌اند. این تأثیر از دو مسیر دینامیکی اصلی عمل می‌کند: انتقال مستقیم رطوبت از اقیانوس هند از طریق تعدیل بادهای شرقی مداری، و ارتباط از راه دور از طریق امواج راسبی که ناوهای مدیترانه‌ای را تعمیق یا تضعیف می‌کنند.

در دوره‌های خشک فرین، دامنه MJO در فازهای ۴ تا ۶ به $Am \geq 2$ رسیده که نشان‌دهنده فعالیت قوی و پایدار این نوسان است. این آرایش جوی با تقویت کم‌فشار حاره‌ای بر روی اقیانوس هند، گسترش پشته‌های جنب‌حاره‌ای، تضعیف ناوه مدیترانه، و اختلال در مسیرهای انتقال رطوبت از شمال غرب اقیانوس هند، دریای عرب، دریای عمان و دریای سرخ به سمت ایران همراه است.

در مقابل، فازهای ۱، ۸ و ۲ MJO در اغلب ماه‌های تر فرین غالب بودند. انتشار امواج راسبی رو به قطب ناشی از سرکوب همرفت در اقیانوس آرام، ناوه مدیترانه را با بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع در تراز ۵۰۰ hPa، به حدود ۵۰ تا ۱۱۰ متر می‌رسد. همزمان، بازآرایی بادهای مداری موجب تقویت انتقال رطوبت از منابع جنوبی به سمت ایران می‌شود. به طور کلی، نتایج نشان می‌دهد که MJO از طریق دو سازوکار مکمل، تعدیل مستقیم گردش‌های مداری و انتقال رطوبت، و تعدیل غیرمستقیم گردش‌های عرض‌های میانی از طریق امواج راسبی، نقش تعیین‌کننده‌ای در کنترل رخداد‌های حدی بارش ایران دارد و پتانسیل قابل توجهی برای ارتقای پیش‌بینی‌های زیرفصلی فراهم می‌کند.

واژه‌های کلیدی: MJO، دوره‌های خشک و تر، ایران

۱. مقدمه

نوسان مادر-جولیان (MJO) به عنوان مهمترین مؤلفه تغییرپذیری جوی درون فصلی در مناطق حاره‌ای با چرخه ۳۰ تا ۶۰ روزه، الگوهای گردش عمومی جو را در مقیاس جهانی تحت تأثیر قرار می‌دهد (مادن و جولیان، ۱۹۷۲، ۱۹۷۱، ۱۹۹۴). این نوسان از طریق انتشار امواج راسی به سمت قطب و بازآرایی جریان‌های مداری، بر سیستم‌های بارشی عرض‌های میانه و مناطق خشک و نیمه‌خشک نظیر ایران اثرگذار است (هندون و سلبی، ۱۹۹۴؛ اسپریر ۲۰۰۳؛ المزروعی، ۲۰۲۳). چرخه کامل یک رویداد MJO بر اساس موقعیت جغرافیایی هسته همرفت به هشت فاز تقسیم می‌شود، فازهای ۱ و ۲ با موقعیت همرفت در آفریقا و غرب اقیانوس هند، فازهای ۳ تا ۵ با استقرار بر اقیانوس هند و خشکی‌های دریایی، و فازهای ۶ تا ۸ با همرفت فعال بر اقیانوس آرام غربی و مرکزی همراه هستند (ویلر و هندن، ۲۰۰۴).

از منظر دینامیکی، MJO از طریق دو مسیر اصلی بر گردش‌های عرض‌های میانی اثر می‌گذارد: نخست، تحریک مستقیم امواج راسی رو به قطب که گردش‌های تراز فوقانی را در فاصله‌ای تا چند هزار کیلومتر از منشأ همرفت تعدیل می‌کند (سئو و سون، ۲۰۱۲؛ گیلادیس و ویکمن، ۱۹۹۲) و دوم، تأثیر غیرمستقیم از طریق برهمکنش‌های حاره‌ای-برون حاره‌ای، نفوذ تاوایی پتانسیل استراتوسفری و انتقال بخار آب به سمت قطب که به عنوان سازوکارهای کلیدی در وقوع بارش‌های شدید در خاورمیانه معرفی شده‌اند (دوریس و همکاران، ۲۰۱۳، ۲۰۱۸). همرفت حاره‌ای وابسته به MJO می‌تواند الگوهای دوقطبی و اچ‌رخندی تا عرض‌های حدود ۴۰ درجه ایجاد کند (هاسگینز و کارولی، ۱۹۸۱) و سرکوب همرفت بر روی اقیانوس هند می‌تواند موجب افزایش ۴۰ تا ۵۵ درصدی بارش در برخی مناطق برون حاره‌ای شود (ماتیوس و کیلادیس، ۱۹۹۹). بر این اساس، MJO به عنوان یکی از مهمترین منابع پیش‌بینی‌پذیری در مقیاس زیرفصلی شناخته شده است (فرنئی و همکاران، ۱۹۹۰؛ ویتارت، ۲۰۱۴؛ کاسیو، ۲۰۰۸؛ لین و همکاران، ۲۰۰۹؛ کاسیو، ۲۰۰۸؛ کاسانیو و همکاران، ۲۰۱۴؛ لی و همکاران، ۲۰۲۰؛ چنگ و همکاران، ۲۰۲۵).

بارش ایران به دلیل موقعیت جغرافیایی خاص، ناهمگنی مکانی زیاد و تأثیر همزمان عوامل محلی و دورپیوندی غیرخطی، تغییرپذیری بین‌سالانه و درون فصلی بالایی دارد (احمدی گیوی و همکاران، ۱۳۸۷). یافته‌های اخیر معتمدی و همکاران (۲۰۲۳) نشان می‌دهد که کاهش حدود ۰/۳۵ میلی‌متر در سال در بارش تجمعی دوره‌های تر ۲ تا ۶ روزه، سهم عمده‌ای در روند کلی کاهش بارش ایران داشته و از سال ۲۰۰۹ به بعد این روندهای کاهشی با شدت بیشتری تشدید شده‌اند. مطالعه مهبد و همکاران (۲۰۲۳) نیز نشان داد که طول دوره‌های خشک در ایران بین ۶ تا ۲۷ روز در نوسان بوده و در بخش‌های جنوبی کشور کاهش معناداری در طول دوره‌های تر مشاهده می‌شود. این ناهمگنی‌های مکانی و زمانی با نتایج لی و همکاران (۲۰۱۷) همخوانی دارد که نشان دادند در مناطق خشک، سهم غالب تغییرپذیری اقلیم به دوره‌های خشک طولانی‌تر اختصاص دارد. از سوی دیگر، بهرامی و همکاران (۲۰۲۰) نشان دادند که تغییر فازهای ENSO، به‌ویژه استقرار لائینای ضعیف پس از رخداد النینوی قوی، نقش مهمی در کاهش شدید بارش‌های پاییزه ایران ایفا می‌کند.

در ارتباط با تأثیر MJO بر بارش ایران، مطالعات پیشین رابطه معناداری میان فازهای مختلف این نوسان و رخداد‌های بارشی را گزارش کرده‌اند. فازهای ۳ (سرکوب بارش) و ۷ تا ۸ (تقویت بارش) نقش برجسته در تغییرات بارش ایران دارند (رنجبرسعادت‌آبادی و سوری، ۱۳۹۶؛ نصر اصفهانی و همکاران، ۱۳۸۸). غضنفری و همکاران (۱۳۸۸) کاهش و افزایش بارش ایران را به ترتیب در فازهای ۳ تا ۵ و ۶ تا ۷ گزارش کردند. علاوه بر این، قاعد امینی و ناظم‌السادات (۱۳۹۱) ارتباط معناداری میان فازهای مختلف MJO و بارش‌های روزانه استان‌های سیستان و بلوچستان و فارس مشاهده کردند. در سطح منطقه‌ای، المزروعی (۲۰۲۳) نشان داد که در عربستان سعودی بیش از ۴۱ درصد از رویدادهای بارشی در فازهای مرطوب MJO رخ می‌دهد، در حالی که این سهم در فازهای خشک به ۲۳ درصد کاهش می‌یابد. رنجبرسعادت‌آبادی و همکاران (۱۴۰۴) نیز نشان دادند که MJO در پاییز و زمستان ۱۴۰۲ بیشترین شدت را در فازهای

پژوهش می‌تواند مبنایی برای ارتقای سامانه‌های پیش‌بینی زیرفصلی و مدیریت مخاطرات اقلیمی در ایران فراهم آورد.

۲. روش تحقیق

در این مطالعه، برای شناسایی دوره‌های ماهانه خشک و تر فرین، از داده‌های دیدبانی ایستگاه‌های هواشناسی کشور طی دوره اقلیمی ۱۹۹۱-۲۰۲۰ استفاده شد. بدین منظور، برای هر ماه یک سری زمانی ۳۰ عضوی از بارش ماهانه تهیه گردید. در گام بعد، ماه‌های پربارش کشور (دسامبر تا مارس) بر اساس سهم نسبی بارش هر ماه از کل بارش سالانه، طبق رابطه (۱) تعیین شدند.

$$PS_i = \frac{P_i}{\sum_{j=1}^{12} P_j} \times 100 \quad (1)$$

PS_i ، درصد سهم بارش ماهانه، P_i مقدار ماهانه بارش و $\sum_{j=1}^{12} P_j$ مجموع بارش سالانه (جمع بارش ۱۲ ماه) می‌باشد برای ارزیابی روند تغییرات بارش ماه‌های منتخب، از رگرسیون خطی و خطای استاندارد آن بهره گرفته شد. معنی‌داری آماری روندها با آزمون ناپارامتریک من-کندال و مقدار p سنجیده شد. همچنین درصد تغییرات بارش هر ماه نسبت به میانگین دوره اقلیمی ۱۹۹۱-۲۰۲۰ با استفاده از رابطه (۲) محاسبه گردید.

$$PC_i = \frac{(P_i - \bar{P})}{\bar{P}} \times 100 \quad (2)$$

که در آن PC_i درصد تغییر بارش و $\bar{P}$ مقدار میانگین ماهانه بارش در دوه اقلیمی ۱۹۹۱-۲۰۲۰ آن ماه است. بر اساس مقادیر به‌دست‌آمده از رابطه (۲)، ماه‌هایی که بیشترین درصد تغییرات افزایشی (کاهش) را نشان دادند، به‌ترتیب به‌عنوان دوره‌های تر (خشک) فرین انتخاب شدند. نوسان مادون‌جولین به‌صورت یک سامانه همرفتی گسترده در بخش شرقی اقیانوس هند شکل می‌گیرد، سپس ضمن تشدید، در امتداد استوا به سمت شرق پیشروی می‌کند و پس از رسیدن به غرب اقیانوس آرام به‌تدریج تضعیف می‌شود؛ به‌گونه‌ای که در نواحی مرکزی این اقیانوس ماهیتی شبه‌ایستا

۳ تا ۵ داشته و این شرایط با بی‌هنجاری‌های بارش ماهانه کشور مرتبط بوده است. همچنین جمشیدی خزلی و همکاران (۱۳۹۹) نشان دادند که ماندگاری MJO در فاز ۲ در جریان رخداد بارش بی‌سابقه ایلام در اکتبر ۲۰۱۵، موجب تشکیل بندال و توسعه پشته ارتفاعی در ترازهای فوقانی جو بر روی جنوب ایران شده است.

وانگ و همکاران (۲۰۲۵) با بررسی خروجی ۲۳ مدل CMIP6 نشان دادند که در شرایط گرمایش جهانی، دامنه بارشی MJO حدود ۱۷ درصد و دامنه گردشی آن ۱۱ تا ۱۴ درصد افزایش خواهد یافت، پیش‌بینی می‌شود این تقویت، شدت تأثیر MJO بر رخدادهای حدی بارشی را در مناطق جنب‌حاره‌ای از جمله ایران افزایش دهد. چنگ و همکاران (۲۰۲۵) نیز نشان دادند که رویدادهای MJO با انتشار سریع تا اواخر قرن بیست‌ویکم حدود ۴۰ درصد افزایش می‌یابند و از طریق پیوند از دور، خطر جهانی تناوب ناگهانی بین دوره‌های خشک و تر را تشدید می‌کنند. در این راستا، فرناندز و گریم (۲۰۲۳) تأکید کردند که شرایط زمینه‌ای ENSO می‌تواند بسامد نسبی فازهای MJO، انتشار آن و اثرات دور پیوندی متناظر را تعدیل کند، یافته‌ای که ضرورت در نظر گرفتن همزمان این دو سیگنال بزرگ مقیاس را در پژوهش‌های بارش ایران برجسته می‌سازد. با وجود این پیشرفته‌ها، بررسی کمی و نظاممند بسامد، دامنه و شدت MJO در ارتباط با ماه‌های مرطوب و خشک حدی ایران در فصل سرد، هنوز به اندازه کافی صورت نگرفته است، خلأ پژوهشی که پر کردن آن می‌تواند پیش‌بینی‌پذیری زیرفصلی را ارتقا بخشد و زمینه را برای مدیریت بهتر بحران‌های آبی فراهم سازد (ویگانود و همکاران، ۲۰۱۹).

بر این اساس، پژوهش حاضر با هدف بررسی کمی بسامد، دامنه و شدت نوسان مادن-جولیان و تحلیل نقش آن در شکل‌گیری ماه‌های مرطوب و خشک بی‌هنجار دسامبر تا مارس ایران طی دوره اقلیمی ۱۹۹۱-۲۰۲۰ انجام شده است. برای این منظور، در هر ماه ۱۰ ماه خشک و ۱۰ ماه مرطوب شناسایی شده و نقشه‌های کمیت‌های جوی برای شدیدترین رویدادها و میانگین هر دسته تهیه و تحلیل شده‌اند. نتایج این

۲۰۰ هکتوپاسکال و تابش موج بلند خروجی دیدبانی شده توسط ماهواره بود. برای هر یک از ماه‌های منتخب، میانگین اقلیمی دوره ۱۹۹۱-۲۰۲۰ محاسبه و بی‌هنجاری باد مداری و ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به آن استخراج گردید.

۳. نتایج

۳-۱. روند بارش و شناسایی دوره‌های خشک و تر

۳-۱-۱. روند تغییرات بارش ماهانه

روند تغییرات بارش و سهم نسبی بارش ماه‌های دسامبر تا مارس از بارش سالانه کشور (با میانگین بلندمدت، ۲۳۴/۲ میلی‌متر در سال) طی دوره ۳۰ ساله ۱۹۹۱-۲۰۲۰ در جدول (۱) ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که در ماه‌های پربارش فصل سرد، روند کلی بارش عمدتاً منفی بوده است. بیشترین کاهش بارش در دسامبر و ژانویه (با شیب ۰/۷- میلی‌متر در سال) و سپس در مارس (۰/۶- میلی‌متر در سال) مشاهده شد، در حالی که کاهش بارش در فوریه (۰/۲- میلی‌متر در سال) کمتر و ضعیف‌تر بوده است. مقادیر پایین ضریب تبیین (R^2) در تمامی ماه‌ها نشان می‌دهد که تغییرات زمانی به‌تنهایی توان توضیح بخش کوچکی از نوسانات بارش را دارد و بخش عمده تغییرپذیری بارش ناشی از سازوکارهای دینامیکی جو، شامل الگوهای همدیدی، نوسانات اقلیمی و شاخص‌های دورپیوندی است که ماهیتی غیرخطی، ناپایدار و نوسانی دارند.

نتایج آزمون من-کندال نیز این الگو را تأیید می‌کند. به‌طوری‌که در اغلب ماه‌ها روند معناداری مشاهده نمی‌شود، اما در دسامبر، ژانویه و مارس روند کاهشی معنادار در سطح اطمینان ۹۰ درصد قابل تشخیص است. مقادیر منفی آماره Z (شیب سن) در این ماه‌ها نشان‌دهنده کاهش تدریجی و نظام‌مند بارش در طول دوره مطالعه است. در مقابل، در ماه فوریه روند بارش فاقد معنی‌داری آماری بوده و تغییرات آن بیشتر ماهیت نوسانی داشته است. در مجموع، نتایج حاکی از کاهش تدریجی بارش در ماه‌های کلیدی فصل سرد (دسامبر، ژانویه و مارس) همراه با افزایش نوسانات بین‌سالانه بارش در این ماه‌ها است، موضوعی که می‌تواند به تضعیف نسبی

پیدا می‌کند. از آنجا که این پدیده علاوه بر شدت، دارای جابه‌جایی طولی در امتداد استوا نیز هست، شاخص مورد استفاده باید توانایی نمایش هم‌زمان موقعیت مکانی و شدت سامانه را داشته باشد.

بر همین اساس، در این پژوهش از شاخص چندمتغیره زمان واقعی (RMM) مرکز تحقیقات سازمان هواشناسی استرالیا (ویلر و هندون، ۲۰۰۴) برای تعیین فازهای مختلف MJO استفاده شده است. این شاخص بر پایه دو مؤلفه اصلی نخست ($RMM1$ و $RMM2$) حاصل از تحلیل توابع متعامد تجربی چندمتغیره تعریف می‌شود. در محاسبه آن، سه میدان جوی شامل باد مداری در ترازهای ۸۵۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال و تابش موج بلند خروجی (OLR) در محدوده ۱۵ درجه شمالی تا ۱۵ درجه جنوبی به کار گرفته می‌شود. پس از حذف میانگین سالانه و نوسانات درون‌سالانه از داده‌های روزانه، داده‌های باقیمانده بر توابع متعامد تجربی چندمتغیره تصویر شده و دو مؤلفه زمانی $RMM1$ و $RMM2$ استخراج می‌گردند که تغییرات مرتبط با مقیاس زمانی MJO را بازنمایی می‌کنند.

دامنه MJO از رابطه (۳) محاسبه می‌شود:

$$Am = \sqrt{(RMM1^2 + RMM2^2)} \quad (3)$$

هنگامی که دامنه $Am \geq 1$ ، MJO فعال در نظر گرفته می‌شود و هنگامی که دامنه $Am < 1$ ، روزهایی که MJO ضعیف یا غیرفعال است. فازهای MJO به طور دسته‌ای به هشت فاز طبقه‌بندی می‌شوند، فازهای MJO همرفت فعال بر فراز مناطق مختلف، به گونه‌ای که فازهای ۲ و ۳ بر فراز اقیانوس هند، فازهای ۴ و ۵ بر فراز خشکی‌های دریایی شرق آسیا، فازهای ۶ و ۷ بر فراز اقیانوس آرام، و فازهای ۸ و ۱ بر فراز اقیانوس اطلس و آفریقا را نشان می‌دهند. در این تحقیق، داده‌های روزانه MJO از پایگاه سازمان هواشناسی استرالیا استخراج و بسامد و دامنه MJO برای هر یک از ماه‌های فرین محاسبه شد. به‌منظور تحلیل الگوهای گردش جوی و بررسی ارتباط آن‌ها با تغییرات بارش، از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR (www.cpc.ncep.noaa.gov) استفاده شد. متغیرهای مورد استفاده شامل باد مداری در ترازهای ۹۲۵، ۸۵۰، ۵۰۰ و

پایداری فصل بارش زمستانه و افزایش بی‌هنجاری‌های بارشی منجر شود.

جدول (۱). روند، مقادیر P، معنی‌داری در سطح اطمینان 90 درصد، ضریب تبیین و درصد سهم بارش ماهانه دسامبر تا مارس از کل بارش سالانه کشور طی دوره ۳۰ ساله ۱۹۹۱-۲۰۲۰، علامت‌های "+" و "-" بیانگر وجود (نبود) روند معنی‌دار است.

ماه	دسامبر	ژانویه	فوریه	مارس
درصد بارش	۱۲/۹	۱۵/۹	۱۴/۵	۱۶/۸
روند	-۰/۷	-۰/۷	-۰/۲	-۰/۶
R ² (ضریب تبیین)	۰/۱	۰/۱۴	۰/۰۱	۰/۰۷
P-value	۰/۰۷	۰/۰۲۹	۰/۳۸	۰/۰۹۹
Z (شیب سن)	-۱/۴۶	-۱/۸۹	-۰/۲۸۵	-۱/۲۸
معنی‌داری روند	+	+	-	+

۳-۱-۲. دامنه تغییرات بارش در دوره‌های خشک و تر شدید

برای شناسایی دوره‌های خشک و تر ماهانه، درصد تغییرات بارش ماهانه، بر اساس فرمول (۲) برای هر ماه (دسامبر-مارس) طی دوره ۳۰ ساله (۱۹۹۱-۲۰۲۰) محاسبه شد. سپس سری زمانی ۳۰ عضوی هر ماه از کم به زیاد مرتب شده و ۱۰ ماه با بیشترین و کمترین درصد تغییرات بارش، همراه با

شاخص انسو مربوطه، در جدول (۱) ارائه شده است. این رویکرد، تصویری کلی از الگوهای خشک و تر در ماه‌های دسامبر-مارس فراهم می‌آورد.

در ۱۰ ماه دسامبر خشک، محدوده درصد کاهش بارش بین ۴۰/۵٪ تا ۸۶/۶٪ و در ۱۰ ماه دسامبر مرطوب محدوده درصد افزایش بارش بین ۲۵/۲٪ تا ۱۳۵/۸٪، متغیر بوده است (جدول ۱). برای ژانویه‌های خشک (کاهش ۳۵/۳٪ تا ۶۴/۷٪)، و برای ژانویه مرطوب، درصد افزایش بارش از ۳۱/۵٪ تا ۹۰/۹٪ متغیر بود (جدول ۱). برای فوریه‌های خشک درصد کاهش بارش از ۲۸/۶٪ تا ۶۸/۲٪، و برای فوریه‌های مرطوب درصد افزایش ۱۴/۴٪ تا ۱۳۲/۹٪ بود و در مارس‌های خشک درصد کاهش بارش از ۲۹/۴٪ تا ۹۰٪ و در مارس‌های مرطوب درصد افزایش ۱۶/۸٪ تا ۱۱۶/۶٪ بوده است (جدول ۱).

در مجموع، نتایج نشان می‌دهد که ماه‌های فصل سرد ایران دارای دامنه وسیعی از تغییرپذیری بارش هستند و شدت رخدادهای خشک و تر در این دوره‌ها بسیار قابل توجه است؛ به گونه‌ای که در برخی رویدادها، تغییرات بارش به بیش از ± 80 تا ± 130 درصد نسبت به میانگین بلندمدت می‌رسد. این موضوع بیانگر نقش پررنگ نوسانات اقلیمی و الگوهای دورپیوندی در شکل‌دهی به رفتار حادی بارش در ایران است.

جدول (۱) درصد تغییرات بارش (حسب٪) مرطوب‌ترین و خشک‌ترین ماه‌های دسامبر-مارس طی دوره ۳۰ ساله ۱۹۹۱-۲۰۲۰

دسامبر خشک		دسامبر تر		ژانویه خشک		ژانویه تر		فوریه خشک		فوریه تر		مارس خشک		مارس تر	
سال	بارش (%)	سال	بارش (%)	سال	بارش (%)	سال	بارش (%)	سال	بارش (%)	سال	بارش (%)	سال	بارش (%)	سال	بارش (%)
۲۰۱۱	-۸۶/۶	۱۹۹۲	+۱۳۵/۸	۱۹۹۵	-۶۴/۷	۲۰۰۴	+۹۰/۷	۱۹۹۷	-۶۸/۲	۱۹۹۳	+۱۳۲/۹	۲۰۰۸	-۹۰	۱۹۹۶	+۱۱۶/۶
۲۰۱۷	-۸۰	۲۰۰۴	+۱۴۱/۱	۲۰۱۸	-۵۹/۴	۱۹۹۸	+۷۶/۱	۲۰۱۶	-۶۶/۲	۲۰۱۷	+۷۴/۸	۲۰۱۸	-۷۱/۹	۱۹۹۱	+۹۰
۱۹۹۸	-۷۸/۵	۱۹۹۱	+۱۱۱/۷	۲۰۰۱	-۵۲	۱۹۹۶	+۵۸/۶	۲۰۰۱	-۵۹/۲	۱۹۹۶	+۵۱/۲	۲۰۰۴	-۵۳/۳	۲۰۱۹	+۸۳/۶
۲۰۱۰	-۷۸/۱	۲۰۰۱	+۹۰/۴	۲۰۱۵	-۵۱/۵	۲۰۲۰	+۵۰/۸	۲۰۰۸	-۵۵/۴	۱۹۹۸	+۵۰/۳	۲۰۰۰	-۵۳	۱۹۹۷	+۷۲/۲
۲۰۱۴	-۷۰	۲۰۰۰	+۵۶/۸	۲۰۱۰	-۴۷/۴	۱۹۹۳	+۴۶/۸	۲۰۰۰	-۵۳/۲	۱۹۹۹	+۴۱/۸	۲۰۱۳	-۴۶/۳	۱۹۹۸	+۴۶/۵
۱۹۹۳	-۷۰	۲۰۰۶	+۵۳/۶	۲۰۰۹	-۴۴/۲	۲۰۰۵	+۴۳/۵	۲۰۰۴	-۵۱/۴	۲۰۱۱	+۴۱/۷	۲۰۰۶	-۴۵/۸	۲۰۰۷	+۳۳/۸
۱۹۹۶	-۶۷/۳	۱۹۹۵	+۴۷/۴	۲۰۱۲	-۴۲/۹	۱۹۹۲	+۴۲/۲	۲۰۱۴	-۴۹/۱	۲۰۱۲	+۳۶/۷	۲۰۱۰	-۴۳/۳	۲۰۲۰	+۳۲/۵
۱۹۹۹	-۵۷/۵	۲۰۰۹	+۳۷/۷	۲۰۱۳	-۳۹/۳	۲۰۰۰	+۳۷/۷	۲۰۰۲	-۴۱/۹	۱۹۹۵	+۳۵/۲	۲۰۰۱	-۴۰/۵	۱۹۹۹	+۲۱/۹
۲۰۰۸	-۴۴/۹	۲۰۱۹	+۲۹/۲	۲۰۰۷	-۳۷/۶	۲۰۰۸	+۳۴/۵	۱۹۹۴	-۳۸/۷	۲۰۱۹	+۲۹/۹	۲۰۱۲	-۴۰/۴	۲۰۰۵	+۲۰/۳
۲۰۱۸	-۴۰/۵	۲۰۱۲	+۲۵/۲	۲۰۱۷	-۳۵/۳	۱۹۹۱	+۳۱/۵	۲۰۱۳	-۲۸/۶	۲۰۱۰	+۱۴/۴	۲۰۰۲	-۲۹/۴	۱۹۹۴	+۱۶/۸

۲-۳. بسامد، دامنه و شدت MJO در دوره‌های خشک و تر فرین

MJO دارای یک چرخه فصلی مشخص است (مادن، ۱۹۸۶؛ مادن و جولیان، ۱۹۹۴؛ ژانگ و دونگ، ۲۰۰۴). این نوسان در مقیاس جهانی به‌طور معناداری تحت تأثیر فصل قرار دارد، به‌گونه‌ای که مهم‌ترین فصل فعالیت آن، زمستان و بهار نیمکره شمالی است. در این دوره، قوی‌ترین سیگنال‌های MJO عمدتاً در جنوب خط استوا مشاهده شده و ارتباط نزدیکی با سامانه مونسون تابستانی استرالیا دارد (هندون و لبمن، ۱۹۹۰). دومین بیشینه فعالیت آن در تابستان نیمکره شمالی رخ می‌دهد، زمانی که سیگنال‌های قوی‌تر در شمال خط استوا ظاهر شده و با سامانه مونسون تابستانی آسیا مرتبط هستند (لاورنس و وبستر، ۲۰۰۲). همچنین، دامنه جابه‌جایی عرضی MJO در غرب اقیانوس آرام به‌مراتب بیشتر از اقیانوس هند است و در تابستان نیمکره شمالی، بیشینه سیگنال آن در کمربندی باریک بین ۵ درجه جنوبی تا ۵ درجه شمالی مشاهده می‌شود (ژانگ و دونگ، ۲۰۰۴).

۱-۲-۳. بسامد فازهای MJO

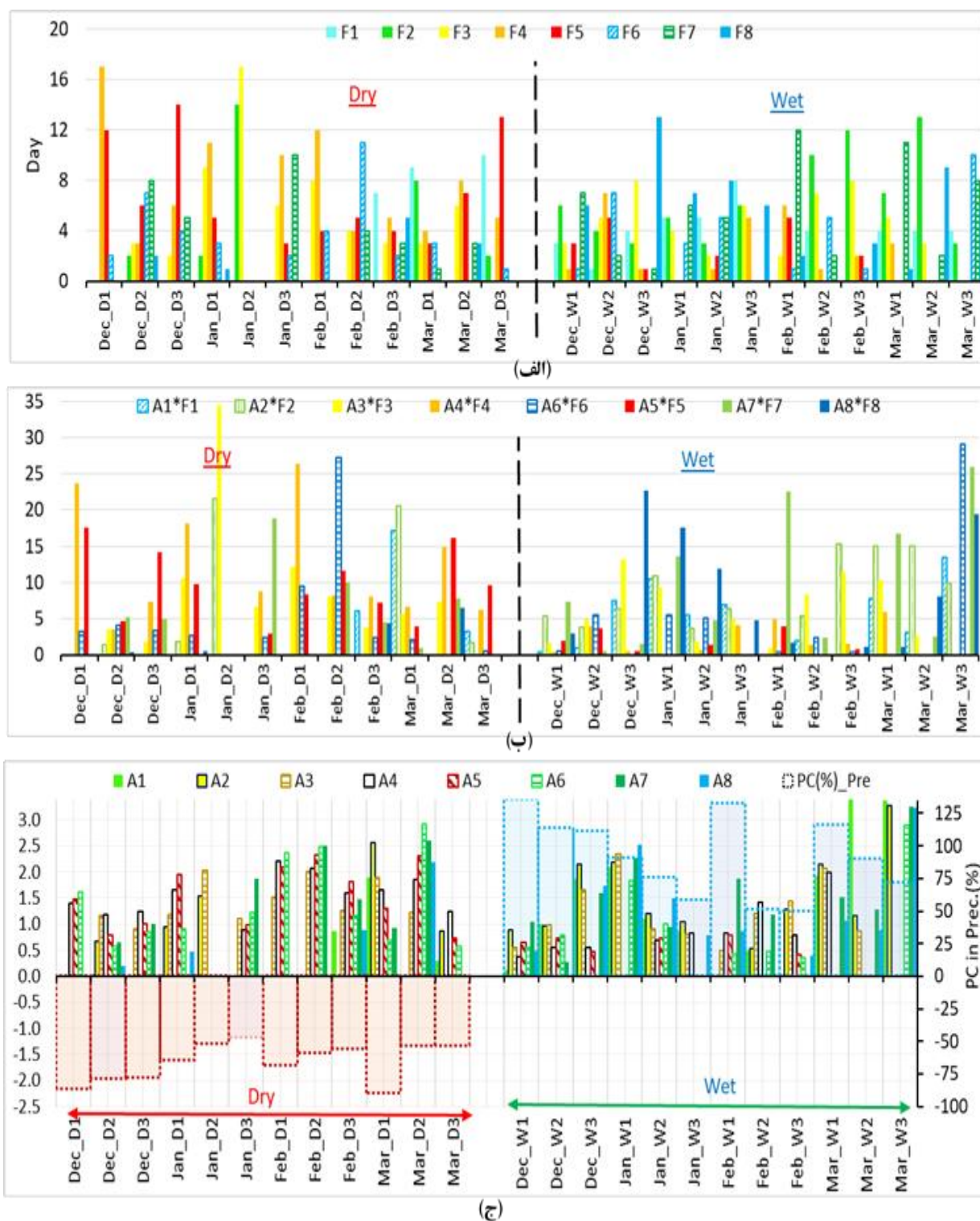
بررسی بسامد رخداد MJO در فازهای مختلف (شکل ۱-الف) نشان می‌دهد که توزیع فازها در دوره‌های خشک و تر تفاوت‌های چشمگیری دارد:

در دسامبرهای خشک شدید، فازهای ۴ و ۵ بیشترین بسامد را داشته‌اند، فازهای ۶ و ۷ تقریباً نصف مقدار فازهای غالب بوده و فازهای ۱، ۲ و ۸ دارای بسامد ناچیز بوده‌اند. در دسامبرهای

مرطوب شدید، بیشترین بسامد مربوط به فازهای ۸، ۳ و تا حدی ۱ بوده و فازهای ۴ تا ۶ کمترین فراوانی را داشته‌اند. در ژانویه‌های خشک شدید، فازهای ۳، ۴ و ۲ بیشترین بسامد، در حالی که بسامد فازهای ۱ و ۸ تقریباً ناچیز بوده‌اند. در فوریه‌های خشک شدید نیز فازهای ۴، ۶، ۳ و ۵ بیشترین بسامد را داشته و فازهای ۲، ۸ و ۱ بسیار کم‌رخداد بوده‌اند. در ژانویه‌های مرطوب شدید، فازهای ۸، ۱ و ۲ بیشترین بسامد را نشان داده و فازهای ۴، ۵ و ۶ کمترین مقدار را داشته‌اند. در فوریه‌های مرطوب شدید نیز فازهای ۲، ۳ و ۷ بیشترین فراوانی و فازهای ۱، ۵ و ۶ کمترین مقدار را داشته‌اند. در ماه‌های مارس بسیار خشک، بیشینه بسامد در فازهای ۵، ۱ و ۴ مشاهده شده و فازهای ۶ تا ۸ کمینه فعالیت را نشان داده‌اند، در حالی که در مارس‌های بسیار مرطوب، بیشینه بسامد در فازهای ۲ و ۷ و کمینه در فازهای ۴ و ۵ رخ داده است. (شکل ۱-الف).

۲-۲-۳. دامنه MJO

دامنه MJO به‌عنوان شاخصی از قدرت این نوسان تعریف می‌شود و مقادیر پایین آن بیانگر وضعیت غیرفعال یا ضعیف سیستم هستند. نتایج نشان می‌دهد بیشترین متوسط دامنه MJO در فوریه‌های خشک شدید و در فازهای ۴ تا ۶ رخ داده که مقدار آن به $Am \geq 2$ رسیده است. به‌طور کلی، متوسط دامنه در دسامبرهای خشک شدید در فازهای ۴ تا ۶، در ژانویه‌های خشک شدید در فازهای ۳ و ۵، در فوریه‌های خشک در فازهای ۲ تا ۶ و در مارس‌های خشک در فازهای ۲ تا ۷ عمدتاً $Am \geq 1$ بوده است.



شکل (۱). الف- توزیع بسامد، ب- دامنه و ج- شدت MJO و درصد تغییرات بارش کشور در دوره‌های خشک (بخش سمت چپ) و تر (بخش سمت راست)

مرطوب شدید، بیشینه دامنه در فازهای ۱ تا ۳ و $Am \geq 1$ (مرطوب بسیار) و کمینه در فازهای ۴ تا ۶ ($Am \leq -1$) گزارش شده است. در ژانویه‌های مرطوب شدید، بیشینه دامنه در فازهای ۱ تا ۳ و

در شرایط مرطوب، بیشترین متوسط دامنه MJO در مارس‌های بسیار مرطوب و در فازهای ۱، ۲ و ۷ مشاهده شده که مقدار آن نیز به $Am \geq 2$ رسیده است. در دسامبرهای

مراکز عمده آنها نسبتاً پایدار بوده و تنها جابه‌جایی‌های محدودی را تجربه می‌کنند. در میان این سامانه‌ها، پرفشارهای جنب‌حاره‌ای برمودا-آزورز در شرق اقیانوس اطلس و پرفشار اقیانوس آرام، که عمدتاً در عرض‌های جغرافیایی ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی قرار دارند، مهم‌ترین مراکز و اچرخندی نیمکره شمالی محسوب می‌شوند. این سامانه‌ها عمدتاً در پاسخ به همگرایی هوا در ترازهای فوقانی وردسپهر و فرونشینی هوا در لایه‌های میانی و زیرین جو شکل می‌گیرند.

الگوی مؤلفه مداری باد، موقعیت مراکز چرخندی و و اچرخندی و همچنین توزیع سرعت قائم در تراز ۵۰ hPa برای یک رخداد نمونه نوسان مادون-جولیان (در شکل ۲) ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که گردش‌های جوی همراه با MJO دارای ساختاری قائم و منسجم در مقیاس بزرگ هستند، به گونه‌ای که در ترازهای زیرین وردسپهر، گردش‌های چرخندی و همگرایی غالب بوده، در حالی که در ترازهای فوقانی، گردش‌های و اچرخندی و واگرایی مشاهده می‌شود. در نواحی شرقی هسته همرفت نیز الگوی معکوسی از این گردش‌ها شکل می‌گیرد (شکل ۲).

زمانی که همرفت فعال بر روی اقیانوس هند قرار دارد، جریان‌های غربی سطحی در بخش غربی ناحیه همرفتی و جریان‌های شرقی در شرق آن واقع می‌شود (ژانگ، ۲۰۰۵). در این شرایط، سامانه‌های همرفتی عمدتاً در نواحی دارای همگرایی قوی و صعود هوا تقویت می‌شوند.

با جابه‌جایی همرفت به سمت اقیانوس آرام، ساختار گردش‌های مداری نیز دچار تغییر می‌شود؛ به‌طوری‌که جریان‌های غربی سطحی به تدریج در مرکز سلول همرفتی غالب می‌شوند. در فاصله اندکی در شرق مرکز همرفت و در ترازهای پایین وردسپهر، شرایط همگرایی، حرکات بالاسو و بی‌هنجاری مثبت رطوبت مشاهده می‌شود، در حالی که در بخش غربی مرکز همرفت، واگرایی، حرکات پایین‌سو و بی‌هنجاری منفی رطوبت غالب است. این الگوی نامتقارن مداری، یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های دینامیکی MJO محسوب می‌شود و شرایط مناسبی را برای تضعیف همرفت در غرب هسته فعال و شکل‌گیری و تقویت مراکز همرفتی جدید در شرق آن فراهم می‌سازد. در نتیجه، جابه‌جایی

۷ و ۸ ($Am \geq 1$) و کمینه در فازهای ۴ و ۵ ($Am \leq -5$) مشاهده شده است. در فوریه‌های مرطوب شدید، بیشینه دامنه در فازهای ۳، ۴ و ۷ ($Am \geq 1$) و کمینه در فازهای ۱، ۴ و ۵ ($Am \leq -4$) ثبت شده است. در مارس‌های بسیار مرطوب نیز بیشینه دامنه در فازهای ۱ تا ۳ و ۶ تا ۸ ($Am \geq 1$) و کمینه در فاز ۵ (صفر) مشاهده شده است (شکل ۱-ب).

۳-۲-۲. شدت MJO

اگر حاصل ضرب متوسط دامنه هر فاز در بسامد متناظر آن به‌عنوان شاخص شدت MJO در نظر گرفته شود، الگوی شدت در دوره‌های خشک و تر کاملاً متمایز است:

در دسامبرهای خشک شدید، بیشترین شدت مربوط به فازهای ۵ و ۴ است. در ژانویه‌های خشک شدید نیز فازهای ۳، ۴ و ۲ بیشترین شدت را دارند، در حالی که شدت در فاز ۱ صفر و در فاز ۸ نزدیک به صفر است. در فوریه‌های خشک شدید، بیشترین شدت در فازهای ۴، ۶، ۵ و ۳ مشاهده شده است. در مارس‌های بسیار خشک، بیشینه شدت در فازهای ۵، ۴ و ۱ رخ داده است.

در مارس‌های بسیار مرطوب، به‌جز فاز ۵ (شدت صفر) و فازهای ۳ و ۴ (مقادیر کم)، سایر فازها دارای شدت قابل توجه بوده‌اند و بیشینه شدت در فازهای ۷ و ۲ مشاهده شده است. در دسامبرهای مرطوب شدید، فازهای ۸، ۳ و ۲ بیشترین شدت را نشان داده‌اند. در ژانویه‌های مرطوب، بیشترین شدت در فازهای ۸، ۱ و ۲ مشاهده شده است. در فوریه‌های مرطوب شدید، شدت MJO در فازهای ۷، ۲ و ۳ بیشینه بوده است. (شکل ۱-ج).

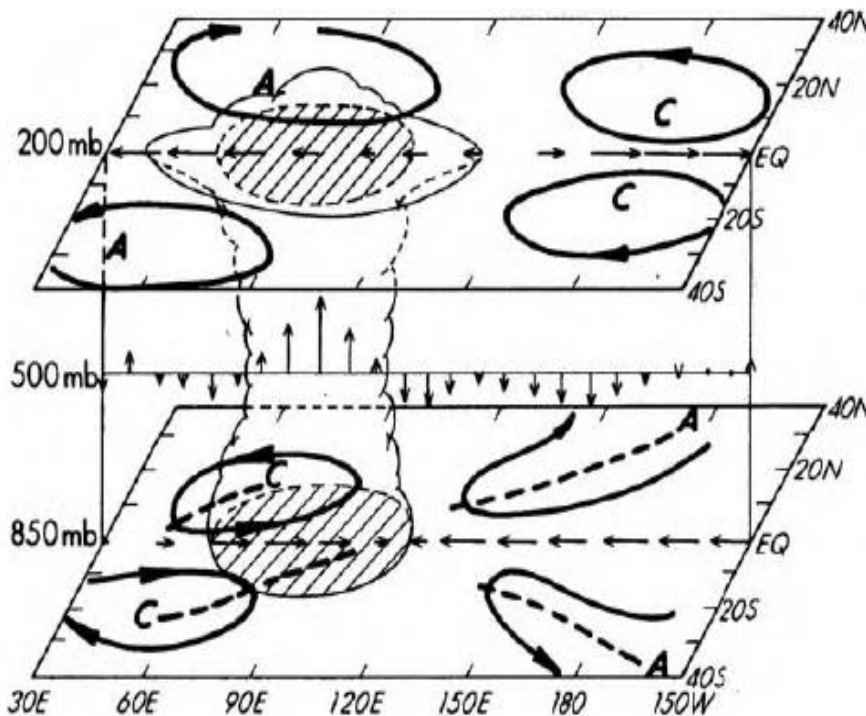
۳-۳. الگوهای هم‌مدیدی و گردش‌های جوی

همراه شده با MJO

در ماه ژانویه، به‌عنوان نماینده فصل سرد نیمکره شمالی، بر اساس میانگین بلندمدت فشار تراز دریا و الگوی بادهای سطحی، چهار سامانه پرفشار و دو سامانه کم‌فشار اصلی در نیمکره شمالی قابل تشخیص است (رنجبرسعدت، ۱۴۰۴). این سامانه‌ها چارچوب اصلی گردش اقلیمی نیمکره شمالی را تشکیل می‌دهند و اگرچه شدت، گستره و ساختار آنها در مقیاس زمانی مختلف دچار تغییر می‌شود، اما موقعیت مکانی

جو، بر سامانه‌های جوی عرض‌های میانی و الگوهای بارش مناطق جنب‌حاره‌ای، از جمله ایران، نیز تأثیر قابل توجهی بر جای می‌گذارد.

شرق‌سوی مراکز همرفت فعال در MJO، نه تنها موجب بازآرایی گردش‌های مداری و استوایی می‌شود، بلکه از طریق تغییر در الگوهای همگرایی، انتقال رطوبت و حرکات قائم



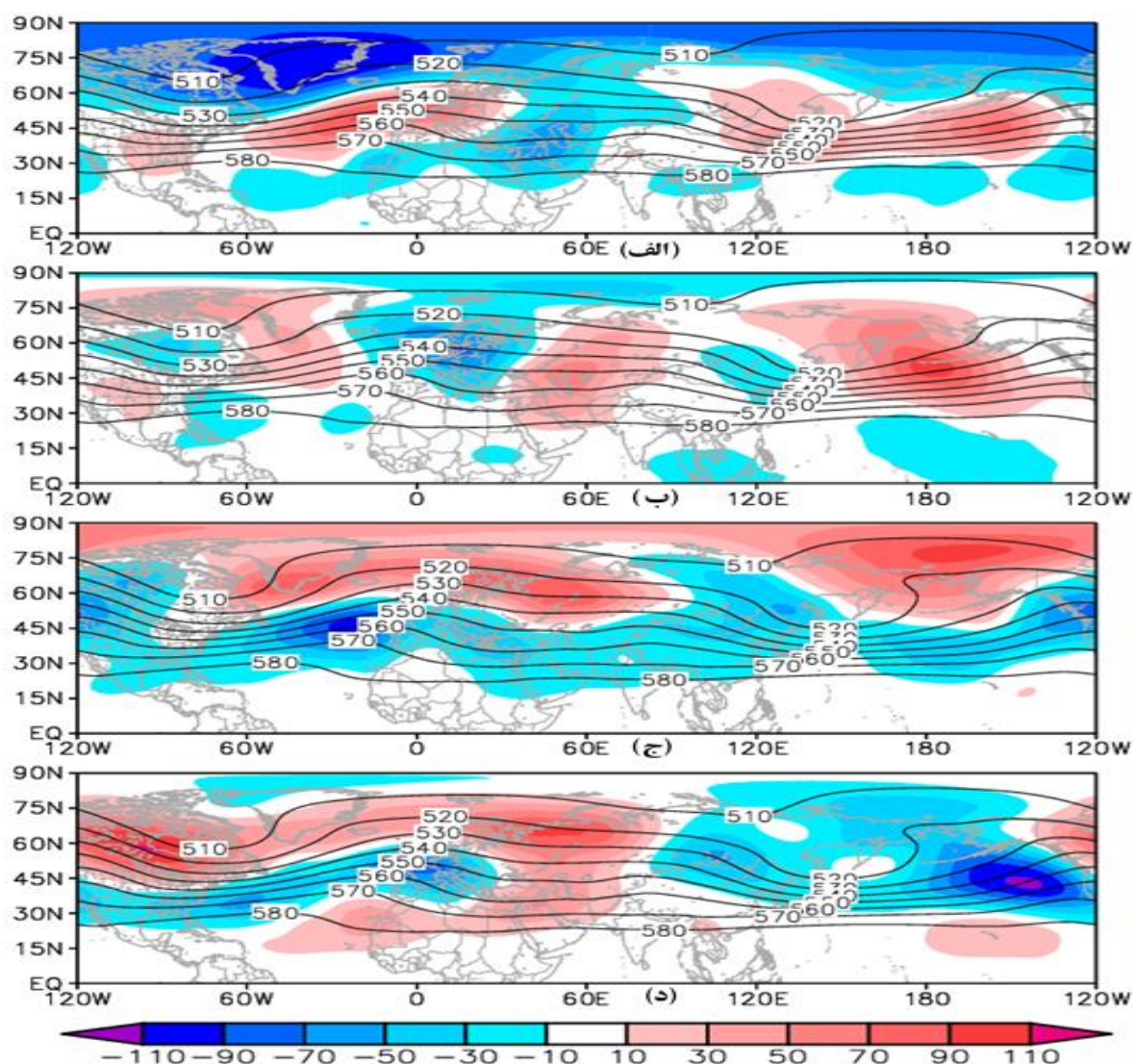
شکل (۲) ساختار گردش‌های بزرگ مقیاس همراه شده با MJO. محدوده نمایش داده شده به شکل ابر نشان‌دهنده مرکز همرفت، پیکان‌های افقی بیانگر بی‌هنجاری باد در ترازهای ۸۵۰ hPa و ۲۰۰ hPa و پیکان‌های قائم نشان‌دهنده حرکت صعودی در تراز ۵۰۰ hPa می‌باشد. حروف A و C به ترتیب نشان‌دهنده مراکز چرخند و واچرخند می‌باشند (رای و ونگ، ۱۹۹۰).

در دسامبرهای مرطوب، بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل از عرض‌های جغرافیایی حدود 60°N تا نواحی قطبی گسترش یافته و زبانه‌ای از این بی‌هنجاری‌ها از اسکاندیناوی و غرب روسیه تا جنوب غرب آسیا امتداد یافته است. علاوه بر این، در عرض‌های جغرافیایی حدود 10°N تا حدود 30°N ، گرایش به کاهش نسبی ارتفاع ژئوپتانسیل در بسیاری از مناطق، به‌ویژه شمال آفریقا و غرب آسیا مشاهده می‌شود که بیانگر تضعیف سامانه پراارتفاع جنب‌حاره‌ای در این مناطق است. استقرار بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی جنوب شرق اروپا، غرب آسیا و شرق دریای مدیترانه، با شدتی در حدود ۷۰ متر، نشان‌دهنده تقویت ناوه مدیترانه و فراهم شدن شرایط مناسب برای نفوذ سامانه‌های بارشی به بخش شرقی مدیترانه و ایران است.

۳-۳-۱. الگوهای تراز ۵۰۰ hPa و بی‌هنجاری‌های آن در دوره‌های خشک و تر شدید دسامبر تا مارس
میانگین سه‌ماهه ارتفاع‌های ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ hPa، طی دوره‌های تر و خشک شدید ماه‌های دسامبر و ژانویه در شکل (۳) ارائه شده است. بررسی این الگوها نشان می‌دهد که در دسامبرهای بسیار مرطوب، پشته ارتفاعی اروپا-اطلس حدود ۸۰ تا ۱۰۰ متر تقویت شده و بخش وسیعی از شمال اقیانوس اطلس را دربر گرفته است. همچنین، بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل تا حدود ۵۰ تا ۹۰ متر در نواحی شمالی اقیانوس آرام و جنوب شرق روسیه مشاهده می‌شود، در حالی که در بخش‌های جنوبی این نواحی، بی‌هنجاری‌های منفی با شدت کمتر غالب هستند (شکل ۳-الف).

سمت غرب جابه‌جا شده و همزمان، پشته ارتفاعی اروپا-اطلس تقویت می‌شود. در چنین شرایطی، استقرار پشته‌های قوی بر روی غرب آسیا و ایران موجب تضعیف ناوه شرق مدیترانه و محدود شدن نفوذ سامانه‌های بارشی به منطقه می‌شود. در مقابل، در دوره‌های مرطوب، گسترش بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی غرب آسیا، به‌ویژه ایران، بیانگر تقویت ناوه شرق مدیترانه و ایجاد شرایط مناسب برای افزایش ناپایداری و بارش در کشور است.

در مقابل، طی دسامبرهای خشک شدید، بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی غرب آسیا (حدود ۵۰ تا ۷۰ متر)، جنوب شرق روسیه، شمال غرب اقیانوس آرام (تا حدود ۱۰۰ متر)، شمال کانادا، گرینلند و شمال اقیانوس اطلس (حدود ۳۰ تا ۵۰ متر) غالب بوده است؛ در حالی که در بخش‌های غربی این نواحی، بی‌هنجاری‌های منفی گسترش یافته‌اند (شکل ۳-ب). این الگو نشان می‌دهد که در دوره‌های خشک، ناوه اقیانوس آرام نسبت به موقعیت اقلیمی خود به



شکل ۳- متوسط سه ماهانه بی‌هنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به دوره اقلیمی (دوره ۱۹۹۱-۲۰۲۰) برای ماه‌های دسامبر و ژانویه تر و خشک شدید (الف- متوسط دسامبرهای تر، ب- متوسط دسامبرهای خشک، ج- متوسط ژانویه تر و د- متوسط ژانویه‌های خشک) پربندهای سیاه، ارتفاع ژئوپتانسیل دوره اقلیمی هر ماه (حسب دکامتر) و سطوح رنگی شده متوسط سه بی‌هنجاری‌های ماهانه (حسب دکامتر) می‌باشند.

ارتفاع ژئوپتانسیل از روی کانادا و ایالات متحده آمریکا به سمت بخش‌های مرکزی اقیانوس اطلس، شمال آفریقا، دریای مدیترانه و غرب آسیا گسترش یافته و همزمان، بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاعی بر روی گرینلند، اروپا و روسیه غالب می‌شود (شکل ۴-ج). این الگو بیانگر تقویت گردش‌های نصف‌النهاری و تعمیق ناو‌های مدیترانه‌ای است که شرایط مساعدی را برای انتقال رطوبت و افزایش فعالیت سامانه‌های بارشی در ایران فراهم می‌کند.

در مقابل، طی مارس‌های خشک، بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل عمدتاً بر روی اروپا و بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاعی بر روی شمال اقیانوس اطلس، دریای مدیترانه و غرب آسیا مستقر می‌شوند (شکل ۴-د). در چنین شرایطی، تقویت پشته‌های جنب‌حاره‌ای بر روی خاورمیانه و ایران موجب پایداری بیشتر جو، تضعیف نفوذ ناو‌های مدیترانه‌ای و کاهش رخداد بارش در کشور می‌شود.

۳-۲-۳. بی‌هنجاری گردش‌های نواحی حاره

دوره‌های خشک و تر شدید

به‌منظور بررسی تفاوت الگوهای گردش جوی حاره‌ای در دوره‌های خشک و تر شدید، بی‌هنجاری‌های بادهای مداری نسبت به شرایط اقلیمی بلندمدت مورد تحلیل قرار گرفت. برای ارزیابی نحوه تقویت یا تضعیف گردش‌های مداری در این دوره‌ها، ابتدا الگوی اقلیمی بادهای مداری در تراز 850 hPa بررسی شد (به دلیل محدودیت حجم مقاله، شکل مربوطه ارائه نشده است). نتایج نشان داد که در تمامی ماه‌های مورد مطالعه، بادهای شرقی در نواحی حاره اقیانوس‌های آرام و اطلس غالب بوده و بیشترین شدت آنها در بخش‌های مرکزی اقیانوس آرام استوایی و نواحی شرقی اقیانوس اطلس استوایی مشاهده می‌شود. این بادهای شرقی در بخش شمالی استوای اقیانوس هند نیز، هرچند با شدتی کمتر نسبت به اقیانوس‌های آرام و اطلس، غالب هستند و بیشترین شدت نسبی آنها در غرب اقیانوس هند دیده می‌شود.

در مقابل، در نیمکره جنوبی و به‌ویژه در نواحی جنوبی استوا، بر روی اقیانوس هند و خشکی‌های شرق آسیا تا شمال استرالیا، بادهای غربی ضعیف غالب هستند. بنابراین، به‌جز

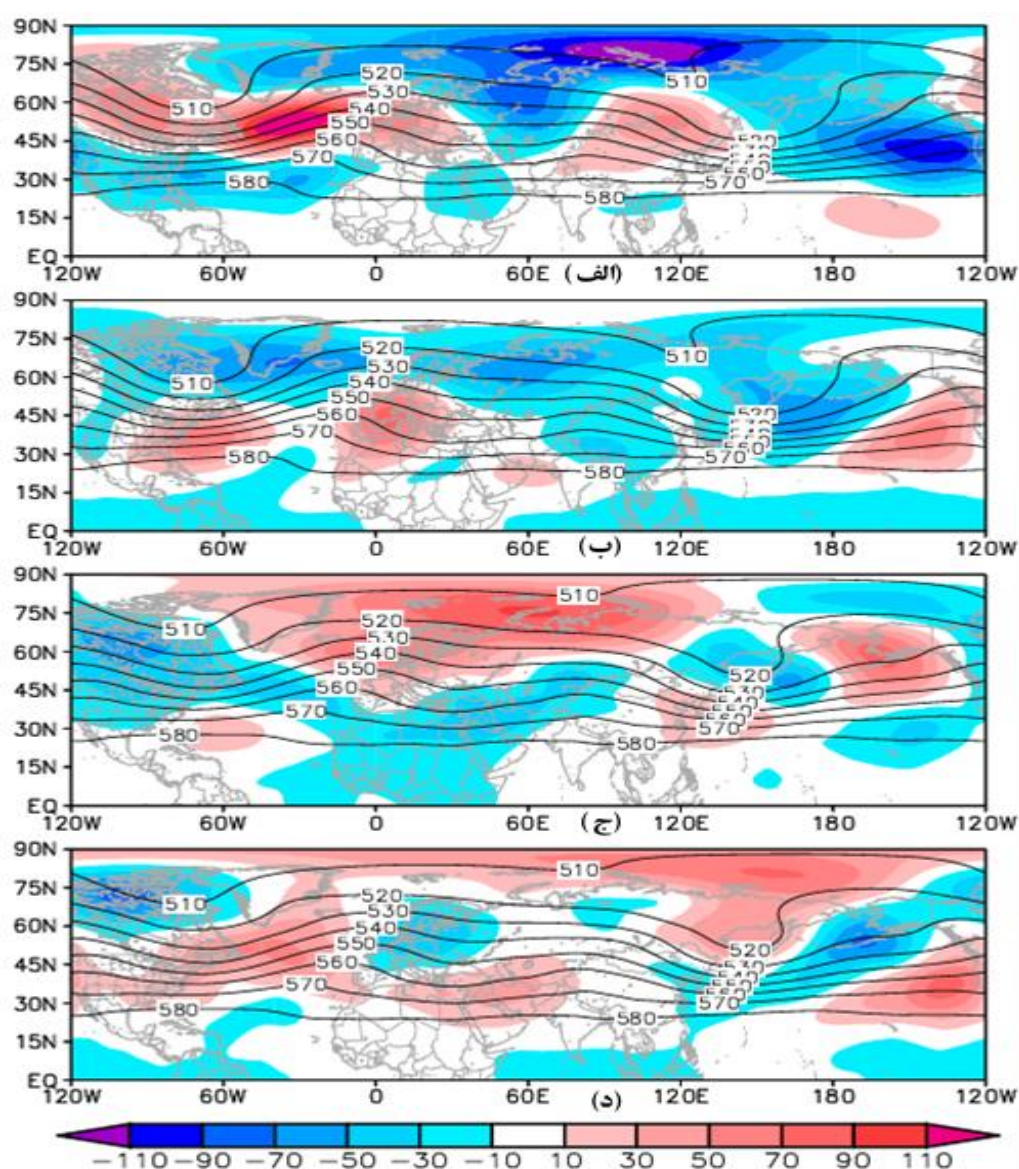
در ژانویه‌های مرطوب، بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از حدود 50°N تا نواحی قطبی غالب بوده و همزمان، بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاعی تا حدود ۱۰۰ متر بر روی گرینلند، نواحی اسکاندیناوی و شرق روسیه مشاهده می‌شود که تا جنوب غرب آسیا نیز گسترش یافته‌اند (شکل ۳-ج). این شرایط بیانگر تقویت الگوهای موجی در عرض‌های میانی و تغییر در آرایش سامانه‌های پرفشار و کم‌فشار نیمکره شمالی است که می‌تواند موجب تشدید نفوذ ناو‌های عرض‌های میانی به سمت خاورمیانه شود.

میانگین سه‌ماهه ارتفاع‌های ژئوپتانسیل تراز 500 hPa طی دوره‌های تر و خشک شدید ماه‌های فوریه و مارس نیز در شکل (۴) ارائه شده است. در فوریه‌های بسیار مرطوب، بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل در عرض‌های جغرافیایی حدود 10°N تا حدود 45°N و طول‌های جغرافیایی حدود 100°W تا حدود 120°E مشاهده می‌شود که به‌ویژه بر روی جنوب غرب آسیا از شدت بیشتری برخوردار است (شکل ۴-الف). در عرض‌های شمالی بالای حدود 60°N و از گرینلند تا شرق روسیه، این کاهش ارتفاع با شدت بیشتری رخ داده و بیشینه آن، با مقادیر بیش از ۱۱۰ متر، بر روی شمال روسیه دیده می‌شود. همچنین، زبانه جنوب‌سوی بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع از غرب روسیه تا شمال ایران امتداد یافته و تقریباً به بی‌هنجاری‌های منفی مستقر بر روی جنوب غرب آسیا متصل شده است. چنین الگویی بیانگر تقویت ناو‌های عرض‌های میانی و فراهم شدن شرایط مناسب برای نفوذ سامانه‌های بارشی به ایران است. در مقابل، طی فوریه‌های خشک شدید، بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل در جنوب غرب اقیانوس اطلس جایگزین بی‌هنجاری‌های منفی دوره‌های مرطوب شده و گسترش جنوب‌سوی بی‌هنجاری‌های منفی، که در دوره‌های تر از غرب روسیه تا شمال ایران مشاهده می‌شد، تضعیف یا حذف شده است (شکل ۴-ب). این شرایط بیانگر تضعیف ناو‌های مدیترانه‌ای و تقویت نسبی پشته‌های جنب‌حاره‌ای بر روی غرب آسیا است که در نهایت موجب کاهش بارش در ایران می‌شود. در مارس‌های بسیار مرطوب، بی‌هنجاری‌های منفی

کم فشار گرمایی در منطقه حاره محسوب شده و به عنوان ناحیه همگرایی بادهای شرقی اقیانوس آرام و بادهای غربی جنوب اقیانوس هند و خشکی های شرق آسیا عمل می کند. در نتیجه، تغییرات شدت و جابه جایی این سامانه می تواند نقش مهمی در تغییر الگوهای همرفت حاره ای و انتقال رطوبت به مناطق جنب حاره ای از جمله ایران ایفا کند.

بخش هایی از جنوب استوای اقیانوس هند و خشکی های شرقی مجاور آن، در اغلب نواحی حاره ای گردش بادهای شرقی حاکم است.

همچنین، یک سامانه کم فشار گرمایی گسترده از حدود ۱۰۰ درجه شرقی تا ۱۷۰ درجه غربی امتداد یافته و بخش وسیعی از خشکی های شرق آسیا و نواحی غربی اقیانوس آرام استوایی را دربر می گیرد. این سامانه، بزرگ ترین مرکز



شکل ۴- متوسط سه ماهانه بی هنجاری های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به دوره اقلیمی (دوره ۱۹۹۱-۲۰۲۰) برای ماه های فوریه و مارس تر و خشک شدید (الف) - متوسط فوریه های تر، ب- متوسط فوریه های خشک، ج- متوسط مارس های تر و د- متوسط مارس های خشک) پریندهای سیاه، ارتفاع ژئوپتانسیل دوره اقلیمی هر ماه (حسب دکامتر) و سطوح رنگی شده متوسط سه بی هنجاری های ماهانه (حسب دکامتر) می باشند.

۳-۳-۳. ماه‌های تر و خشک فرین

در شکل‌های (۵) و (۶)، الگوهای بی‌هنجاری میدان باد و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ hPa طی ماه‌های تر و خشک فرین دسامبر تا مارس در دوره مورد مطالعه ارائه شده است. این الگوها نشان‌دهنده تغییرات قابل توجه در ساختار گردش جوی حاره‌ای و برون‌حاره‌ای در ارتباط با شدت و فازهای مختلف نوسان مادون-جولیان هستند.

دسامبرهای تر و خشک فرین

مرطوب‌ترین دسامبر دوره مورد مطالعه مربوط به دسامبر ۱۹۹۲ بوده است. در این ماه، بی‌هنجاری بادهای مداری در تراز ۸۵۰ hPa نشان‌دهنده شکل‌گیری یک ناحیه واگرایی بر روی غرب اقیانوس آرام استوایی و همزمان یک منطقه همگرایی در بخش مرکزی این اقیانوس بوده است (شکل ۵-الف). بر این اساس، الگوی بی‌هنجاری بادهای بیانگر تقویت بادهای شرقی در نیمه شرقی اقیانوس آرام استوایی و تضعیف آنها در نیمه غربی این اقیانوس است. این شرایط با تقویت کم‌فشار حاره‌ای در غرب اقیانوس آرام، با شدتی در حدود ۸ متر بر ثانیه، همراه بوده است.

همزمان، تقویت بادهای شرقی مداری در اقیانوس هند مشاهده می‌شود؛ به گونه‌ای که یک ناحیه همگرایی در غرب اقیانوس هند استوایی شکل گرفته و بادهای شرقی در شمال‌غرب اقیانوس هند و دریای عمان تقویت شده‌اند (شکل ۵-ب). این جریان‌ها نقش مهمی در انتقال و تغذیه رطوبتی سامانه‌های بارشی ایران ایفا می‌کنند (رنجبر سعادت آبادی و ایزدی، ۱۳۹۲؛ رنجبر سعادت آبادی و سوری، ۱۳۹۶). در چنین شرایطی، انتقال رطوبت از اقیانوس هند، دریای عرب و دریای عمان به سمت جنوب و جنوب‌غرب ایران تقویت شده و زمینه برای رخداد بارش‌های گسترده‌تر در کشور فراهم می‌شود.

در مقابل، خشک‌ترین دسامبر دوره مورد مطالعه مربوط به سال ۲۰۱۱ بوده است که در آن، میانگین بارش کشور ۸۶/۶- درصد کاهش نشان داد. در این ماه، بیشترین شدت MJO در فازهای ۴ و ۵ به ترتیب با مقادیر ۲۳/۶ و ۱۷/۶ ثبت شده است. الگوی بی‌هنجاری بادهای مداری در تراز ۸۵۰ hPa نشان‌دهنده تقویت شدید بادهای شرقی در نیمه شرقی اقیانوس

آرام استوایی و تضعیف آنها در نیمه غربی این اقیانوس بوده است. همزمان، بادهای شرقی مداری بر روی اقیانوس هند به‌طور قابل ملاحظه‌ای تضعیف شده و سامانه کم‌فشار حاره‌ای بر روی اقیانوس هند، خشکی‌های شرق آسیا و غرب اقیانوس آرام تقویت شده است (شکل ۵-ب).

در دوره‌های خشک شدید، سامانه کم‌فشار حاره‌ای بر روی اقیانوس هند و خشکی‌های شرق آسیا گسترش یافته و گاهی تا بخش‌هایی از غرب اقیانوس آرام نیز امتداد پیدا می‌کند. در چنین شرایطی، نواحی جنب‌حاره‌ای، به‌ویژه ایران و جنوب‌غرب آسیا، تحت تأثیر تقویت سامانه پراارتفاع جنب‌حاره‌ای قرار گرفته و پشته ارتفاعی در این مناطق تشدید می‌شود. این وضعیت ضمن تضعیف ناوهای مدیترانه‌ای، موجب کاهش انتقال رطوبت از منابع جنوبی و جنوب‌شرقی به سمت ایران شده و در نهایت شرایط پایداری و کاهش بارش را در بخش وسیعی از کشور فراهم می‌کند.

ژانویه‌های تر و خشک فرین

در دوره‌های ژانویه بسیار مرطوب، بی‌هنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ hPa در عرض‌های جغرافیایی جنب‌حاره‌ای بر روی اقیانوس اطلس و آرام، از شدت قابل توجهی برخوردار است (شکل ۵-ج). در این شرایط، در نواحی حاره‌ای، بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیل در بخش مرکزی اقیانوس آرام استوایی مشاهده می‌شود که بیانگر تقویت سامانه کم‌فشار حاره‌ای در این منطقه است. همزمان، بر روی اقیانوس هند، در بیشتر ژانویه‌های مرطوب، تقویت پشته ارتفاعی و بی‌هنجاری‌های مثبت ارتفاع مشاهده می‌شود. بنابراین، یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های الگوهای جوی غالب در ژانویه‌های مرطوب، تقویت کم‌فشار حاره‌ای در نواحی مرکزی اقیانوس آرام استوایی و بازآرایی گردش‌های مداری در مقیاس حاره‌ای است.

در مقابل، در بیشتر ژانویه‌های خشک شدید، تقویت قابل ملاحظه بادهای شرقی در غرب اقیانوس آرام استوایی و همچنین تشدید بادهای غربی، به‌ویژه در نواحی مرکزی اقیانوس هند، مشاهده می‌شود؛ به گونه‌ای که ناحیه همگرایی اصلی در محدوده خشکی‌های شرق آسیا شکل می‌گیرد

(شکل ۵-د). این وضعیت با تضعیف سامانه‌های کم‌فشار حاره‌ای و جنب‌حاره‌ای بر روی اقیانوس آرام و در مقابل، تقویت سامانه‌های کم‌فشار بر روی اقیانوس هند همراه است. در چنین شرایطی، جابه‌جایی هسته‌های همرفت به سمت شرق آسیا و اقیانوس هند، موجب تضعیف انتقال رطوبت به سمت جنوب غرب آسیا و ایران می‌شود.

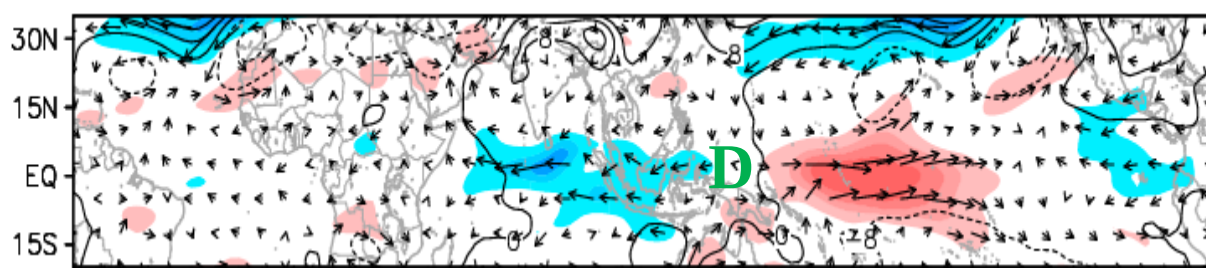
با این حال، برخی ژانویه‌های خشک، از جمله ژانویه ۲۰۱۵، دارای ساختار متفاوتی هستند؛ به‌طوری‌که بی‌هنجاری‌های باد غربی از شرق آفریقا تا بخش‌های مرکزی اقیانوس آرام گسترش یافته و همزمان، تقویت سامانه کم‌فشار در نیمکره جنوبی و نواحی جنوبی استوا مشاهده می‌شود. این الگو بیانگر تغییر در محل استقرار مراکز همرفت حاره‌ای و تغییر در آرایش گردش‌های مداری و استوایی است که می‌تواند در تشدید شرایط خشک بر روی ایران نقش مؤثری داشته باشد.

فوری‌های تر و خشک فرین

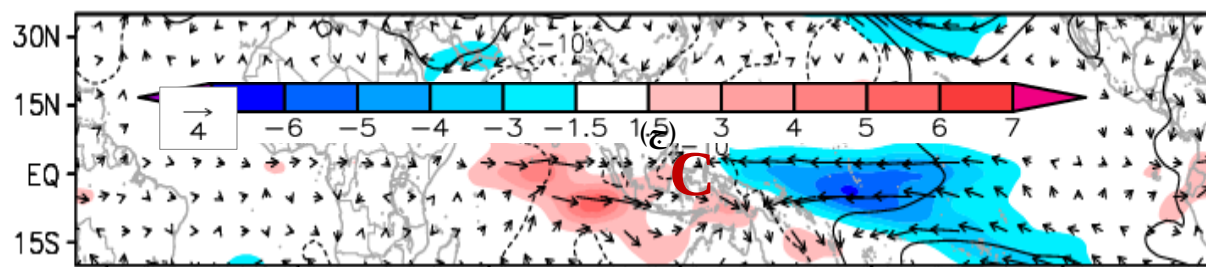
در بیشتر فوری‌های بسیار مرطوب، سامانه کم‌فشار حاره‌ای بر روی اقیانوس اطلس تضعیف شده، در حالی که بر روی

اقیانوس آرام، به‌ویژه در بخش‌های مرکزی و غربی آن، تقویت می‌شود (شکل ۶-الف). همزمان، در عرض‌های جنب‌حاره‌ای حدود ۳۰ درجه جغرافیایی، بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل در شمال شرق اقیانوس آرام، بخش‌هایی از اروپا و جنوب شرقی اقیانوس اطلس مشاهده می‌شود. این شرایط نشان‌دهنده تضعیف نسبی پشته‌های جنب‌حاره‌ای در برخی نواحی و تقویت گردش‌های سیکلونی در عرض‌های میانی است که می‌تواند شرایط مساعدتری را برای نفوذ سامانه‌های بارشی به ایران فراهم کند.

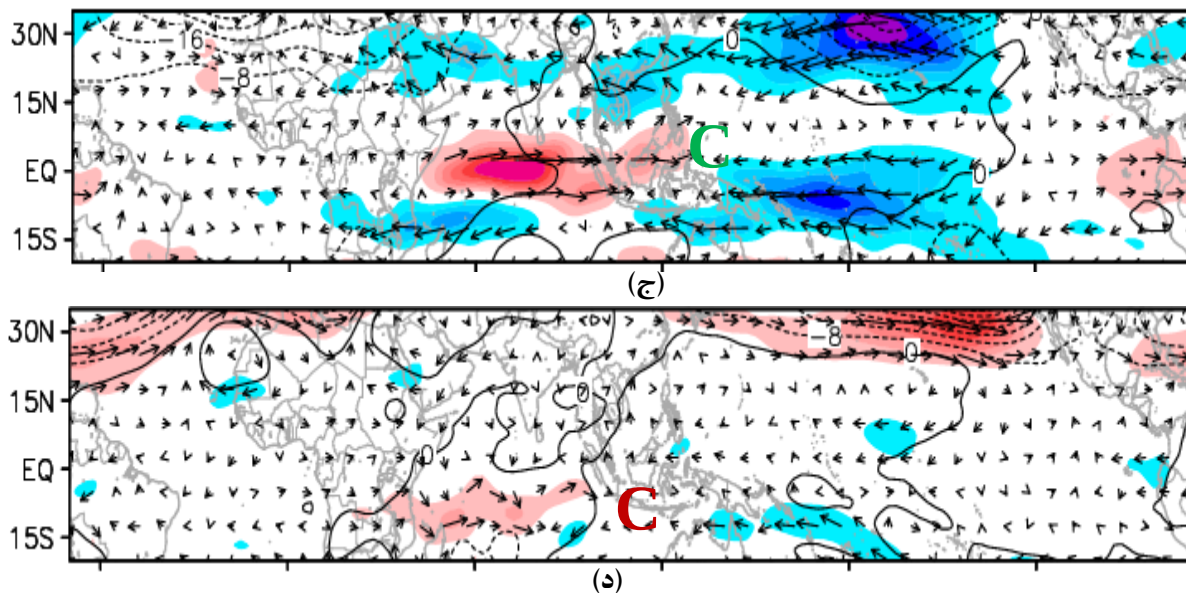
در مقابل، طی فوری‌های خشک فرین، تقویت سامانه کم‌فشار حاره‌ای بر روی اقیانوس هند، بخش‌هایی از خشکی‌های شرق آسیا و تا حدودی غرب اقیانوس آرام، از مهم‌ترین ویژگی‌های گردش جوی محسوب می‌شود (شکل ۶-ب). در این شرایط، گسترش کم‌فشار حاره‌ای و جابه‌جایی هسته‌های همرفت به سمت شرق، همراه با تقویت پشته‌های جنب‌حاره‌ای بر روی جنوب غرب آسیا، موجب محدود شدن نفوذ سامانه‌های بارشی مدیترانه‌ای و کاهش انتقال رطوبت به ایران می‌شود.



(الف)



(ب)



شکل ۵- بی‌هنجاری هاری میدان باد و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ hPa برای ماه‌های دسامبر و ژانویه خشک و تر فرین. الف- دسامبر تر فرین ب- دسامبر خشک فرین ج- ژانویه تر فرین و د- ژانویه خشک فرین. حروف C و D، به ترتیب محدوده نواحی واگرایی و همگرایی و رنگ‌های سبز و قرمز نیز بیانگر دوره‌های تر و خشک است.

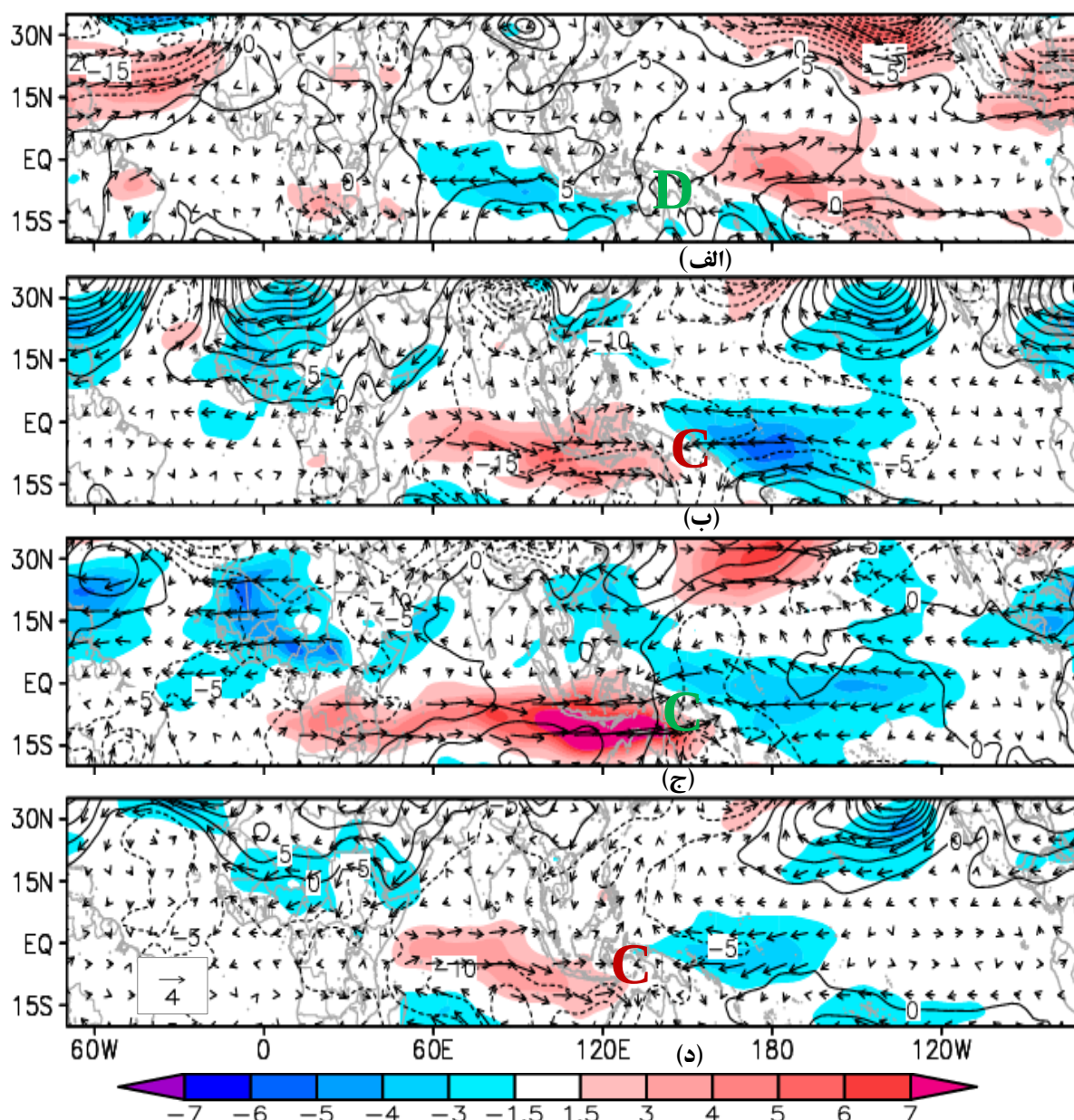
فوریه‌های تر و خشک فرین

در بیشتر فوریه‌های بسیار مرطوب، سامانه کم‌فشار حاره‌ای بر روی اقیانوس اطلس تضعیف شده، در حالی که بر روی اقیانوس آرام، به‌ویژه در بخش‌های مرکزی و غربی آن، تقویت می‌شود (شکل ۶-الف). همزمان، در عرض‌های جنب‌حاره‌ای حدود ۳۰ درجه جغرافیایی، بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل در شمال‌شرق اقیانوس آرام، بخش‌هایی از اروپا و جنوب‌شرقی اقیانوس اطلس مشاهده می‌شود. این شرایط نشان‌دهنده تضعیف نسبی پشته‌های جنب‌حاره‌ای در برخی نواحی و تقویت گردش‌های سیکلونی در عرض‌های میانی است که می‌تواند شرایط مساعدتری را برای نفوذ سامانه‌های بارشی به ایران فراهم کند. در مقابل، طی فوریه‌های خشک فرین، تقویت سامانه کم‌فشار حاره‌ای بر روی اقیانوس هند، بخش‌هایی از خشکی‌های شرق آسیا و تا حدودی غرب اقیانوس آرام، از مهم‌ترین ویژگی‌های گردش جوی محسوب می‌شود (شکل ۶-ب). در این شرایط،

گسترش کم‌فشار حاره‌ای و جابه‌جایی هسته‌های همرفت به سمت شرق، همراه با تقویت پشته‌های جنب‌حاره‌ای بر روی جنوب‌غرب آسیا، موجب محدود شدن نفوذ سامانه‌های بارشی مدیترانه‌ای و کاهش انتقال رطوبت به ایران می‌شود.

ماه‌های مارس تر و خشک فرین

در مارس‌های بسیار مرطوب، بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ hPa در عرض‌های حدود ۳۰ درجه جغرافیایی بر روی اقیانوس‌های اطلس و آرام شمالی از شدت قابل توجهی برخوردار است (شکل ۶-ج). این بی‌هنجاری‌ها با بی‌هنجاری‌های منفی در نواحی حاره‌ای و استوایی همراه بوده و در مجموع، به تقویت سامانه‌های کم‌فشار حاره‌ای در بخش وسیعی از مناطق استوایی منجر می‌شود. چنین شرایطی بیانگر افزایش فعالیت‌های همرفتی و تشدید گردش‌های سیکلونی در مقیاس حاره‌ای و جنب‌حاره‌ای است.



شکل ۶- بی‌هنجاری‌های میدان باد و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ hPa برای ماه‌های فوریه و مارس خشک و تر فرین. الف- فوریه تر فرین ب- فوریه خشک فرین ج- مارس تر فرین و د- مارس خشک فرین. حروف C و D، به ترتیب محدوده نواحی واگرایی و همگرایی و رنگ‌های سبز و قرمز نیز بیانگر دوره‌های تر و خشک است.

در مقابل، طی مارس‌های خشک فرین، بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل، به‌ویژه بر روی اقیانوس هند در محدوده طول‌های جغرافیایی ۸۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی و گاهی بخش‌هایی از اقیانوس آرام، گسترش می‌یابد. به‌طور کلی، در مارس‌های خشک، غالب بودن بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاعی در بخش‌هایی از اقیانوس‌های هند و آرام، بیانگر تقویت سامانه‌های کم‌فشار حاره‌ای و جابه‌جایی مراکز اصلی همرفت به سمت شرق است (شکل ۶-د). این شرایط با تقویت پشته‌های جنب‌حاره‌ای بر روی جنوب‌غرب آسیا، تضعیف

با این وجود، در بسیاری از مارس‌های مرطوب، تقویت سامانه پرارتفاع جنب‌حاره‌ای بر روی بخش‌هایی از اقیانوس هند، به‌ویژه در محدوده طول‌های جغرافیایی ۵۰ تا ۱۳۰ درجه شرقی، نیز مشاهده می‌شود. این وضعیت نشان می‌دهد که رخداد بارش‌های گسترده در ایران تنها به تضعیف کامل پشته جنب‌حاره‌ای وابسته نبوده، بلکه آرایش فضایی سامانه‌های فشار و نحوه برهم‌کنش گردش‌های حاره‌ای و برون‌حاره‌ای نیز نقش تعیین‌کننده‌ای در انتقال رطوبت و تقویت ناپایداری‌های جوی دارد.

(خشک‌ترین دسامبر با کاهش ۶/۸۶ درصدی بارش)، تضعیف این بادهای شرقی و جابه‌جایی ناحیه همگرایی به سمت اقیانوس آرام، انتقال رطوبت به سمت ایران را به‌طور قابل ملاحظه‌ای محدود کرد (رنجبرسعدت آبادی و ایزدی، ۱۳۹۲؛ رنجبرسعدت آبادی و سوری، ۱۳۹۶).

مسیر دوم: ارتباطات از راه دور و تأثیر بر ناوه‌های عرض‌های میانی از طریق امواج راسبی رو به قطب. تحلیل الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ hPa تأییدکننده این دیدگاه است، چرا که در دوره‌های مرطوب شدید، تعمیق ناوه مدیترانه و گسترش بی‌هنجاری‌های منفی ارتفاعی به سمت جنوب‌غرب آسیا الگویی منسجم را شکل می‌دهد که مستقیماً با استقرار MJO در فازهای همراه با سرکوب همرفت بر فراز اقیانوس آرام مرتبط است. این یافته با نتایج ماتیوس و همکاران (۲۰۰۴)، سئو و سون (۲۰۱۲) و کانن و همکاران (۲۰۱۷) مطابقت دارد.

علاوه بر این، در مارس‌های مرطوب، رخداد بارش‌های گسترده تنها به تضعیف کامل پشته جنب‌حاره‌ای وابسته نبوده، بلکه آرایش فضایی سامانه‌های فشار و برهم‌کنش گردش‌های حاره‌ای و برون‌حاره‌ای نیز نقش تعیین‌کننده‌ای دارد. این یافته بر پیچیدگی تعاملات میان‌مقیاسی MJO با جو عرض‌های میانی تأکید می‌کند.

۴-۳. نقش دامنه و شدت MJO

تفاوت الگوی شدت و دامنه MJO بین دوره‌های خشک و تر حائز اهمیت دینامیکی است. یافته‌ها نشان می‌دهند که در دوره‌های خشک فرین، دامنه MJO در فازهای ۴ تا ۶ به مقادیر $Am \geq 2$ می‌رسد، که بیانگر فعالیت قوی و مداوم این نوسان در این فازها است. این یافته با نتایج وانگ و همکاران (۲۰۲۲) همخوانی دارد که نشان دادند تأثیر MJO بر بارش‌های حدی نه تنها به فاز، بلکه به دامنه و فصل وقوع آن نیز وابسته است.

دامنه بزرگ‌تر MJO می‌تواند ارتباطات از راه دور را از طریق تقویت سیگنال‌های امواج راسبی تشدید کرده و الگوهای گردشی را در عرض‌های میانی به‌طور مؤثرتری تعدیل کند. به عبارت دیگر، شدت MJO (حاصل ضرب دامنه در بسامد)

ناوه‌های مدیترانه‌ای و کاهش انتقال رطوبت به ایران همراه بوده و در نهایت، شرایط مساعد برای تداوم خشکی و کاهش بارش را فراهم می‌کند.

۴. بحث

۴-۱. الگوی دو قطبی فازی MJO و ارتباط آن با

بارش ایران

یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهد که فازهای ۴ تا ۶ MJO، که بیانگر استقرار هسته همرفت بر فراز خشکی‌های دریایی و اقیانوس آرام غربی است، به‌طور مکرر با دوره‌های خشک ماه‌های پربارش ایران همراه بوده‌اند، در حالی که فازهای ۱ و ۲، که موقعیت همرفت را در نواحی آفریقا، اقیانوس اطلس و غرب اقیانوس هند نشان می‌دهند، بیشترین همراهی را با دوره‌های مرطوب داشته‌اند.

این الگوی دو قطبی با نتایج نصر اصفهانی و همکاران (۱۳۸۸) و غضنفری و همکاران (۱۳۸۸) همخوانی دارد که پیش‌تر نقش فازهای ۳ تا ۵ در سرکوب و فازهای ۶ تا ۸ در تقویت بارش ایران را گزارش کرده بودند. همچنین یافته‌های حاضر با نتایج المزروعی (۲۰۲۳) در عربستان سعودی تطابق دارد که نشان داد در فازهای مرطوب MJO، شرایط همگرایی رطوبت از دریای عرب به سمت منطقه تقویت می‌شود، ساز و کاری که در دوره‌های تر فرین ایران نیز از طریق تقویت بادهای شرقی مداری در اقیانوس هند و دریای عمان مشاهده گردید.

۴-۲. مسیرهای دینامیکی تأثیر MJO بر بارش

ایران

از منظر دینامیکی، نتایج نشان می‌دهد که تأثیر MJO بر بارش ایران عمدتاً از دو مسیر اصلی عمل می‌کند:

مسیر اول: تعدیل مستقیم گردش‌های مداری و انتقال رطوبت از دریای عمان، شمال غرب اقیانوس هند و دریای سرخ. در دسامبر ۱۹۹۲ (مرطوب‌ترین دسامبر دوره مطالعه)، تقویت بادهای شرقی مداری در اقیانوس هند و شکل‌گیری ناحیه همگرایی در دریای عمان، مسیر رطوبتی مستقیمی از اقیانوس هند به سمت ایران فراهم کرد. در مقابل، در دسامبر ۲۰۱۱

تعیین کننده توان واقعی این نوسان در شکل دهی به رخدادهای حدی بارشی ایران است.

۴-۴. دلالت های کاربردی و چشم انداز آینده

یافته های این پژوهش پتانسیل قابل توجهی برای بهبود پیش بینی های زیرفصلی بارش ایران فراهم می کند. شناسایی دقیق فازهای MJO مرتبط با دوره های فرین می تواند به عنوان یک شاخص پیش نگر در سیستم های پیش بینی زیرفصلی مورد استفاده قرار گیرد و زمان کافی (دو تا چهار هفته) برای مدیریت بحران های آبی را فراهم سازد (لی و همکاران، ۲۰۱۹)، ویگائود و همکاران، (۲۰۲۰)

بر اساس نتایج چنگ و همکاران (۲۰۲۵)، انتظار می رود که با افزایش دامنه و تسریع انتشار MJO در دهه های آینده تحت گرمایش انسانی، نوسانات بین دوره های خشک و تر شدیدتر شود. از این رو، ادغام اطلاعات فاز، دامنه و شدت MJO در مدل های پیش بینی احتمالاتی می تواند دقت پیش بینی رخداد های فرین بارشی در ایران را به طور چشم گیری افزایش دهد.

۵. نتیجه گیری

بررسی الگوهای همدیدی و دورپیوندی نشان داد که در شرایط اقلیمی نواحی حاره، بادهای شرقی در اقیانوس های آرام و اطلس به صورت غالب حضور دارند و سامانه کم فشار گرمایی گسترده در محدوده ۱۰۰ تا ۱۷۰ درجه شرقی به عنوان ناحیه اصلی همگرایی جو عمل می کند. این سامانه، هسته کلیدی تبادل جرم و انرژی در کمربند حاره ای بوده و نقش تعیین کننده ای در سازمان دهی گردش های مداری و انتقال رطوبت دارد.

در دوره های تر شدید (مانند دسامبرهای ۱۹۹۲ و ۲۰۰۴)، الگوی گردش جو به گونه ای تغییر می کند که تضعیف بادهای شرقی در غرب اقیانوس آرام، تقویت بادهای شرقی بر روی اقیانوس هند و تمرکز همگرایی در غرب این اقیانوس مشاهده می شود. این شرایط با فعال شدن فازهای ۱، ۲ و ۸ نوسان مادون-جولیان هم زمان بوده و موجب تقویت انتقال رطوبت به سمت جنوب غرب آسیا و ایران می گردد. در مقابل، در

دوره های خشک (از جمله دسامبر ۲۰۱۱ و ژانویه و فوریه های خشک)، تقویت بادهای شرقی در شرق اقیانوس آرام، تضعیف بادهای حاره ای بر روی اقیانوس هند، گسترش کم فشار گرمایی بر روی هند و شرق آسیا و همزمان تقویت پشته های جنب حاره ای بر فراز ایران مشاهده می شود که شرایط پایدار جوی و کاهش بارش را تشدید می کند.

در مقیاس ماهانه، ژانویه های مرطوب با تقویت کم فشار مرکزی اقیانوس آرام و بی هنجاری های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل همراه بوده اند، در حالی که در فوریه های مرطوب، تضعیف سامانه کم فشار اطلس و تقویت فعالیت های کم فشاری در اقیانوس آرام مشاهده شده است. در مارس های مرطوب نیز گسترش بی هنجاری های منفی ارتفاع در عرض های حدود ۳۰ درجه شمالی در اقیانوس های اطلس و آرام نقش مهمی در تقویت ناوهای عرض های میانی داشته است. در مقابل، دوره های خشک عمدتاً با الگوهای واگرایی در شرق آسیا و غرب اقیانوس آرام (در شرایط تر) و تمرکز همگرایی و کم فشاری بر روی اقیانوس هند و آرام (در شرایط خشک) مرتبط بوده اند که این تغییرات به طور مستقیم تحت تأثیر فازهای مختلف MJO قرار دارد (رنجبر سعادت آبادی و سوری، ۱۳۹۴).

در چارچوب این پژوهش، تحلیل ارتباط بسامد، دامنه و شدت فازهای مختلف MJO با رخداد های خشک و تر ماه های پربارش ایران طی دوره ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰ نشان داد که تغییرات مکانی-زمانی هسته های همرفت حاره ای وابسته به MJO، یکی از عوامل کلیدی در کنترل تغییرپذیری بارش ایران در مقیاس زیرفصلی است. همچنین نتایج روند بارش حاکی از کاهش معنادار بارش در ماه های دسامبر، ژانویه و مارس بود که می تواند بیانگر افزایش ناپایداری رژیم بارش زمستانه در دهه های اخیر باشد.

تحلیل گردش های جوی نشان داد که در اغلب دوره های خشک شدید، MJO عمدتاً در فازهای ۳ تا ۵ قرار داشته است؛ شرایطی که با تقویت همرفت بر روی اقیانوس هند، گسترش کم فشار حاره ای در این ناحیه و شرق آسیا، و تقویت همزمان پشته های جنب حاره ای بر فراز جنوب غرب آسیا همراه بوده است. این آرایش جوی موجب تضعیف ناو

- Earth Systems and Environment, 7, 1–14.
3. Bahrami, F., Ranjbar Saadatabadi, A., Meshkatee, A. M., & Kamali, G. (2020). Autumn rainfall anomalies and regional atmospheric circulation along establishment of weak La Niña after strong El Niño in Iran. *Iranian Journal of Geophysics*, 13(4), 1–15. <https://doi.org/10.30499/ijg.2020.104779>
 4. Casanueva, V. A., Rodríguez-Puebla, C., Frías-Domínguez, M. D., & González-Reviriego, N. (2014). Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 709–725. <https://doi.org/10.5194/hess-18-709-2014>
 5. Cassou, C. (2008). Intraseasonal interaction between the Madden-Julian oscillation and the North Atlantic oscillation. *Nature*, 455(7212), 523–527. <https://doi.org/10.1038/nature07286>
 6. Cheng, T. F., Wang, B., Liu, F., Chen, G., & Lu, M. (2025). Shifts in MJO behavior enhance predictability of subseasonal precipitation whiplashes. *Nature Communications*, 16, 3978. <https://doi.org/10.1038/s41467-025-58955-4>
 7. de Vries, A. J., Tyrlis, E., Edry, D., Krichak, S. O., Steil, B., & Lelieveld, J. (2013). Extreme precipitation events in the Middle East: Dynamics of the active Red Sea trough. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 7087–7108. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50569>
 8. de Vries, A. J., El Kenawy, A., McCabe, M. F., & Lelieveld, J. (2018). Identification of tropical-extratropical interactions and extreme precipitation events in the Middle East based on potential vorticity and moisture transport. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123, 861–881. <https://doi.org/10.1002/2017JD027587>
 9. Fernandes, L. G., & Grimm, A. M. (2023). ENSO modulation of global MJO and its impacts on South America. *Journal of Climate*, 36, 7715–7738.
- مدیرانه‌ای و کاهش قابل توجه انتقال رطوبت از منابع اصلی شامل شمال غرب اقیانوس هند، دریای عرب، دریای عمان و دریای سرخ به سمت ایران شده و در نتیجه شرایط پایدار و کم‌بارش را در بخش وسیعی از کشور حاکم کرده است.
- در مقابل، در دوره‌های تر شدید، استقرار MJO در فازهای ۷ و ۸ و تا حدی فازهای ۱ و ۲ با تقویت همرفت در غرب و مرکز اقیانوس آرام و بازآرایی الگوهای بادهای مداری همراه بوده است. این شرایط موجب افزایش جریان‌های شرقی بر روی اقیانوس هند، شکل‌گیری نواحی همگرایی قوی و تقویت انتقال رطوبت به سمت ایران شده و همزمان با تضعیف نسبی پشته جنب‌حاره‌ای و تقویت ناوه مدیرانه، شرایط مساعدی برای رخداد بارش‌های گسترده فراهم کرده است.
- در نهایت، نتایج نشان داد که تغییرات مکانی و زمانی سامانه‌های کم‌فشار حاره‌ای و ساختار بادهای مداری در تراز ۸۵۰hPa یکی از مهم‌ترین سازوکارهای پیونددهنده بین MJO و تغییرپذیری بارش ایران است. جابه‌جایی شرق‌سوی یا غرب‌سوی هسته‌های همرفت فعال، مستقیماً بر شدت و مسیر انتقال رطوبت به جنوب غرب آسیا اثر گذاشته و الگوهای بارشی ایران را بازتنظیم می‌کند.
- به‌طور کلی، نوسان مادون-جولیان به‌عنوان یکی از مهم‌ترین منابع پیش‌بینی‌پذیری زیرفصلی، نقش تعیین‌کننده‌ای در شکل‌دهی به رخدادهای خشک و تر ایران دارد. بنابراین، پایش مستمر فاز، دامنه و شدت MJO و تلفیق آن با سایر شاخص‌های دورپیوندی و مدل‌های دینامیکی می‌تواند به‌طور مؤثری در بهبود پیش‌بینی‌های زیرفصلی و ارتقای مدیریت مخاطرات اقلیمی مرتبط با خشکسالی و بارش‌های فرین در ایران مورد استفاده قرار گیرد.

منابع

1. Ahmadi Givi, F., & Parhizkar, D. (2008). Investigation of the role of ENSO in Iran's annual precipitation during the period 1971–2000. *Iranian Journal of Geophysics*, 2(2), 25–37. (In Persian)
2. Almazroui, M. (2023). The influence of the Madden-Julian Oscillation on the wet season rainfall over Saudi Arabia.

- 141, 567-586.
<https://doi.org/10.1007/s00704-020-03223-2>
18. Li, Z., Li, Y., Shi, X., & Li, J. (2017). The characteristics of wet and dry spells for the diverse climate in China. *Global and Planetary Change*, 149, 14-19.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.12.015>
19. Lin, H., Brunet, G., & Derome, J. (2009). An observed connection between the North Atlantic oscillation and the Madden-Julian oscillation. *Journal of Climate*, 22(2), 364-380.
<https://doi.org/10.1175/2008JCLI2515.1>
20. Madden, R. A., & Julian, P. R. (1971). Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, 702-708.
21. Madden, R. A., & Julian, P. R. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, 1109-1123.
22. Madden, R. A., & Julian, P. R. (1994). Observations of the 40-50 day tropical oscillation: A review. *Monthly Weather Review*, 112, 814-837.
23. Mahbod, M., Mashayekhi, S., Rafiee, M. R., & Parnian, A. (2023). Spatio-temporal variations of wet and dry spells in Iran and their association with large-scale climatic indices. *International Journal of Climatology*, 43(6), 2754-2775.
<https://doi.org/10.1002/joc.8000>
24. Matthews, A. J., & Kiladis, G. N. (1999). The tropical-extratropical interaction between high-frequency transients and the Madden-Julian Oscillation. *Monthly Weather Review*, 127, 661-677.
25. Motamedi, A., Gohari, A., & Haghighi, A. T. (2023). Three-decade assessment of dry and wet spells change across Iran, a fingerprint of climate change. *Scientific Reports*, 13, 2888.
<https://doi.org/10.1038/s41598-023-20040-0>
26. Nasr Esfahani, M. A. (2009). Investigating the effect of NAO and MJO on the climate of Southwest Asia
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0781.1>
10. Ferranti, L., Palmer, T. N., Molteni, F., & Klinker, E. (1990). Tropical-extratropical interaction associated with the 30-60 day oscillation and its impact on medium and extended range prediction. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47, 2177-2199.
11. Ghazanfari Lakeh, A. (2009). Case study of moisture and precipitation distribution over the country in winter 2007-2008 and its possible relationship with MJO convection [Master's thesis, Institute of Geophysics, University of Tehran]. (In Persian)
12. Ghaed Amini Asadabadi, H., & Nazem al-Sadat, M. J. (2012). Evaluation of the impact of Madden-Julian Oscillation on daily precipitation events in Sistan and Baluchestan provinces. *Water and Soil Journal*, 26(6), 1372-1383. (In Persian)
13. Hendon, H. H., & Salby, M. L. (1994). The life cycle of the Madden-Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51, 2225-2237.
14. Hoskins, B. J., & Karoly, D. J. (1981). The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 1179-1196.
[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2)
15. Jamshidi Khazali, T., Ranjbar, A., Naserasfehiani, M. A., Tajbakhsh, S., & Mohab Holjeh, A. R. (2020). The effect of teleconnection factors and Rossby wave propagation on atmospheric patterns in flood-causing precipitation in Ilam and its predictability using the WRF mesoscale model. *Geography and Regional Development*, 18(2). (In Persian)
16. Kiladis, G. N., & Weickmann, K. M. (1992). Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. *Monthly Weather Review*, 120, 1900-1923.
17. Lee, J. C. K., Lee, R. W., Woolnough, S. J., & Boxall, L. J. (2020). The links between the Madden-Julian Oscillation and European weather regimes. *Theoretical and Applied Climatology*,

multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Monthly Weather Review*, 132, 1917–1932.

- [Doctoral dissertation, Institute of Geophysics, University of Tehran]. (In Persian)
27. Ranjbar Sa'adat-Abadi, A., & Souri, N. (2017). Study of atmospheric circulation anomalies associated with Madden-Julian Oscillation activity and winter precipitation in Iran. *Iranian Journal of Geophysics*, 11(1), 49–65. (In Persian)
 28. Ranjbar Sa'adat-Abadi, A. (2025). Analysis of 500 hPa atmospheric circulation anomalies and their impact on dry and wet periods in Iran (1995–2024). *Journal of Geographical Research: Natural*, 57(3), 23–42. <https://doi.org/10.22059/jphgr.2025.403917.1007903> (In Persian)
 29. Seo, K. H., & Son, S. W. (2012). The global atmospheric circulation response to tropical diabatic heating associated with the Madden-Julian oscillation during northern winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 79–96. <https://doi.org/10.1175/2011JAS3686.1>
 30. Sperber, K. R. (2003). Propagation and the vertical structure of the Madden-Julian Oscillation. *Monthly Weather Review*, 131, 3018–3037.
 31. Vigaud, N., Tippett, M. K., & Robertson, A. W. (2019). Deterministic skill of subseasonal precipitation forecasts for the East Africa–West Asia sector from September to May. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 11887–11896. <https://doi.org/10.1029/2019JD030747>
 32. Vitart, F. (2014). Evolution of ECMWF sub-seasonal forecast skill scores. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(683), 1889–1899. <https://doi.org/10.1002/qj.2256>
 33. Wang, J., DeFlorio, M. J., Kim, H., Guirguis, K., & Gershunov, A. (2025). Future MJO change and its impact on extreme precipitation and temperature over the western US in CMIP6. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 130(5). <https://doi.org/10.1029/2024JD042123>
 34. Wheeler, M. C., & Hendon, H. H. (2004). An all-season real-time