

آثار فازهای مختلف نوسان مدن- جولین بر برخی کمیت‌های هواشناختی و ردسپهر در جنوب غرب آسیا

محمدعلی نصرافهانی^{۱*}، علیرضا محب‌الحجه^۲ و فرهنگ احمدی‌گیوی^۲

۱. استادیار، گروه مهندسی آب، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۲. دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۵/۴/۱۲، پذیرش نهایی: ۹۶/۳/۲)

چکیده

در این مطالعه با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR و شاخص چندمتغیره نوسان مدن-جولین تلاش شده است تا آثار فازهای مختلف این پدیده بر توزیع برخی از کمیت‌های مهم هواشناختی در منطقه خاورمیانه، بررسی و برای آن توضیح فیزیکی ارائه شود. به این منظور دوره‌های بحرانی MJO از سال ۱۹۷۴ تا ۲۰۱۵ براساس شاخص آن تفکیک شده و میانگین و بی‌هنجاری کمیت‌های منتخب به دست آمده است. نتایج نشان داد که اثر هم‌شاری و واشاری ناشی از MJO روی اقیانوس هند تا خاورمیانه و شرق دریای مدیترانه نیز گسترش می‌یابد؛ به این صورت که ترابری جرم از مرکز همرفت به سوی شرق دریای مدیترانه در ترازهای بالای و ردسپهر در فاز چهار سبب حرکت‌های فروسو در این منطقه می‌شود. این چرخه در فازهای هفت و هشت MJO عکس می‌شود و بی‌هنجاری حرکت‌های فراسو و واگرایی (همگرایی) در ترازهای بالای (پایین) و ردسپهر در شرق مدیترانه را به وجود می‌آورد. جابه‌جایی جرم در این دو فاز در نهایت سبب ایجاد شرایط مناسب چرخندزایی در شرق مدیترانه در فاز چهار و از بین رفتن آن در فاز هشت می‌شود.

واژه‌های کلیدی: پتانسیل سرعت، تابش موج بلند، چرخندزایی، مدیترانه، نوسان مدن-جولین، واگرایی.

۱. مقدمه

شکل گرفته که سبب سرکوب حرکت‌های فراسو در این نواحی می‌شود. براساس موقعیت مرکز همرفت برای این پدیده، هشت فاز مختلف تعیین می‌شود (ویلر و هندون، ۲۰۰۴) که در فازهای سه و چهار با بیشینه شدت همرفت در فازهای هفت و هشت با بیشینه سرکوب همرفت در شرق اقیانوس هند و مجمع‌الجزایر اندونزی همراه است. اثر گردش‌های جوئی در نواحی حاره‌ای تنها بر کمیت‌های جوئی و اقیانوسی آن نواحی محدود نیست؛ از این رو همواره تأثیر متقابل شارش جوئی در عرض‌های میانی و نواحی حاره‌ای مورد توجه پژوهشگران بوده است. مطالعات مختلف نیز نشان می‌دهند که همرفت عمیق در مناطق حاره، شارش عرض‌های میانی را به طور مستقیم (هاسکینز و کارولی، ۱۹۸۱) و غیرمستقیم (شوبرت و پارک، ۱۹۹۱) متأثر می‌کند. در این میان، تأثیر MJO به عنوان مد اصلی تغییرپذیری درون فصلی بزرگ مقیاس در نواحی حاره‌ای (وکی و بند، ۲۰۰۴) اهمیت ویژه‌ای دارد و مطالعات زیادی در این باره انجام گرفته است.

با توسعه علم هواشناسی و تلاش پژوهشگران این حوزه برای تحلیل داده‌های با ارزش هواشناسی که از حدود ۶۰ سال گذشته به طور منظم جمع‌آوری شده‌اند، جنبه‌های بسیار شگرفی از برهمکنش‌هایی که در جو کره زمین رخ می‌دهد، آشکار شده است. از جمله آن‌ها می‌توان به برهمکنش بین نواحی حاره‌ای جو کره زمین و نواحی جنب‌حاره‌ای و عرض‌های میانی اشاره کرد. در این میان نقش و آثار نوسان مدن-جولین (MJO)، به عنوان مهم‌ترین عامل واداشت تغییرپذیری درون فصلی نواحی حاره‌ای، بسیار شایان توجه و انکارناپذیر است.

نوسان مدن-جولین یک سری تغییرات دوره‌ای با دوره تناوب متغیر ۶۰-۳۰ روز در بادهای مدارای حاره‌ای است (مدن و جولین، ۱۹۷۱). به طور کلی می‌توان گفت MJO آشفته‌گی درون فصلی همرفتی است که از روی اقیانوس هند به سوی شرق حرکت کرده و روی مجمع‌الجزایر اندونزی به بیشترین دامنه (شدت) می‌رسد. با عبور این آشفته‌گی از اقیانوس هند، به جای آن حرکت‌های فروسو

مطالعه همچنین نشان می‌دهد در زمانی که همرفت در شرق اقیانوس هند قرار دارد، احتمال رخداد بارش‌های فرین در جنوب غرب آسیا بسیار کم است.

الوارس و همکاران (۲۰۱۶) تأثیر MJO بر بارش و دمای سطحی را در قاره آمریکا جنوبی بررسی کردند. نتایج این پژوهش حاکی از آن است که تغییر الگوهای همگرایی و واگرایی ترازهای زیرین در فازهای مختلف MJO سبب تغییر شدت و توزیع بارش در قسمت‌های مختلف ناحیه مورد مطالعه می‌شود. این آثار به‌ویژه در فازهای چهار، پنج، هفت و هشت چشم‌گیر است.

ژیا و همکاران (۲۰۱۱) تأثیر پدیده مدن-جولین را بر بارش زمستانه چین با استفاده از شاخص MJO چندمتغیره در زمان واقعی بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان می‌دهد که هشت فاز متفاوت MJO، تأثیر زیادی بر بارش زمستانه در چین دارند. پدیده MJO باعث بی‌هنجاری در بارندگی و تغییر جزئی و حتی سامان‌مند در آورد حوزه رودخانه یانگ‌تسه می‌شود. در جنوب چین، با انتشار شرق‌سوی مرکز همرفت از اقیانوس هند به اقیانوس آرام، تأثیر MJO مشخص می‌شود. وقتی MJO در فازهای دو و سه (شش و هفت) باشد، احتمال رخداد بارش بسیار بیشتر (کمتر) می‌شود.

در داخل کشور مطالعات اندکی درباره تأثیر MJO بر تغییرات زمانی و مکانی بارش کشور انجام گرفته است. به عنوان مثال قائدامینی و گلکار (۱۳۸۹) تأثیر پدیده MJO را بر وقوع دوران‌های خشک و تر استان خوزستان واقع در جنوب غرب ایران، در ماه‌های نوامبر تا آوریل ارزیابی کرده‌اند. برای این منظور، داده‌های بارش ماهانه ۸ ایستگاه در مناطق مختلف این استان استفاده شده است. آن‌ها با به‌کار بردن دو شاخص معروف مالونی-کیل و ویلر-هندون، فازهای مثبت و منفی MJO (به ترتیب افزایش و کاهش فعالیت‌های همرفتی در ناحیه حاره‌ای اندونزی) را در مقیاس زمانی ماهانه و فصلی شناسایی کردند. نتایج این پژوهش نشان داد که مقدار بارش فصلی استان خوزستان در فاز منفی MJO به‌طور معناداری بیشتر از فاز مثبت این

پیشینه مطالعات یادشده، به دهه ۱۹۷۰ و پس از شناسایی این پدیده توسط مدن و جولین برمی‌گردد. در سال‌های اخیر، پژوهشگران برای مطالعه آثار MJO در عرض‌های میانی، کمیت‌های هواشناختی متنوعی را به کار گرفته‌اند. بند و وکی (۲۰۰۳) ارتباط بارندگی در شمال غرب آمریکا و مناطق مجاور اقیانوس آرام با MJO را بررسی و مشاهده کردند که بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ناشی از MJO، تا عرض‌های بالای نیمکره شمالی گسترده شده است. در ادامه این پژوهش، وکی و بند (۲۰۰۴) ارتباط بین MJO و دمای سطح زمین در عرض‌های بالای نیمکره شمالی را بررسی کردند و نشان دادند که فازهای دو و هفت (پنج) MJO، سبب گرمایش (سرمایش) در نواحی مرکزی و شمالی آلاسکا می‌شود.

نتایج مطالعات بسیاری حاکی از اثر آشفستگی‌های حاره‌ای بر بارش دیگر نواحی کره زمین است. پاگل و همکاران (۲۰۰۰) نشان دادند که دو مد بی‌هنجاری منفی تابش موج بلند خروجی (OLR) واقع در غرب نواحی حاره‌ای اقیانوس آرام، سبب تشکیل یک قطار موج می‌شود که تا منطقه‌ای همراه با همرفت شدید در اطلس جنوبی گسترش دارد و این ناحیه به نام ناحیه همگرایی اطلس جنوبی (SACZ برای South Atlantic Convergence Zone) شناخته می‌شود. یکی از این دو مد با دوره تناوب ۴۰-۳۶ روز تقریباً با دوره تناوب پدیده MJO مشابه است. جونز (۲۰۰۰) امکان وجود ارتباط بین MJO و رخداد بارش فرین را در ناحیه کالیفرنیا مطالعه کرد و نشان داد که بسامد وقوع این رخداد در زمان فعال‌بودن MJO بیشتر است. در ادامه این تحقیق، جونز و همکاران (۲۰۰۴) اثر تغییر فاز MJO و به عبارت دیگر تغییر مکان ناحیه همرفت را بر رخداد بارش‌های فرین، در نقاط مختلف کره زمین از جمله در جنوب غرب آسیا مطالعه کردند. براساس نتایج این پژوهش، زمانی که ناحیه همرفت در غرب اقیانوس آرام قرار گرفته و شرایط بر روی اقیانوس هند سبب سرکوب همرفت می‌شود، احتمال رخداد بارش فرین از عربستان سعودی تا افغانستان، ۴۰ درصد بیشتر می‌شود. این

مشخص شود. بدین صورت، این مطالعه می‌تواند مبنایی برای توضیح دلایل رخداد‌های هواشناختی عرض‌های میانی و جنب‌حاره‌ای باشد که دوره تناوب آن‌ها با دوره تناوب پدیده MJO برابر یا تقریباً برابر است. در این راستا همچنین تلاش شده است ارتباط بین رخداد همرفت ناشی از MJO و تغییر کمیت‌های هواشناختی در خاورمیانه و شرق مدیترانه در دو حالت فرین توضیح داده شود.

۲. داده‌ها و روش کار

روش اصلی پژوهش در این مطالعه مبتنی بر میانگین‌گیری کمیت‌های هواشناختی و بی‌هنجاری آن‌ها در فازه‌های مختلف MJO است. برای شناسایی فازه‌های مختلف MJO از شاخص چندمتغیره مرکز پژوهش‌های اداره هواشناسی استرالیا (BMRC) برای Meteorology of Bureau Centre Research استفاده شده که بر مبنای دو تابع اول متعامد تجربی چند میدان هواشناختی (RMM1 و RMM2) است (ویلر و هندن، ۲۰۰۴). با داشتن مقدار این دو شاخص، موقعیت یاخته همرفت و شدت آن به آسانی مشخص می‌شود. با توجه به موقعیت یاخته همرفت، هشت فاز مختلف برای MJO تعریف می‌شود که این فازها از غرب اقیانوس هند (فاز یک) آغاز می‌شوند و در مناطق مرکزی و حاره‌ای اقیانوس آرام (فاز هشت) به پایان می‌رسند. شدت رخداد MJO نیز از جذر مجموع مربعات دو شاخص RMM1 و RMM2 به دست می‌آید، به طوری که هرچه این عدد از یک بزرگ‌تر باشد بیانگر رخداد قوی‌تر MJO است.

برای مشاهده بهتر آثار MJO در منطقه مورد مطالعه، تنها دوره‌های قوی MJO در ماه‌های زمستان شامل دسامبر، ژانویه و فوریه در نظر گرفته شده است. به این منظور دوره‌هایی که اندازه شاخص بیشتر از یک بوده و فاز MJO در آن‌ها حداقل پنج روز تداوم داشته است، تفکیک شده و میانگین‌گیری در این دوره‌ها انجام گرفته است. بر این اساس روزهای تفکیک شده برای هر فاز به شرح جدول ۱ است.

پدیده است (حدود ۱/۵ تا ۳ برابر). آزمون‌های آماری نیز نشان می‌دهد که بسامد دوران‌های خشک و تر به ترتیب با رخداد فازه‌های مثبت و منفی MJO در ارتباط است. با حاکم شدن فاز مثبت، احتمال رخداد خشک‌سالی در استان بین ۵۰ تا ۹۰ درصد تغییر می‌کند. از سوی دیگر در فاز منفی MJO، احتمال رخداد دوره تر بین ۵۵ تا ۸۰ درصد متغیر است. ناظم‌السادات و قائدامینی (۱۳۸۷) و قائدامینی و ناظم‌السادات (۱۳۹۱) پژوهش‌های مشابهی برای استان‌های فارس و سیستان و بلوچستان در فازه‌های مختلف MJO صورت دادند و تقریباً نتایج مشابهی به دست آوردند. ناظم‌السادات و شاهقلیان (۱۳۹۳) ارتباط بارش‌های سنگین جنوب غرب ایران را با این رخداد، بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که بیشتر بارش‌های سنگین در این ناحیه در فازه‌های ۷، ۸ و ۲ رخداد MJO اتفاق افتاده‌اند. در محدود کارهایی که دینامیک این پدیده مطالعه شده است، عالم‌زاده و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی اثر متقابل دو دورپیوند MJO و NAO پرداختند. نتایج آن‌ها نشان داد که فازه‌های مختلف این دو پدیده ارتباط هماهنگی با یکدیگر دارند؛ به طوری که پدیده NAO از طریق القاء تغییرات باد مداری در ترازهای بالای جو تا اقیانوس هند، همرفت ناشی از نوسان مدن-جولین را متأثر می‌کند. از سوی مقابل، اثر MJO بر NAO به صورت شکست متفاوت امواج راسپی در ناحیه اقیانوس اطلس ناشی از فازه‌های مختلف MJO است.

بیشتر مطالعاتی که تاکنون درباره MJO و آثار آن در مناطق دیگر انجام گرفته است، بر پایه رخداد‌های فرین ناشی از این پدیده بوده و بیشتر بر کمیت بارش متمرکز است. از این‌رو فازه‌های سه، چهار، هفت و هشت این پدیده بیشتر مد نظر پژوهشگران بوده و کمتر به سیر تحول این آثار هم‌زمان با تحول MJO و سازوکار برهمکنش آن پرداخته شده است. در این مقاله سعی بر آن است با بررسی وضعیت کمیت‌های گوناگون هواشناختی در هشت فاز مختلف MJO، تغییر این کمیت‌ها هم‌زمان با جابه‌جایی شرق‌سوی یاخته همرفت ناشی از MJO

جدول ۱. تعداد روزهای انتخابی برای هر فاز MJO.

۸-۹	۷-۸	۶-۷	۵-۶	۴-۵	۳-۴	۲-۳	۱-۲	۱- فاز
۲۲۸-۱۸	۲۶۰-۱۷	۱۸۴-۱۶	۱۵۹-۱۵	۱۸۶-۱۴	۲۴۵-۱۳	۱۹۱-۱۲	۱۱۶-۱۱	۱۰- تعداد روز

آمده است. داده‌های تابش موج بلند خروجی برای این دوره نیز از مرکز NOAA تهیه شده است.

۳. تحلیل نتایج

۳-۱. توزیع تابش موج بلند خروجی

شکل ۱ میانگین بی‌هنجاری تابش موج بلند خروجی (OLR) نسبت به میانگین بلندمدت زمستانی را برای هشت فاز مختلف MJO نشان می‌دهد. با توجه به جذب قابل توجه تابش موج بلند زمینی توسط بخار آب موجود در جو، بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی این کمیت به ترتیب نشان‌دهنده موقعیت شاخه‌های نزولی و صعودی MJO است. چنانچه در فاز یک دیده می‌شود (شکل ۱-الف)، ابتدا در نواحی حاره‌ای اقیانوس هند بی‌هنجاری منفی OLR که بیانگر حرکت‌های فراسو و ابرناکی بیشتر از میانگین است، شکل می‌گیرد. در این فاز، بر روی قاره دریایی (مجمع‌الجزایر اندونزی) و شمال استرالیا، بی‌هنجاری مثبت OLR و حرکت‌های فرسو به چشم می‌خورد. در فازهای بعدی مشاهده می‌شود که بی‌هنجاری منفی بر روی اقیانوس هند تشدید شده و به سمت شرق حرکت کرده است. همچنین بی‌هنجاری مثبت واقع بر قاره دریایی نیز به سمت شرق حرکت کرده و تا حد زیادی ضعیف شده است. در فاز چهار، همرفت به شرق اقیانوس هند رسیده و بی‌هنجاری منفی OLR ناشی از آن بسیار گسترده شده است؛ در حالی که در غرب اقیانوس هند، بی‌هنجاری مثبت در حال شکل گرفتن است (شکل ۱-د). نمودار OLR در این چهار فاز و فاز بعدی با نتایج کیم و همکاران (۲۰۰۶) که این پنج فاز را بررسی کرده‌اند، کاملاً مشابه است.

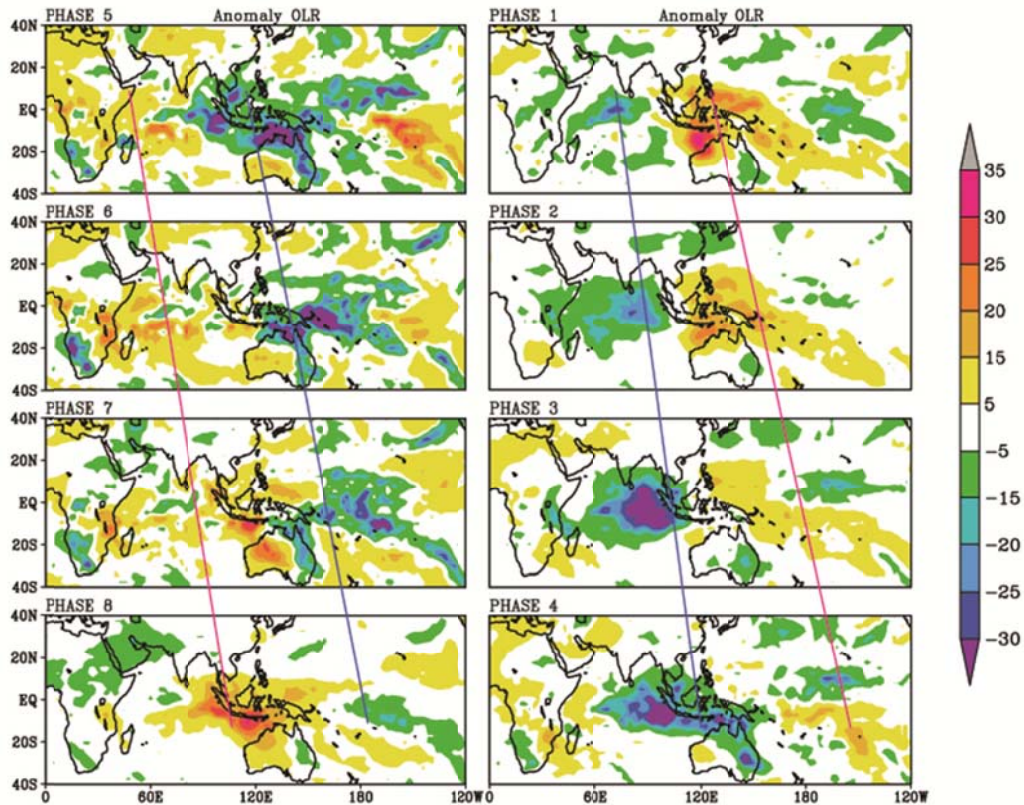
گام بعدی در این پژوهش، تحلیل میانگین بی‌هنجاری کمیت‌های مختلف هواشناختی نظیر تابش موج بلند خروجی، مؤلفه قائم سرعت، میدان پتانسیل سرعت و میدان باد واگرا در فازهای مختلف MJO از تراز سطح دریا تا تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال است. دو کمیت اول از داده‌های پژوهش مستقیماً ترسیم و تحلیل شده، ولی دو کمیت آخر با استفاده از داده‌های تحقیق و در فضای طیفی (که دقیق‌تر از روش‌های تفاضل محدود است) محاسبه و نتایج آن تحلیل شده است. برای محاسبه بی‌هنجاری این کمیت‌ها، میانگین بلندمدت زمستانی (ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه) از مقدار مطلق آن‌ها کسر شده است. کمیت پتانسیل سرعت را می‌توان براساس تعریف واگرایی به صورت زیر نوشت (هولتون، ۲۰۰۴):

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \nabla^2 \chi \quad (1)$$

که در آن \mathbf{V} بردار افقی باد و χ پتانسیل سرعت است. براساس ویژگی عملگر لاپلاسین، رابطه ۱ نشان می‌دهد که در محل بیشینه نسبی پتانسیل سرعت، همگرایی و در محل کمینه نسبی آن، واگرایی وجود دارد. برای محاسبه پتانسیل سرعت، معکوس عملگر لاپلاس بر میدان واگرایی اعمال می‌شود. پس از محاسبه میدان پتانسیل سرعت، مؤلفه واگرایی باد (\mathbf{V}_χ) از رابطه زیر تعیین می‌شود:

$$\mathbf{V}_\chi = -\nabla \chi \quad (2)$$

داده‌های مربوط به این مطالعه (غیر از تابش موج بلند خروجی) از مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی / مرکز ملی پژوهش‌های جوئی آمریکا موسوم به NCEP/NCAR (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) از سال ۱۹۷۴ تا ۲۰۱۵ به دست



شکل ۱. میانگین بی‌هنجاری OLR نسبت به میانگین بلندمدت (بر حسب Wm^{-2}) در هشت فاز مختلف MJO از ۰ تا ۲۴۰ درجه طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی ۴۰ درجه جنوبی تا ۴۰ درجه شمالی. خطوط آبی و قرمز به ترتیب جابه‌جایی بی‌هنجاری منفی (همرفت) و مثبت OLR را نشان می‌دهند.

بی‌هنجاری‌های منفی و مثبت ناشی از رخداد MJO را بر روی کمربند حاره‌ای کره زمین نشان می‌دهند.

۳-۲. توزیع پتانسیل سرعت و باد واگرا

در شکل ۲ میانگین بی‌هنجاری کمیت پتانسیل سرعت به همراه بی‌هنجاری مؤلفه واگرایی باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای هشت فاز MJO نشان داده شده است. شکل ۲-الف توزیع این کمیت‌ها را در فاز یک MJO نشان می‌دهد. در این شکل، در نواحی حاره‌ای غرب اقیانوس هند و شرق قاره آفریقا که محل آغاز رخداد MJO است، بی‌هنجاری باد واگرا در تمام جهت‌ها دیده می‌شود. قسمتی از بردارهای باد شرق‌سو، پس از عبور از روی اقیانوس هند در ناحیه قاره دریایی همگرا شده و آن دسته که شمال‌سو هستند تا ناحیه مدیترانه امتداد می‌یابند. با این جهت‌گیری، بی‌هنجاری باد واگرا می‌تواند شاخه

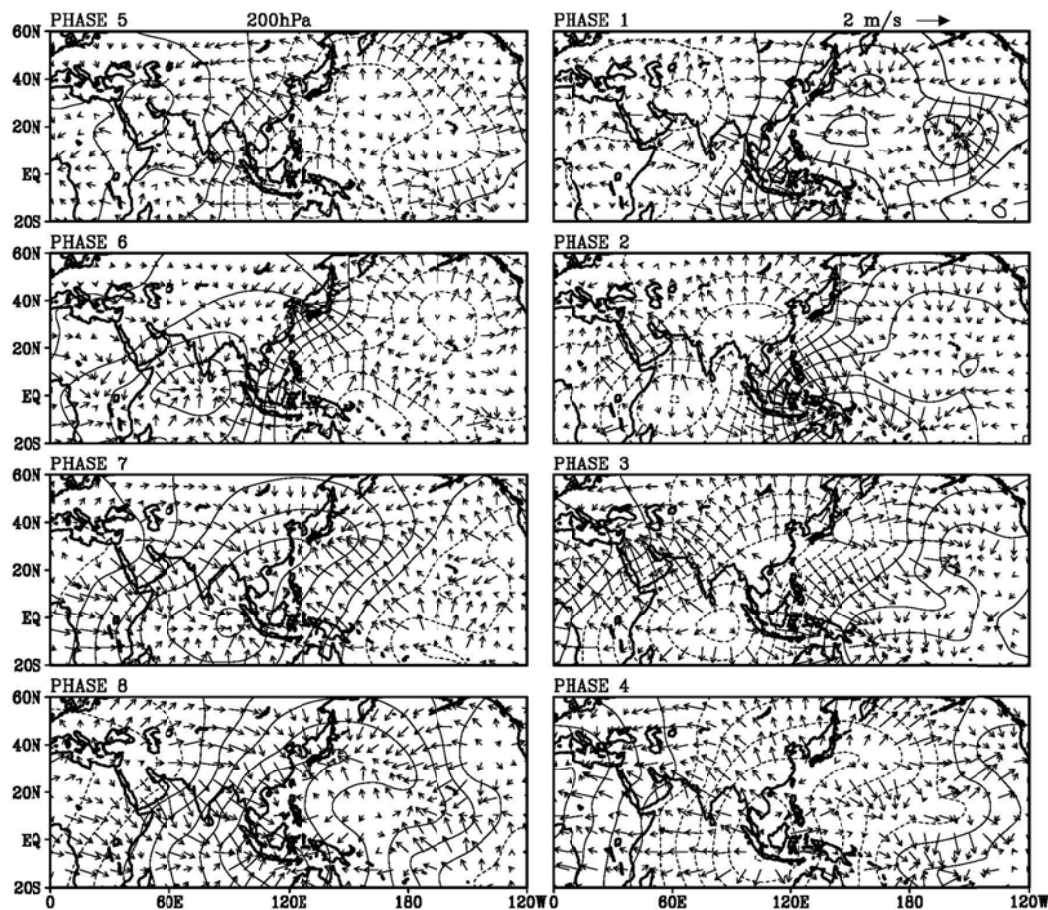
در فاز پنج (شکل ۱-ه) بی‌هنجاری منفی تقریباً در شمال استرالیا دیده می‌شود و در فاز شش، این بی‌هنجاری مسافت بیشتری به سمت شرق حرکت کرده است. در این فاز بی‌هنجاری منفی ضعیف شده و بر روی اقیانوس آرام گسترش یافته است، به طوری که در فازهای هفت و هشت (شکل‌های ۱-ز و ۱-ح) می‌توان آن را به شکل یک موج ایستا در نظر گرفت. از سوی دیگر، بی‌هنجاری مثبتی که در فاز چهار بر روی اقیانوس هند دیده می‌شود، در فازهای بعدی تقویت شده و به سرعت خود را به شرق اقیانوس آرام رسانده است. در فازهای پنج تا هشت این بی‌هنجاری به بیشینه شدت خود رسیده و حرکت شرق‌سوی خود را با سرعت کمتری ادامه می‌دهد و در فاز هشت به صورت دو مرکز بیشینه بر روی قاره دریایی و شرق اقیانوس هند قرار گرفته است. خطوط آبی و قرمز در شکل ۱ به ترتیب مسیر حرکت از غرب به شرق

مدیترانه کشیده شده‌اند و یک ناحیه همگرایی ضعیف در شرق مدیترانه شکل داده‌اند.

در فاز سه، مرکز واگرایی اقیانوس هند ضمن حرکت به سوی شرق در مقایسه با فاز قبلی، در کل اقیانوس هند گسترده شده است (شکل ۲-ج). اندازه بردارهای باد واگرا نیز به سمت خاورمیانه بزرگ‌تر شده و این بردارها در شرق مدیترانه کاملاً همگرا شده‌اند. در این فاز، در شمال قاره آفریقا یک مرکز همگرا به چشم می‌خورد؛ بردارهای باد ناشی از سوی اقیانوس هند در این منطقه همگرا می‌شوند. الگوی باد واگرا بر روی قاره آسیا در مقایسه با فاز قبلی تغییری نکرده، ولی اندازه بردارها بزرگ‌تر شده است؛ این می‌تواند به دلیل تشدید واگرایی بر روی اقیانوس هند باشد.

شمال‌سوی یاخته هادلی را تقویت کند. در شکل ۲-الف، ناحیه دیگری از بی‌هنجاری باد واگرا با وسعت کمتر و در جنوب شرق کشور ایران دیده می‌شود. جهت این بی‌هنجاری باد واگرا بیشتر به سمت شمال شرق و شمال غرب بوده و اندازه آن به سمت جنوب بسیار ناچیز است.

در فاز دو (شکل ۲-ب)، مراکز بی‌هنجاری واگرایی که در غرب اقیانوس هند و جنوب شرق ایران قرار داشتند، به سمت شرق جابه‌جا شده‌اند. مرکز واقع بر روی اقیانوس هند در این فاز در مقایسه با فاز قبلی تقویت شده است. اندازه بردارهای باد واگرا نیز که در فاز قبلی با جهت شمال‌سو در شمال خط استوا واقع بودند، بزرگ‌تر شده و با جهت شمال‌غربی به سمت شمال آفریقا و دریای



شکل ۲. میانگین بی‌هنجاری پتانسیل سرعت در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای هشت فاز مختلف MJO به همراه بی‌هنجاری مؤلفه واگرایی باد از ۲۰ درجه جنوبی تا ۶۰ درجه شمالی و ۰ تا ۲۴۰ درجه طول جغرافیایی. بازه پرنده $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ بوده، مقادیر منفی با خط چین نشان داده شده و خط صفر حذف شده است.

خاورمیانه را در برگرفته است. با توجه به شکل، جهت بردارهای باد واگرا به سوی شرق و جنوب شرق است. بزرگی این بردارها در مقایسه با فاز قبل بیشتر شده و جهت آن‌ها کاملاً عکس فازهای دو تا چهار است. مراکز همگرایی متعددی نیز مشاهده می‌شود که یکی از آن‌ها در نواحی حاره‌ای اقیانوس آرام واقع است و دو مرکز دیگر در غرب آرام شمالی و شرق اقیانوس هند قرار دارند. به نظر می‌رسد که مرکز اولی الگوی دائمی این ناحیه باشد، زیرا در همه فازه‌ها تقریباً حضور داشته و فقط شدت آن با تغییر فاز MJO تغییر می‌کند. ناحیه همگرایی که در شرق اقیانوس هند به چشم می‌خورد، در واقع همان مرکز همگرایی است که در فاز پیشین در مرکز اقیانوس هند قرار داشت و اکنون ضمن تقویت و جابه‌جایی به سمت شرق، در این موقعیت قرار گرفته است.

ناحیه بی‌هنجاری واگرایی واقع در مرکز مدیترانه و خاورمیانه در فاز ۸ در مقایسه با فاز قبل قوی‌تر شده و مقادیر منفی پتانسیل سرعت قسمت‌های بیشتری از خاورمیانه و حتی بخش‌هایی از نواحی حاره‌ای قاره آفریقا را پوشانده است (شکل ۲-ح). در این ناحیه، بردارهای باد واگرا در تمام جهت‌ها دیده می‌شوند، ولی بزرگی آن‌ها در جهت جنوب شرق (به سوی اقیانوس هند) بیشینه است. این بردارها پس از عبور از اقیانوس هند، در ناحیه قاره دریایی همگرا شده‌اند. این بی‌هنجاری همگرایی که در فاز قبل در شرق اقیانوس هند وجود داشت، در این فاز ضمن تقویت، به سمت شرق جابه‌جا شده است.

شکل ۳ میانگین بلندمدت سرعت قائم فشاری را برای فصل زمستان در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب kPa day^{-1}) نشان می‌دهد. با توجه به شکل، بین خط استوا و عرض ۱۰ درجه شمالی، در مرکز و شرق اقیانوس هند تا غرب اقیانوس آرام حرکت‌های فراسو به دلیل آب‌های گرم اقیانوسی و منطقه همگرایی درون حاره‌ای (Inter Tropical Convergence Zone, ITCZ) دیده

طبق شکل ۲-د مربوط به فاز چهار، مرکز واگرایی اقیانوس هند با سرعت به سمت شرق حرکت کرده و بر روی قاره دریایی و شرق اقیانوس هند قرار گرفته است. بزرگی بردارهای باد واگرا در خاورمیانه و شمال آفریقا کمتر شده، ولی هم‌چنان در شمال آفریقا و مدیترانه همگرایی دیده می‌شود. در فاز پنج، الگوی همگرایی و واگرایی در ناحیه خاورمیانه دستخوش تغییر زیادی شده است (شکل ۲-ه). مرکز همگرایی که در فازهای پیشین در شمال غرب آفریقا واقع بود، به سمت شرق جابه‌جا شده و در این فاز در نواحی حاره‌ای قاره آفریقا قرار گرفته است. در منطقه خاورمیانه و اقیانوس هند، الگوهای واگرایی یا همگرایی وضعیت خاصی ندارد. الگوی واگرایی فاز قبل که در شرق اقیانوس هند قرار داشت، در فاز پنج در شمال استرالیا و بر روی قاره دریایی مشاهده می‌شود. وجود واگرایی در این قسمت سبب شکل‌گیری یک ناحیه همگرایی در شرق آسیا شده است؛ به بیان دیگر، بردارهای باد واگرای واقع بر روی قاره دریایی در این منطقه همگرا می‌شوند.

میانگین بی‌هنجاری پتانسیل سرعت و بردار باد واگرا در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای فاز شش MJO در شکل ۲-و ارائه شده است. در این شکل مشاهده می‌شود که برخلاف فازهای یک و دو، در مرکز اقیانوس هند همگرایی شکل گرفته و بردارهای باد واگرا در این ناحیه حالت هم‌شاری دارند. در این فاز، جهت بردار باد واگرا در خاورمیانه و قسمت‌های وسیعی از مرکز و جنوب قاره آسیا، در مقایسه با فازهای یک و دو، برعکس شده است. هم‌چنین ایجاد یک ناحیه وسیع واگرایی بر روی مدیترانه در فاز شش موجب تغییر جهت کامل بردارهای باد واگرا در مقایسه با فازهای یک و دو شده است.

در فاز هفت (شکل ۲-ز)، یک ناحیه واگرایی بر روی دریای مدیترانه مشاهده می‌شود که در مقایسه با فاز قبلی قوی‌تر شده و قسمت‌هایی از شمال آفریقا و

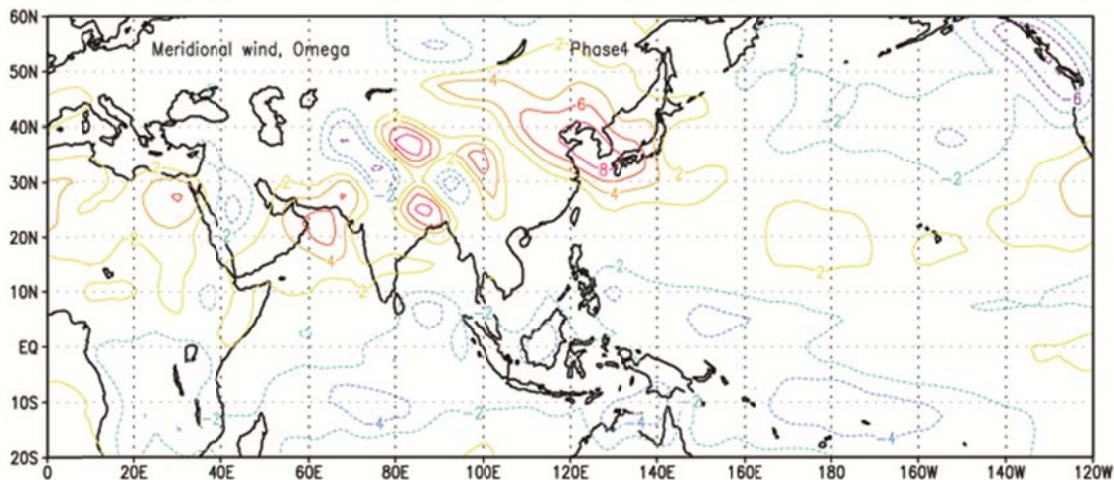
زمانی $\bar{\omega}'_p$ به سادگی از رابطه زیر به دست می آید:

$$\bar{\omega}'_p = \bar{\omega}_p - \bar{\omega}_{LM} \quad (3)$$

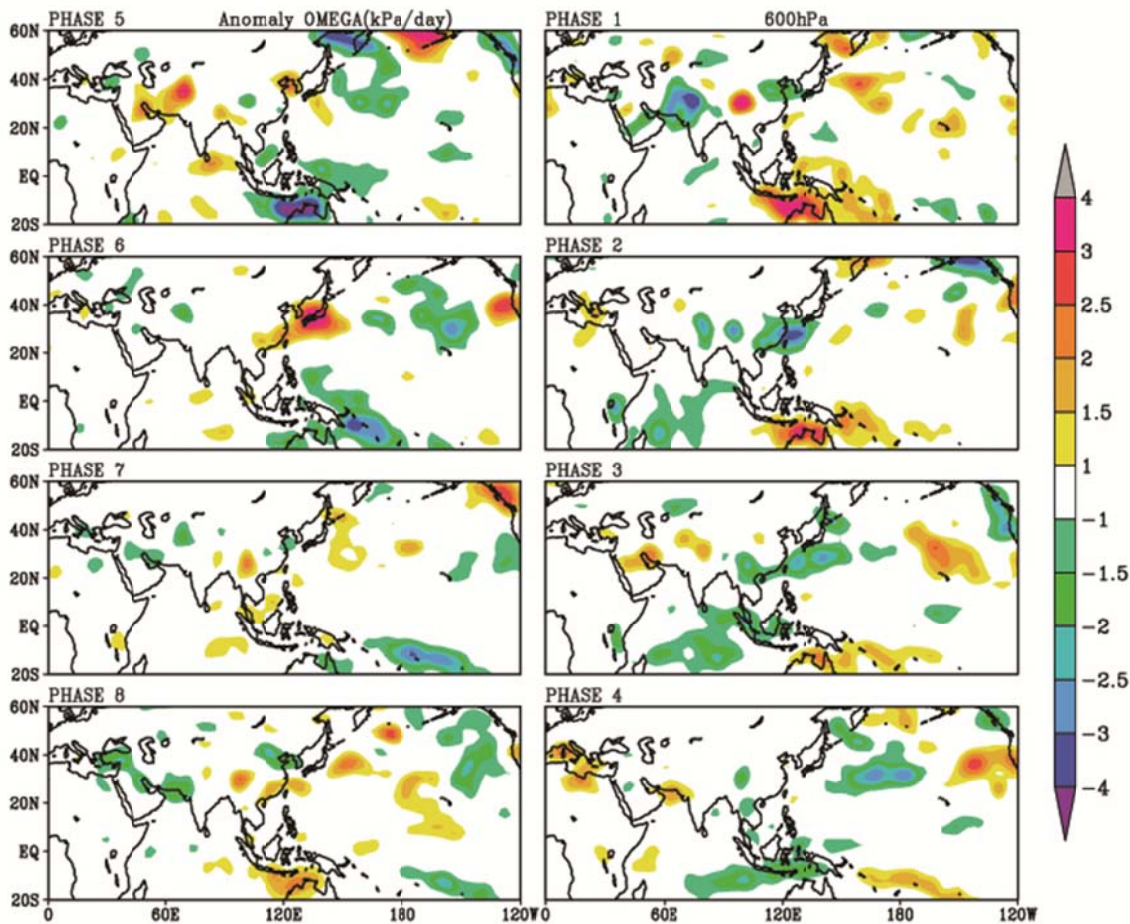
که در آن $\bar{\omega}_{LM}$ میانگین بلندمدت مؤلفه قائم سرعت در دستگاه فشاری در فصل زمستان و $\bar{\omega}_p$ میانگین مؤلفه قائم سرعت فشاری در یک فاز خاص MJO است. در شکل ۳ مشاهده شد که به طور میانگین در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال حرکت های فراسو بر روی شبه جزیره عربستان و شرق دریای سرخ و حرکت های فروسو در غرب دریای سرخ و شمال غرب آفریقا وجود دارد. در شرق آسیا نیز به طور میانگین حرکت های فروسو غالب است. انتظار می رود در صورت تأثیر MJO بر حرکت های قائم در نواحی برون حاره، میانگین آن در فازهای مختلف MJO با یکدیگر متفاوت باشد. این تفاوت با حذف میانگین بلندمدت از داده ها (مقادیر بی هنجاری، $\bar{\omega}'_p$) بهتر دیده می شود که الگوی آن در شکل ۴ ارائه شده است. با توجه به رابطه بالا، هم علامت بودن $\bar{\omega}_p$ و $\bar{\omega}'_p$ نشان دهنده تقویت حرکت های قائم است و اگر $\bar{\omega}'_p$ و $\bar{\omega}_p$ دارای علامت مخالف باشد، همدیگر را تضعیف می کنند.

می شود؛ این حرکت های فراسو نشانگر شاخه صعودی یاخته هادلی نیز هست. بین عرض های ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی، حرکت های فروسوی ناشی از شاخه نزولی یاخته هادلی قرار دارند. این حرکت های فروسو در بیشتر نواحی مابین دو عرض جغرافیایی بالا وجود دارند و بیشینه مقادیر آن ها در شرق قاره آسیا، به ویژه در سواحل شرقی اقیانوس هند واقع است. در ناحیه خاورمیانه الگوی ثابتی برای حرکت های قائم دیده نمی شود. همچنین در نواحی شمالی اقیانوس هند، جنوب پاکستان، غرب دریای سرخ و شمال غرب آفریقا حرکت های فروسو و بر روی شبه جزیره عربستان و شرق دریای سرخ حرکت های فراسو مشاهده می شود. حرکت های فروسو و فراسو به ترتیب واقع در شرق و غرب دریای سرخ می تواند ناشی از ناوه شبه دائمی باشد که در فصل زمستان در شرق مدیترانه وجود دارد (تورنس، ۲۰۰۳).

در شکل ۴ میانگین بی هنجاری مؤلفه قائم سرعت در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال ($\bar{\omega}'_p$) برای هشت فاز MJO در مقایسه با میانگین بلندمدت زمستانی نشان داده شده است. میانگین



شکل ۳. توزیع میانگین بلندمدت سرعت قائم فشاری مربوط به فصل زمستان در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال از ۰ تا ۲۴۰ درجه طول جغرافیایی و ۰ تا ۸۰ درجه شمالی. بازه پربندی 2kPa day^{-1} ، خطوط خط چین بیانگر مقادیر منفی و پررنگ صفر نیز حذف شده است.



شکل ۴. میانگین بی‌هنجاری مؤلفه قائم سرعت در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال نسبت به میانگین بلندمدت (برحسب kPa day^{-1}) در فصل زمستان برای هشت فاز مختلف MJO.

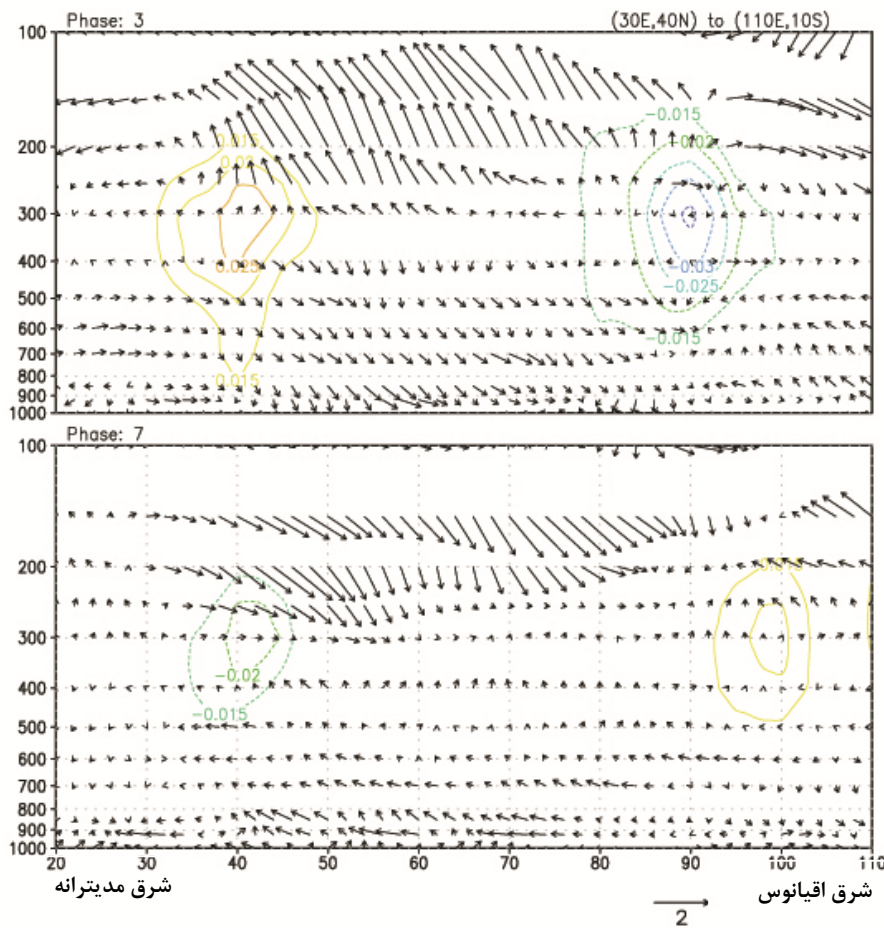
سبب سرکوب حرکت‌های فراسو در این نواحی می‌شود. در فاز سه (شکل ۴-ج) که یاخته همرفت ناشی از MJO در شرق اقیانوس هند قرار دارد، در بیشتر نواحی خاورمیانه بی‌هنجاری مثبت سرعت قائم دیده می‌شود که کاملاً ایران را در بر گرفته و بیشینه آن در جنوب غرب کشور واقع است. وجود چنین بی‌هنجاری مثبت قوی در این ناحیه، همانند فاز قبلی، می‌تواند سبب فرونشینی هوا و جلوگیری از صعود هوا شود. در فاز چهار، بی‌هنجاری مثبت سرعت قائم در بیشتر نواحی خاورمیانه ضعیف شده و شدت آن در شرق خاورمیانه به چشم

در شکل ۴ مشاهده می‌شود در فاز یک MJO که شاخه صعودی آن در مرکز اقیانوس هند در حال شکل‌گرفتن است، در شرق خاورمیانه بی‌هنجاری منفی سرعت قائم وجود دارد که مقدار آن درخور ملاحظه است (شکل ۴-الف). در فاز دو که شاخه صعودی MJO رشد کرده و به سمت شرق حرکت می‌کند، بی‌هنجاری منفی امگا در شرق خاورمیانه از بین رفته و در نواحی مرکزی و شرقی قاره آسیا قرار می‌گیرد (شکل ۴-ب). در این فاز، در جنوب خاورمیانه، شمال آفریقا و شرق مدیترانه بی‌هنجاری مثبت شکل گرفته که

۳-۳. باد واگرا و سطح مقطع مورب امگا و باد واگرا به طور خلاصه می‌توان گفت پدیده MJO با تغییر الگوی واگرایی در ترازهای بالا و پایین وردسپهر، مناطق دیگر را تحت تأثیر قرار می‌دهد؛ به گونه‌ای که هر جا شاخه صعودی MJO واقع باشد، واگرایی در ترازهای بالای وردسپهر و همگرایی در ترازهای پایین وجود داشته و در فاز مخالف بر بالای شاخه نزولی MJO، مراکز همگرایی و در زیر آن مراکز واگرایی وجود دارد. با توجه به قدرت عظیم این پدیده، در مراکز واگرایی و همگرایی، به ترتیب و اشاری و هم‌شاری در مقیاس بسیار بزرگ شکل گرفته که توسط آن‌ها گردش جو در سایر نقاط متأثر می‌شود. برای نمایش بهتر این الگو، در شکل ۵ سطح مقطع قائم بی‌هنجاری باد افقی و امگا به صورت مورب از شرق اقیانوس هند تا شرق مدیترانه در فازهای ۳ (شکل ۵-الف) و ۷ (شکل ۵-ب) نشان داده شده است. جهت بردار باد در این شکل به صورتی است که سمت پایین باد شمالی را نشان می‌دهد. بنابراین جهت بردار باد به سمت راست شکل به معنای باد شرقی و به سمت چپ شکل به معنای باد غربی است. با توجه به شکل ۵ مشاهده می‌شود که بر فراز بی‌هنجاری حرکت‌های فراسو (فروسو) در شرق اقیانوس هند، بی‌هنجاری واگرایی (همگرایی) وجود دارد. این واگرایی و همگرایی به دلیل هم‌شاری و و اشاری در این ناحیه است. با تعقیب بردارهای باد تراز بالا در دو شکل فوق ملاحظه می‌شود که امتداد آن‌ها تا شرق مدیترانه گسترش یافته و سپس در پایین وردسپهر با جهتی عکس به محل اولیه خود باز می‌گردند و در واقع یک چرخه را شکل می‌دهند. نکته قابل توجه در شکل ۵ این است که در ناحیه مدیترانه، همگرایی و واگرایی ناشی از تغییر تندی باد است و در این جا هم‌شاری و و اشاری دیده نمی‌شود.

می‌خورد. در این فاز، بر روی دریای سرخ ناحیه کوچکی با بی‌هنجاری منفی سرعت قائم شکل گرفته است، در حالی که در غرب آن و در مرکز دریای مدیترانه ناحیه‌ای وسیع با بی‌هنجاری مثبت سرعت قائم دیده می‌شود که تا شمال آفریقا گسترده شده است (شکل ۴-د).

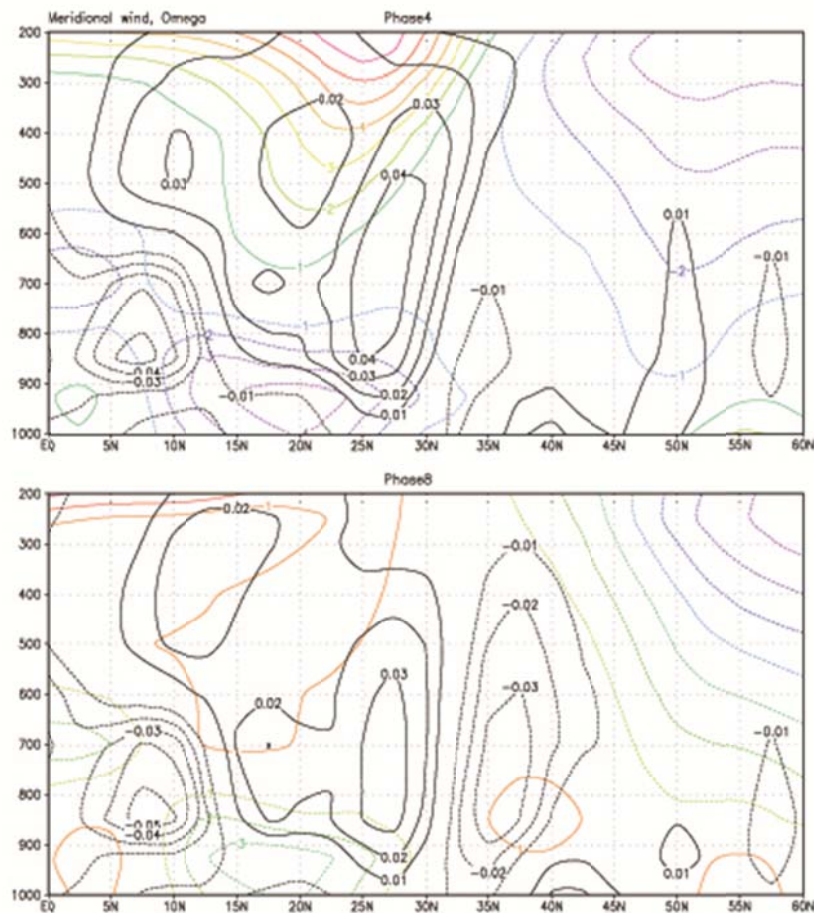
الگوی بی‌هنجاری مؤلفه قائم سرعت در فاز پنج تفاوت چندانی با فاز چهار ندارد (شکل ۴-ه). همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، بی‌هنجاری منفی امگا به ناحیه قاره دریایی رسیده و بی‌هنجاری مثبت واقع در مرکز مدیترانه ضعیف شده است. بر روی دریای سرخ نیز همانند فاز قبل، یک ناحیه کوچک با بی‌هنجاری منفی امگا قرار دارد. در فاز شش (شکل ۴-و) مراکز بی‌هنجاری مثبت سرعت قائم در اطراف خاورمیانه ضعیف شده و به شکل نواحی کوچک درآمده‌اند. نکته حائز اهمیت در این فاز، بی‌هنجاری منفی سرعت قائم است که از شمال غرب آفریقا به سمت شمال شرق کشیده شده و قسمت‌هایی از غرب خاورمیانه و شرق مدیترانه را در بر گرفته است. در فاز هفت، بی‌هنجاری منفی امگا در قسمت‌های زیادی از خاورمیانه وجود داشته و مرکز آن بر روی دریای سرخ دیده می‌شود (شکل ۴-ز). با توجه به اینکه میانگین بلنمدت فصل زمستان نشان از حرکت‌های فراسو در این ناحیه دارد (شکل ۳) این بی‌هنجاری منفی می‌تواند به این حرکت‌ها کمک کرده و آن‌ها را تقویت کند. در فاز هشت، همانند فاز قبلی، نکته قابل توجه برای خاورمیانه وجود بی‌هنجاری منفی سرعت قائم است که در مقایسه با فاز هفت ضعیف‌تر شده و با جابه‌جایی کمی به سمت شرق، هم‌چنان ناحیه وسیعی را پوشانده است (شکل ۳-ح). مرکز بی‌هنجاری منفی در این فاز، در جنوب شرق کشورهای ایران و پاکستان واقع است.



شکل ۵. نمودار سطح مقطع مورب-قائم مؤلفه واگرایی باد افقی و مؤلفه قائم باد در فاز سه (الف) و فاز هفت (ب) MJO از نقطه ۲۰ درجه شرقی و ۴۰ درجه شمالی تا نقطه ۱۱۰ درجه شرقی و ۱۰ درجه جنوبی. بازه پربندی 0.005 Pa s^{-1} بوده و جهت بردارهای باد براساس استاندارد هواشناسی است؛ جهت رو به پایین شکل سمت شمال را نشان می‌دهد. محورهای افقی و قائم به ترتیب بیانگر طول جغرافیایی و ترازهای فشاری با مقیاس لگاریتمی ارتفاع ترازها هستند. واحد مقیاس بردار باد متر بر ثانیه است.

دو شکل ۶-الف و ۶-ب نشان می‌دهد که جریان هوا در شاخه قطب‌سوی یاخته هادلی در فاز چهار به مقدار زیادی از فاز هشت قوی‌تر است. این تفاوت به‌ویژه در شاخه قطب‌سو و شاخه نزولی آن در عرض‌های جنب‌حاره آشکار است. قوی‌تر بودن حرکت‌های فرسو در فاز چهار سبب شده است که حرکت‌های فراسوی واقع در شرق مدیترانه تحت تأثیر آن قرار گرفته و در مقیاسه با فاز هشت بسیار ضعیف‌تر باشد؛ در نتیجه این موضوع می‌تواند از شکل‌گیری چرخندهای قوی در این ناحیه جلوگیری کند.

شکل ۶ توزیع قائم میانگین مداری مؤلفه‌های نصف‌النهاری و قائم باد را از ۲۰ تا ۴۰ درجه شرقی (محدوده عرض جغرافیایی شرق دریای مدیترانه) در فازهای چهار و هشت نوسان مدن-جولین نشان می‌دهد. در هر دو فاز، به‌وضوح حرکت‌های فراسو در استوا، حرکت قطب‌سوی هوا در ترازهای بالای وردسپهر و حرکت‌های فرسو در عرض ۲۵ درجه شمالی دیده می‌شود. همچنین در حدود عرض‌های ۳۰ تا ۳۵ درجه شمالی، ناحیه‌ای در هر دو فاز وجود دارد که با حرکت‌های فراسو همراه است. این حرکت‌های فراسو در شرق مدیترانه واقع شده‌اند. مقیاسه



شکل ۶. سطح مقطع قائم میانگین مداری مؤلفه‌های نصف‌النهاری (خطوط رنگی) و قائم (خطوط مشکی) باد از ۲۰ تا ۴۰ درجه شرقی برای فاز ۴ (الف) و فاز ۸ (ب) رخداد MJO. بازه پربندی برای باد نصف‌النهاری ۱m/s و برای امگا $10^{-1} s^{-1}$ است. مقادیر منفی با خط چین نمایش داده شده است.

تداوم داشته‌اند، جدا شده و میانگین کمیت‌های منتخب در این دوره‌ها محاسبه و تحلیل شده است. کمیت‌های میانگین‌گیری شده در این مطالعه شامل پتانسیل سرعت و مؤلفه واگرایی باد افقی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و مؤلفه قائم باد در دستگاه فشاری (امگا) در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال هستند. این کمیت‌ها گردش نواحی حاره‌ای و برهمکنش آن با شارش وردسپهر جنب‌حاره را بهتر نشان می‌دهند. شکل‌های مربوط به توزیع واگرایی تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و امگا در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال بیانگر وجود آثار MJO بر متغیرهای دینامیکی هواشناسی در ناحیه جنوب غرب آسیا است که می‌تواند سازوکار اثر این پدیده در این ناحیه را آشکار کند. در فازهای یک تا

۴. خلاصه و نتیجه‌گیری

در این مطالعه تلاش شده است برخی از آثار نوسان مدن-جولین در نواحی جنب‌حاره نیمکره شمالی با تأکید بر خاورمیانه بررسی شود. به این منظور از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR برای دوره زمستان (دسامبر، ژانویه و فوریه) از سال ۱۹۷۴ تا ۲۰۱۵ استفاده شده است. روش کار بیشتر بر پایه میانگین‌گیری برخی کمیت‌های هواشناختی مرتبط با رخداد همرفت و حرکت‌های بزرگ‌مقیاس جو در هشت فاز مختلف MJO و تحلیل آن‌هاست. برای شناسایی فازهای MJO از شاخص‌های روزانه آن استفاده شده است. دوره‌هایی که بزرگی شاخص از مقدار یک بیشتر بوده و حداقل ۵ روز متوالی

بلکه ناشی از تغییر تندی باد است. این تغییر تندی می‌تواند دلایل متعددی از جمله اثر ناهمواری یا برهمکنش با شارش عرض‌های میانی داشته باشد.

مراجع

عالم‌زاده، ش.، احمدی گیوی، ف.، محب‌الحجه، ع. و نصرافهانی، م. ع. و ۱۳۹۲، تحلیل دینامیکی-آماري اثر متقابل نوسان اطلس شمالی (NAO) و نوسان مدن-جولیان (MJO)، مجله ژئوفیزیک ایران، ۷(۴)، ۶۴-

۸۰

قائدامینی، ح. و ناظم‌السادات، س. م. ج.، ۱۳۹۱، ارزیابی نشان پدیده نوسان های مادن-جولیان بر رخداد بارش‌های روزانه استان های سیستان و بلوچستان و فارس، نشریه آب و خاک، ۲۶(۶)، ۱۳۷۲-۱۳۸۳.

قائدامینی، ح. و گلکار، ف.، ۱۳۸۹، ارزیابی تأثیر پدیده مادن جولیان (MJO) بر رخداد دوران‌های خشک و تر استان خوزستان، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۷(۳)، ۲۴۱-۲۵۳.

ناظم‌السادات، س. م. ج. و شاهقلیان، ک.، ۱۳۹۳، چگونگی پدیداری سامانه‌های بارش‌زای سنگین در جنوب غربی ایران و پیوند آن با پدیده MJO، نشریه آب و خاک، ۲۸(۵)، ۱۰۷۲-۱۰۸۳.

ناظم‌السادات، س. م. ج. و قائدامینی، ح.، ۱۳۸۷، بررسی تأثیر نوسانات مادن جولیان بر وقوع کرانه بالایی و پایینی بارش (سیلاب و خشکی) ماههای فوریه تا آوریل در استان فارس، م. علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه صنعتی اصفهان، ۴۶(۴)، ۴۷۷-۴۹۰.

Alvarez, M. S., Veras, C. S., Kiladis, G. N. and Liebmann, B., 2016, Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America, *Climate Dynamics*, 46, 245-262.
Bond, N. A. and Vecchi, G., 2003, The influence of the Madden-Julian Oscillation on precipitation in Oregon and Washington, *Weather and Forecasting*, 18, 600-613.
Holton, J. R., 2004, *An Introduction to Dynamic*

چهار که شاخه همرفت MJO بر روی اقیانوس هند در حال تقویت است، در جنوب غرب آسیا بی‌هنجاری همگرایی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و بی‌هنجاری حرکت‌های فروسو در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال وجود دارد. پیشینه این بی‌هنجاری‌ها در فازه‌های سه و چهار که MJO در شرق اقیانوس هند واقع شده است، دیده می‌شود. با این تحلیل، در فازه‌های سه و چهار MJO، به دلیل حرکت‌های فروسوی بی‌هنجار در جنوب غرب آسیا و به ویژه بر روی عربستان و جنوب ایران، شرایط تقویت سامانه‌های چرخندی مناسب نیست. عکس این وضعیت در فازه‌های پنج تا هشت دیده می‌شود. در این فازه‌ها، بی‌هنجاری همگرایی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و بی‌هنجاری حرکت‌های فروسو در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در فازه‌های سه و چهار به ترتیب با بی‌هنجاری واگرایی و حرکت‌های فراسو جایگزین شده و شرایط بهتری برای شکل‌گیری و تقویت مراکز چرخندی در مناطق ذکر شده، پدید می‌آید. در این مطالعه مشخص شد که اثر هم‌شاری و واشاری ناشی از MJO بر روی اقیانوس هند تا خاورمیانه و شرق دریای مدیترانه نیز گسترش می‌یابد؛ به این صورت که انتقال جرم از مرکز همرفت واقع در اقیانوس هند به سوی خاورمیانه در ترازهای بالای وردسپهر در فاز چهار نوسان مدن-جولین سبب شکل‌گیری یک ناحیه همگرایی و حرکت‌های فروسو در این منطقه می‌شود. این چرخه در فازه‌های هفت و هشت MJO عکس شده و بی‌هنجاری حرکت‌های فراسو و واگرایی (همگرایی) در ترازهای بالای (پایین) وردسپهر در شرق مدیترانه را به وجود می‌آورد. نکته دیگر آن که واگرایی و همگرایی در خاورمیانه به دلیل واشاری یا هم‌شاری در این مناطق نبوده

Meteorology. Elsevier Academic Press, 535pp.

Hoskins, B. J. and Karoly, D., 1981, The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1179-1196.

Jia, X., Chen, L. J., Ren, L. J. and Li, C. Y., 2011, Impacts of the MJO on winter rainfall and circulation in China. *Adv. Atmos. Sci.*, 28(3), 521-533, doi: 10.1007/s00376-010-9118-z.

- Jones, C., 2000, Occurrence of Extreme Precipitation Events in California and Relationships with the Madden-Julian Oscillation, *J. Climate*, 13, 3576–3587.
- Jones, C., Waliser, D. E., Lau, K. M. and Stern, W., 2004, Global Occurrences of Extreme Precipitation and the Madden-Julian Oscillation: Observations and Predictability. *J. Climate*, 17, 4575–4589.
- Kalnay, E. and Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.
- Kim, B. M., Lim, G. H. and Kim, K. Y., 2006, A new look at the midlatitude MJO teleconnection in the northern hemisphere winter. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 132, 485– 503.
- Madden, R. A. and Julian, P. R., 1971, Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702–708.
- Paegle, J. N., Byerle, L. A. and Mo, K. C., 2000, Intraseasonal Modulation of South American Summer Precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 837–850.
- Schubert, S. D. and Park, C. K., 1991, Low-frequency intraseasonal tropical–extratropical interactions. *J. Atmos. Sci.*, 48, 629–650.
- Thornes, J. B., 2003, *Environmental Issues in the Mediterranean: Processes and Perspectives from the Past and Present*, Routledge, 368pp.
- Vecchi, G. A., and Bond N. A., 2004, The Madden-Julian Oscillation (MJO) and northern high latitude wintertime surface air temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L04104, doi:10.1029/2003GL018645.
- Wheeler, M. C. and Hendon, H. H., 2004, An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1917-1932.

Effects of different phases of Madden-Julian Oscillation on some tropospheric variables in south west Asia

Nasr-Esfahany, M. A.^{1*}, Mohebalhojeh, A. R.² and Ahmadi Givi, F.²

1. Assistant Professor, Department of Irrigation engineering, Shahrekord university, Iran

2. Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 2 July 2016, Accepted: 23 May 2017)

Summary

In this investigation, some aspects of the impact of the Madden-Julian Oscillation (MJO) on the subtropical region of the Northern Hemisphere together with the underlying mechanisms are studied using NCEP/NCAR reanalysis data. The data cover winter months (December to February) from 1974 to 2015. The main method used is that of averaging and analyzing of meteorological parameters associated with convection over the Indian Ocean and the mid-latitude large scale motions in the eight phases of MJO. The indices of MJO provided by the Australia's National Weather, Climate and Water Agency (BMRC) are used to identify the MJO phases. The averaging is carried out over the periods when MJO index is higher than unity and stays in the same phase for at least 5 days. The selected parameters are the "outgoing longwave radiation" (OLR), velocity potential and divergent component of the horizontal wind at 200 hPa level and vertical component of velocity in pressure coordinate denoted by ω . These parameters have been selected based on their potential to unravel the interaction between tropical and subtropical tropospheric circulations.

The average of OLR in the selected period shows clear movement and amplification of convection cells associated with MJO from the Western Indian Ocean to the east. This confirms that the periods have been selected properly.

The distributions of averaged OLR, divergence at 200 hPa level and ω at 600 hPa level show that the southwest Asia is significantly affected by MJO. Over the Indian Ocean, convective cells of MJO are strengthened from the phase 1 to phase 4 while anomalous convection at 200 hPa level and the associated downdraft at 600 hPa level in the southwest Asia are manifested. During the phases 3 and 4 of MJO, the convection cells associated with MJO exhibit the strongest anomalies over the east of Indian Ocean. The results thus suggest that the atmospheric circulation pattern provides adverse conditions for cyclogenesis and cyclone development in the southwest Asia and especially over Saudi Arabia and the south of Iran. On the contrary, all anomalous patterns are reversed in the phase 6 to phase 8 in the tropical and subtropical region. In these phases, anomalous convergence at 200 hPa and updraft motion at 600 hPa seen during the phases 3 and 4 in the southwest Asia are replaced by anomalous divergence and updraft motion, respectively. The change is such that the atmosphere circulation provides suitable conditions for cyclogenesis and cyclone development at the downstream end of the Mediterranean storm track.

The current study shows that confluence and diffluence associated with MJO are extended from the Indian Ocean to the Middle East and the east of Mediterranean Sea. The extension is such that the movement of mass from the Indian Ocean to the Middle East at the upper troposphere in the phase 4 results in the formation of a downdraft motion in the east of Mediterranean Sea. The reverse circulation seems to prevail in the phases 7 and 8 of the MJO. Anomalous updraft motion with divergence (convergence) at the upper (lower) troposphere in the east of the Mediterranean Sea are seen when convection is suppressed in the Western Indian Ocean. Another interesting point is that the convergence and divergence in the east of the Mediterranean Sea are dominantly due to variation of wind speed (and not confluence and diffluence), which may be caused by the effects of topography or interaction with mid-latitude flow. Finally, the distribution of OLR confirms the results of the dynamical analysis in the sense that in the Middle East, positive (negative) anomalous values of OLR are seen in the phases 3 and 4 (7 and 8) suggesting less (higher) than normal cloudiness and precipitation. This study shows that confluence and diffluence associated with MJO expand from Indian Ocean to Middle-East and east of Mediterranean Sea. So that mass movement from Indian Ocean to Middle-East in upper troposphere in phase 4 causes to formation a convection center and downdraft motion in the east of Mediterranean Sea. The reverse circulation seems to occur in the phase 7 and 8 of the MJO. Anomalous updraft motion with divergence (convergence) in upper (lower) troposphere in the Eastern Mediterranean Sea are seen when suppression of convection exists in the Western Indian Ocean. Another point is that convergence and divergence in east of Mediterranean Sea is due to the variation of wind speed (not confluence and diffluence) that may be caused by topographic effects or interaction with mid-latitude flow. Distribution of OLR confirms the results of this study so that in the Middle-East, positive (negative) anomalous value of OLR is seen in phase 3 and 4 (7 and 8) which suggests less (more) than normal cloudiness and precipitation.

Keywords: Cyclogenesis, Divergence, Madden-Julian Oscillation, Mediterranean, Outgoing Long-wave Radiation (OLR), Potential velocity.

*Corresponding author:

mnasr@alumni.ut.ac.ir