

الگوهای همدیدی در دوران همراه و بدون بارش هم‌زمان با چیرگی فاز ۱ پدیده MJO: مطالعه موردی جنوب باختری ایران

سید محمد جعفر ناظم‌السادات^{۱*}، آرزو رستم‌پور^۲ و کوکب شاهقلیان^۲

^۱استاد، بخش مهندسی آب، مرکز پژوهش‌های علوم جوی و اقیانوسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران
^۲دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد هواشناسی کشاورزی، مرکز پژوهش‌های علوم جوی و اقیانوسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۳/۱۰/۲۰، تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۹/۰۸)

چکیده

پدیده مادن-جولیان (MJO) در شمار پدیده‌های مهم جوی-اقیانوسی در گستره‌های استوایی اقیانوس هند و آرام است. فاز MJO ۱ در پیکر یک سامانه بارش همرفتی در پهنه باختری اقیانوس هند استوایی پدیدار می‌گردد. پس از این، سامانه بارش‌زا در پیکر فازهای ۲ تا ۸ بخش‌های مرکزی اقیانوس آرام به پیشروی خاورسوی خود ادامه می‌دهد. پژوهش‌های پیشین نشان‌دهنده آن است که در هنگام رخداد فاز ۱ MJO، بخش بزرگی از کشور به‌ویژه گستره جنوب باختری آن با افزایش بارش روبرو می‌شود. با این همه، رخداد این فاز همیشه با بارش زایی روبرو نیست که این امر موجب خطا در پیش‌بینی بارش می‌شود. در این پژوهش در راستای کاهش خطای پیش‌بینی، سامانه‌های با ظرفیت بارش‌زایی به دو بخش سامانه‌های همراه با بارش و سامانه‌های بدون بارش تقسیم و ویژگی‌های آنها با یکدیگر مقایسه شد. این مقایسه در روی خشکی‌ها و نیز پهنه دو اقیانوس هند و آرام برای ماه‌های سرد دوران ۲۰۱۲-۱۹۷۵ به انجام رسید. از آنجا که بیشتر بارش‌ها هنگامی رخ می‌دهد که اندازه شاخص MJO بزرگ‌تر از ۱ باشد، همه ارزیابی‌ها برای چنین دورانی به انجام رسید. روشن شد که نزدیک به ۸ تا ۱۵ درصد از بارش جنوب باختری ایران در فاز ۱ MJO رخ می‌دهد. ارزیابی‌ها نشان داد که برای کاهش خطای پیش‌بینی، باید افزون بر اندازه شاخص، جایگاه جغرافیایی فعالیت‌های همرفتی در دو اقیانوس هند و آرام نیز پایش گردد. چنانچه سامانه بارش‌زا در پهنه استوایی اقیانوس هند در محدوده کناره آفریقا تا طول جغرافیایی ۶۰ درجه شرقی و بر روی اقیانوس آرام در حوزه ۱۶۰ تا ۱۴۰ درجه باختری و ۱۰ تا ۲۰ درجه جنوبی متمرکز باشد، و همچنین میانگین میزان انحراف از میانگین بارش بیشتر از ۱ میلی‌متر بر روز باشد، احتمال بارش‌زایی در جنوب باختری ایران افزایش چشمگیری پیدا می‌کند. در این دوران در آب‌های شمال باختری استرالیا و جنوب اندونزی هوا صاف می‌شود. در دوران بارش‌زایی بی‌هنجاری سرعت بادهای شرقی بر روی نواحی باختری اقیانوس هند و نیز بادهای جنوبی بر روی شبه جزیره عربستان تا چهار برابر بیشتر از دوران بدون بارش است.

واژه‌های کلیدی: MJO، فاز منفی، همرفت، بارش، جنوب باختری ایران

۱ هم پیوند می‌دهد. طی این سازوکار، تغییرات در الگوی دما یا فشار در منطقه‌ای از کره‌زمین از طریق سامانه‌های بزرگ‌مقیاس به نواحی دیگر منتقل شده و به‌صورت‌های مختلف، وضع هوا و اقلیم را متاثر می‌سازد (خوش‌اخلاق

۱ مقدمه

پیوند از دور یا دورپیوند یکی از ویژگی‌های اقلیمی در مقیاس جهانی می‌باشد که ساختار و ویژگی‌های هواشناختی و اقلیمی در دو جایگاه دور جغرافیایی را به

پدیده MJO قوی‌ترین عامل اقلیمی در مناطق حاره‌ای با مقیاس زمانی درون‌فصلی است که باعث تغییراتی در مناطق حاره‌ای اقیانوس‌های هند و آرام از جمله بالا و پایین رفتن سرعت و جهت باد، میزان ابرناکی، دمای سطح دریاها و بخار آب سطح اقیانوس‌ها می‌شود (مادن و جولیان، ۱۹۷۱). مادن و جولیان نشان دادند علاوه بر آن که MJO چهره برتر تغییرپذیری درون فصلی در نواحی حاره‌ای است، در فصل زمستان هم فعال‌تر است (مادن و جولیان، ۱۹۹۴). این پدیده با پیشروی سامانه‌های همرفتی در پهنه اقیانوس هند تا بخش‌های مرکزی اقیانوس آرام استوایی تعریف می‌شود. بی‌هنجاری‌های مثبت بارش ابتدا در بخش‌هایی از شرق آفریقا و غرب اقیانوس هند آغاز شده و سپس به سمت شرق منتشر می‌شود. این پدیده در مناطق غربی و میانی اقیانوس آرام نیز قابل مشاهده است، اما معمولاً بر روی مناطق مرکزی و شرقی اقیانوس آرام تضعیف و مجدداً در مرزهای آبی قاره آفریقا و غرب اقیانوس هند تشکیل می‌شود.

بارلو و همکاران (۲۰۰۵) مقادیر روزانه بارش جنوب-غرب آسیا را در فصل زمستان هم‌زمان با چیرگی فازهای MJO مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج نشان داد که در فاز مثبت MJO هم‌زمان با افزایش فعالیت همرفتی در شرق اقیانوس هند، مقادیر بارش در جنوب‌غرب آسیا از میانگین روزانه کمتر می‌شود. در مقابل با کاهش فعالیت همرفتی در نواحی شرقی اقیانوس هند، بارش‌های جنوب‌غرب آسیا از میانگین دوره مورد نظر بیشتر می‌شود. هوئل و همکاران (۲۰۱۲ و ۲۰۱۳) پژوهش‌های ارزشمندی بر روی سازوکار رفتار MJO بر بارش گستره باختری آسیا انجام دادند. دستاوردهای این پژوهش نشان‌دهنده آن است که بخش بزرگی از گرمای نهان تبخیر آزادشده در بارش‌های همرفتی در نزدیکی‌های اندونزی و شمال استرالیا در پیکر فرارفت گرمایی به خاورمیانه می‌رسد که نزول هوا و خشکی آن را به دنبال دارد. ویلر و همکاران (۲۰۰۹) به

و همکاران، ۱۳۸۷). درنگ زمانی میان سرچشمه تغییر تا مکان تحت تاثیر معمولاً چند هفته تا چند ماه طول می‌کشد. با این همه پیوند میان الگوهای اقلیمی می‌تواند تا چند سال به درازا بکشد. بنابراین پدیده‌های گوناگون دورپیوند پیوسته بر چگونگی گردش کلی جو زمین سایه افکنده است. بسیاری از الگوهای دورپیوند در مقیاس سیاره‌ای به وقوع می‌پیوندند و سراسر حوضه‌های اقیانوسی و قاره‌ای را دربرمی‌گیرند. تمامی الگوهای دورپیوند جنبه‌هایی از سامانه جوئی تغییرپذیر کره زمین هستند و می‌توانند منعکس‌کننده پویایی درونی جو باشند. بنابراین آنها اغلب مسئول وقوع الگوهای هوایی بی‌هنجار هستند که به‌طور هم‌زمان در مناطق دورتری اتفاق می‌افتد (خسروی، ۱۳۸۴). در سال‌های اخیر بررسی برهم‌کنش بین عوامل اقلیمی در خشکی، اقیانوس و جو مورد توجه بسیاری از دانشمندان علوم هواشناسی و اقلیم‌شناسی قرار گرفته است. پدیده‌های دورپیوند در گسترش کلی و منطقه‌ای، رفتار اقلیم نواحی مختلف کره زمین را کنترل می‌کنند و می‌توان توزیع بارش، دما و برخی از سایر پارامترهای هواشناختی مناطق تاثیرپذیر را براساس تغییرات این پدیده‌ها تبیین کرد (ناظم‌السادات و قاسمی، ۱۳۸۳).

نوسان مادن-جولیان (Madden-Julian Oscillation) موسوم به MJO یک گردش بزرگ مقیاس جوئی در مناطق حاره‌ای است که با انتشار شرق‌سوی همرفت در گستره‌های استوایی اقیانوس‌های هند و آرام شناسایی می‌شود. این پدیده را که یکی از رخدادهای جوئی-اقیانوسی در نواحی حاره‌ای اقیانوس‌ها به‌شمار می‌رود و با نوسان بارش و دیگر پدیده‌های اقلیمی در نواحی حاره‌ای اقیانوس‌های هند و آرام در پیوند است، مادن و جولیان (۱۹۷۱) شناسایی کردند. MJO شکل غالب تغییرپذیری زیرفصلی مناطق حاره و جنب‌حاره می‌باشد که در سامانه جوئی-اقیانوس نقش مهمی ایفا می‌کند.

اقیانوس هند و قسمت‌های غربی اقیانوس آرام. بارش زمانی کمتر می‌شود که فازهای ۷ و ۸ چیره شوند. وجود یک واچرخند در روی دریای عرب و شمال اقیانوس هند باعث توزیع موج‌های MJO به سمت عرض‌های میانی می‌شود.

قائدامینی و ناظم‌السادات (۱۳۹۱) در پژوهشی نشان فازهای MJO را بر اندازه بارش و بسامد رخداد دوره‌های خشک و تر در مقیاس زمانی روزانه در استان‌های فارس و سیستان و بلوچستان ارزیابی کردند. ارزیابی‌های آماری نشان داد که اندازه بارش هم‌زمان با چیرگی فازهای ۱ و ۲ و ۷ و ۸ به گونه معنی‌داری از مقادیر بارش هم‌زمان با چیرگی فازهای ۳ و ۴ و ۵ و ۶ بیشتر است. در پژوهش‌های پیشین به نقش MJO روی بارش گستره‌های جنوب و جنوب باختری ایران اشاره شده است. برای نمونه ناظم‌السادات و قائدامینی (۲۰۱۰) تاثیر پدیده MJO را بر روی بارش روزانه، ماهانه و فصلی جنوب ایران و شبه‌جزیره عربستان مورد ارزیابی قرار دادند. ارزیابی‌های آماری نشان داد که بارش‌های فصلی و فراوانی دوره‌های مرطوب به‌طور معنی‌داری با رخداد فاز منفی افزایش می‌یابد.

همان‌گونه که گفته شد پدیده‌های دورپیوند با توجه به ماهیت خود، فراتر از محل تشکیل‌شان قادر به اثرگذاری روی سامانه‌های وضع هوا هستند. پدیده MJO به‌مثابه یک پدیده جوئی-اقیانوسی در مقیاس درون فصلی از این امر مستثنا نیست. ارزیابی‌های آماری گسترده‌ای روی نقش فازهای پدیده MJO بر رخداد بارش گستره‌های جنوب-باختری ایران انجام شده است، اما تاکنون مرجعی راجع به بررسی عوامل همدیدی بارش هم‌زمان با چیرگی فاز ۱ این پدیده یافت نگردید. در پژوهش‌های پیشین به هم‌پیوند بودن بارش در جنوب غرب ایران هم‌زمان با رخداد فازهای منفی پدیده MJO اشاره شده است. با وجود این، با روزهایی روبرو بوده‌ایم که هم‌زمان با چیرگی فاز ۱ که جزء فازهای منفی به‌شمار می‌آید، بارش درخور توجه

تاثیر پدیده MJO بر روی بارش و سامانه‌های چرخندی مناطق حاره‌ای و برون‌حاره‌ای استرالیا، در هر چهار فصل پی‌بردند. جیا و همکاران (۲۰۱۱) در بررسی تاثیر پدیده MJO بر روی بارش و سامانه‌های چرخندی چین نشان دادند که MJO تاثیر محسوسی بر روی بارش‌های زمستانه چین دارد. به ترتیب با قرارگرفتن MJO در فازهای ۲ و ۳ بارش به شکل چشمگیری بیشتر شده و درعوض با قرارگرفتن در فازهای ۶ و ۷ بارش کاهش چشمگیری نشان می‌دهد.

بررسی تاثیر MJO بر روی بارش زمستانی آمریکای شمالی نشان داده است هنگامی که فعالیت همرفتی بر روی اقیانوس هند قوی‌تر است، بارش بیشتری بر روی سواحل غربی ایالات متحده آمریکا اتفاق می‌افتد. در طی تابستان و پاییز آمریکای شمالی تاثیر پدیده MJO روی عرض‌های پایین‌تر، مثل مکزیک و جنوب آمریکای شمالی، چشمگیرتر است (زو و همکاران، ۲۰۱۲). افزایش شاخص دامنه بر روی ریزش بارش‌های سنگین در حوالی عرض‌های حاره‌ای و میانی تاثیرگذار است. شاخص دامنه بر روی ترابری رطوبت از اقیانوس آرام و خلیج مکزیک به آمریکای شمالی با تغذیه رطوبتی توده‌های هوا سبب رخداد بارش‌های سنگین می‌شود (جونز و کاروالو، ۲۰۱۴).

ژانگ (۲۰۱۳) نشان داد که MJO روی وضع هوا در گستره‌های حاره‌ای اقیانوس‌های هند و آرام تاثیر می‌گذارد. همین‌طور MJO روی پارامترهای هواشناختی مانند بارش، دمای سطح و چرخندهای حاره‌ای تاثیرگذار است. همچنین چندین پدیده اقلیمی مانند ENSO و نوسان اطلس شمالی (NAO) روی پدیده MJO تاثیر می‌گذارند. هیونگ و همکاران (۲۰۱۴) در پژوهشی که به‌منظور بررسی تاثیر MJO روی بارش زمستانه چین انجام شد، نشان دادند که بیشتر بارش‌های تایوان هم‌زمان است با چیرگی فازهای ۳ و ۴ و رخداد فعالیت‌های همرفتی در

۵- ارائه سنجه‌های نوین اقیانوسی و جوئی برای بهبود پیش‌بینی‌های MJO-مبنا در جنوب باختری ایران

۲ داده‌ها و روش‌ها

۱-۲ داده‌های بارش

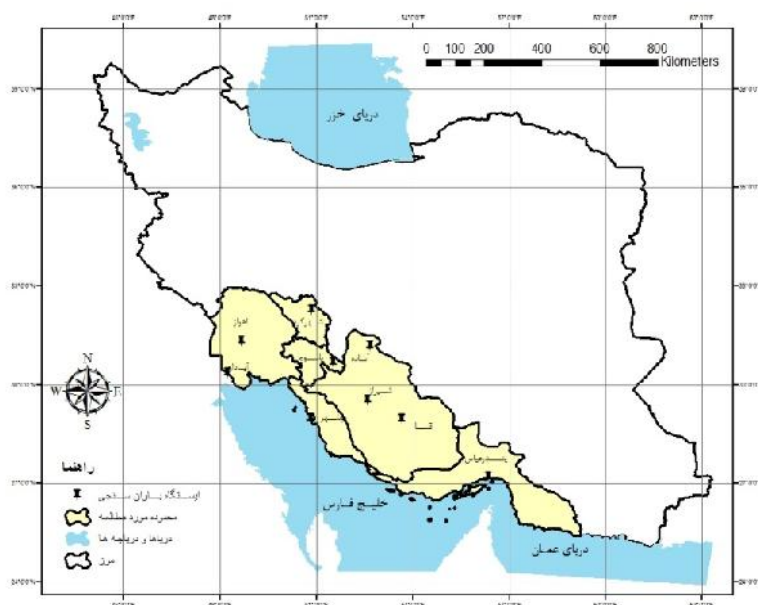
داده‌های بارش روزانه فصل سرد نوامبر تا آوریل در ۹ ایستگاه در پهنه‌های جنوبی و جنوب باختری ایران در دوره زمانی ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۲ میلادی از سازمان هواشناسی کشور تهیه و پردازش گردید. در شکل ۱ و جدول ۱ جایگاه جغرافیایی و برخی ویژگی‌های آماری این ایستگاه‌ها آورده شده است. همان‌گونه که نشان داده شده است، بارش دوره نوامبر تا آوریل نزدیک به ۹۵٪ بارش سالانه این ایستگاه‌ها را دربرمی‌گیرد.

برای پهنه‌های اقیانوسی و نیز در گستره‌هایی از خاورمیانه که داده‌های روزانه ایستگاهی در دسترس نبود، افزون بر داده‌های ایستگاهی، از داده‌های شبکه‌بندی شده بارش بهره‌برداری شد.

نبوده است. بررسی‌ها نشان داده که در برخی دوره‌های چیرگی فازهای منفی حتی با تاخیر زمانی چندروزه، بارش در پهنه جنوب باختری کشور رخ نداده است.

این پژوهش برای نیل به اهداف زیر به انجام رسید:

- ۱- شمارش و شناسایی روزهای فاز ۱ برای دوره نوامبر تا آوریل در گذر سال‌های ۱۹۷۵-۲۰۱۲ و روشن کردن سهم این فاز در کل بارش ایستگاه‌های مورد مطالعه
- ۲- دسته‌بندی روزهای فاز یک به دو دوره نیرومند و ضعیف MJO و تمرکز بر دوره نیرومند این شاخص
- ۳- برقراری تناظر میان بارش در ۹ ایستگاه همدیدی جنوب باختری کشور با دوره نیرومند فاز یک (با این کار روشن می‌شود در هر ایستگاه، چنددرصد از روزهای نیرومند فاز یک همراه یا بدون بارش بوده است)
- ۴- تولید نقشه‌های بارش و چند پارامتر دیگر اقیانوسی-جوئی برای دوره‌های با و بدون بارش در گستره‌های بزرگ اقیانوسی و خاورمیانه برای درک بهتر فرآیندهای بارش‌زایی در منطقه



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه و ۹ ایستگاه مورد بررسی.

شاخص ویلر و هندون از ترکیب دو شاخص RMM1 و RMM2 به دست می‌آید که معرف شدت و جایگاه جغرافیایی پدیده همرفت است. از ترکیب این دو شاخص، شدت همرفت در کالبد عددی به نام دامنه نشان داده می‌شود. هنگامی که اندازه شاخص دامنه برابر یا بزرگ‌تر از یک شد، فعالیت همرفتی شدید است. نخستین ارزیابی‌ها نشان داد که در پهنه‌های جنوبی ایران در هنگامی که اندازه شاخص بزرگ‌تر از یک است، بسامد رخداد بارش‌ها افزایش می‌یابد. بنابراین به دور از انتظار است که در این زمان‌ها بارشی رخ ندهد و پیش‌بینی برپایه شاخص MJO را با خطا روبرو می‌سازد. در این پژوهش هر دوره از فاز یک MJO که اندازه شاخص بزرگ‌تر از یک بود، به منزله دوره نیرومند MJO نام‌گذاری شد. دوره ضعیف MJO هنگامی است که اندازه شاخص از یک کمتر شود. در این پژوهش چگونگی بارش و شار رطوبت هنگامی که MJO در فاز یک نیرومند بود ارزیابی گردید. در پژوهش‌های پیشین، پای و همکاران (۲۰۱۱) همین نوع دسته‌بندی را انجام داده‌اند.

۲-۳ تعیین دوره‌های با و بدون بارش در دوره‌های

نیرومند فاز یک MJO

در گام نخست برای هریک از ایستگاه‌ها، داده‌های روزانه بارش و اندازه روزانه شاخص دامنه MJO در فاز ۱ طی سال‌های ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۲ در ماه‌های نوامبر تا آوریل رو در روی هم قرار داده شدند. روزهایی که اندازه شاخص MJO کمتر از یک بود از محاسبات بعدی کنار گذاشته شد. بنابراین محاسبات مربوط به دوره‌ای است که پدیده MJO در فاز یک و فعالیت همرفتی نیرومند است. پس از جداسازی فاز نیرومند MJO، دوره‌های بارشی و بی‌بارشی به روشی که گفته می‌شود از یکدیگر شناسایی و جداسازی شدند. دوره بارشی به یک یا چند روز پیاپی از فاز یک گفته می‌شود که در آن‌روزها اندازه شاخص

این داده‌ها در پایگاه اطلاعاتی سازمان مدیریت جوی-اقیانوسی ایالات متحده آمریکا (The National Oceanic & Atmospheric Administration, NOAA) به صورت عددی و نیز نقشه در دسترس می‌باشد. افزون بر بارش، نقشه‌های میدان برداری باد، شار بخار آب و طوبت ویژه برای ترازهای ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز تهیه شد.

۲-۲ داده و فازبندی شاخص MJO

دامنه و شماره فاز (Phase Number) دو سنج پدیده MJO هستند. این دو سنج برای هریک از روزهای ماه‌های نوامبر تا آوریل در دوران ۲۰۱۲-۱۹۷۵ از وبگاه سازمان هواشناسی استرالیا استخراج شد. در این وبگاه ویژگی‌ها و شماره فاز پدیده MJO برپایه پژوهش‌های ویلر و هندون (۲۰۰۴) آراسته شده است و از همین روی یافته‌های این پژوهش هم بر همین فازبندی استوار است. ویلر و هندون (۲۰۰۴) دوره زندگی هر چرخه MJO را با توجه به موقعیت هسته فعال همرفت به هشت فاز تقسیم کردند. در هریک از این فازها هسته فعال همرفت در یک حوزه جغرافیایی از گستره استوایی اقیانوس‌های هند و آرام جای گرفته است. در فاز ۱، همرفت بر روی بخش‌هایی از قاره آفریقا و گستره باختری اقیانوس هند قرار دارد و در فازهای ۲ و ۳، همرفت به روی بخش‌های مرکزی اقیانوس هند کشیده می‌شود. در فازهای ۴ و ۵ فعالیت‌های همرفتی نزدیک به آب‌های شرقی اندونزی و استرالیا تشکیل می‌شود. در ادامه، فعالیت‌های همرفتی بر روی بخش باختری تا مرکزی اقیانوس آرام با رخداد فازهای ۶ و ۷ همراه است. زمانی که این پدیده به روی بخش‌های میانی اقیانوس آرام (فاز ۸) می‌رسد، با فروپاشی یک دوره و تشکیل یک سامانه فعال دیگر در غرب اقیانوس هند همراه است.

یا نبود بارش را تجربه کرده باشند. بدین ترتیب ۴۱ دوره بارشی با ۱۸۶ روز و ۸۳ دوره بدون بارش با ۲۵۳ روز گزینش شد. بنابراین در این ۲۵۳ روز با آن که MJO در فاز یک نیرومند قرار داشت بارشی فراگیر در جنوب باختری ایران رخ نداده است. در آن ۱۸۶ روز پیش‌بینی‌ها درست بوده است و دست کم در یکی از این روزها بارشی بیش از یک میلی‌متر رخ داده است.

۲-۴ تهیه نقشه بارش سطحی و شار بخار آب

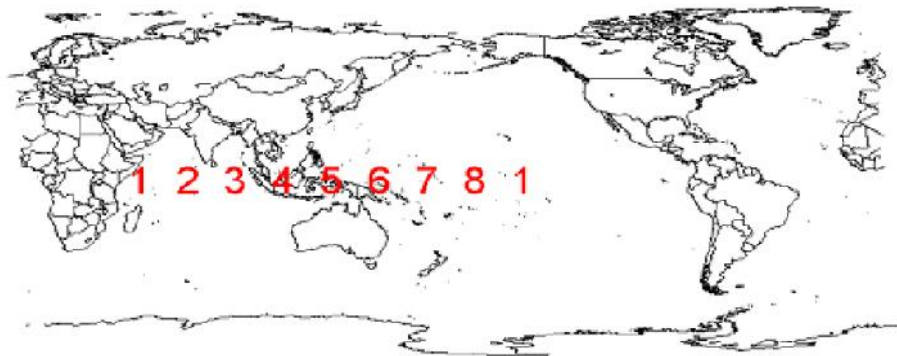
برای همه دوره‌های بارشی و بی‌بارش فاز ۱ پدیده MJO داده‌های شبکه‌بندی و بازتحلیل با تفکیک مکانی $2/5^*2/5$ درجه از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی / مرکز ملی پژوهش جوی آمریکا NCEP/NCAR تهیه شد. داده‌های استخراج شده شامل مولفه مداری (u) و نصف‌النهاری (v) باد، بارش و رطوبت ویژه برای ترازهای ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. با بهره‌گیری از امکانات فراهم شده از سوی وبگاه http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composite_s/day نقشه‌های متغیرهای بالا برای دوره‌های با و بدون بارش تهیه و مقایسه شد.

MJO بزرگ‌تر از یک باشد و اندازه روی هم بارش در آن چند روز بیش از یک میلی‌متر باشد. اگر در این یک یا چند روز پیاپی، با وجود رخداد نیرومند MJO، بارشی در حوزه جغرافیایی مورد نظر رخ نداده باشد یا اندازه آن کمتر از یک میلی‌متر باشد، آن دوره بی‌بارش شناخته می‌شود.

برای نمونه در جدول ۱، روش تهیه دوره‌های بارشی برای ایستگاه آبادان آورده شده است. اولین دوره بارشی در ایستگاه آبادان به مدت ۳ روز دوام داشته و از یکم تا سوم ژانویه ۱۹۷۵ با مجموع بارندگی ۱ میلی‌متر به طول انجامیده است. آخرین دوره بارشی هم مقارن با ۱۷ تا ۲۰ نوامبر ۲۰۱۱ بوده و در طی ۴ روز دوام، مجموع بارش ۲/۸ میلی‌متر گزارش شده است. در جدول ۳، مشخصات دوره‌های بدون بارش در ایستگاه انتخابی آبادان نشان داده شده است. اولین دوره بدون بارش در ۷ و ۸ آوریل ۱۹۷۵ با مجموع بارش کمتر از ۱ میلی‌متر بوده است. آخرین دوره بدون بارش ۲ روز به طول انجامیده و در طی ۱۱ و ۱۲ آوریل ۲۰۱۲ با رخداد بارش روبرو نبوده‌ایم. دوره‌های با و بدون بارش برای تک‌تک ایستگاه‌ها بررسی شدند و پس از آن دوره‌هایی برای ارزیابی‌های بعدی گزینش شدند که در آن دوره‌ها دست کم ۵۰٪ از ایستگاه‌ها بارش

جدول ۱. جایگاه جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه در پهنه جنوب و جنوب غرب ایران.

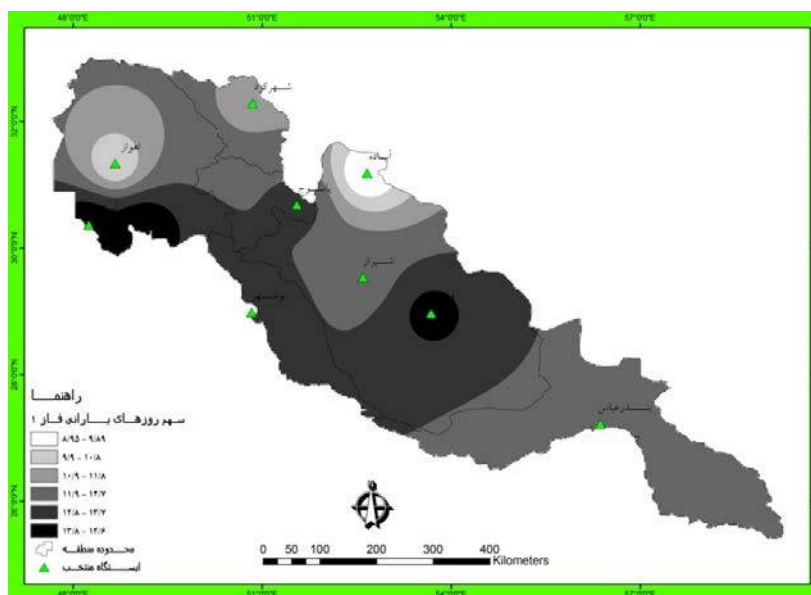
شماره ایستگاه	نام ایستگاه	میانگین بارش سالانه	دوره آماری	درصد بارش دوره نوامبر تا آوریل
1	آبادان	153/3	1975-2012	94/83
2	آباده	142/36	1975-2010	88/68
3	اهواز	209/2	1975-2012	95/40
4	بندرعباس	182/51	1975-2012	93/45
5	بوشهر	176/1	1975-2012	96/41
6	شهرکرد	321	1975-2012	92/49
7	شیراز	334	1975-2012	96/19
8	فسا	289/9	1975-2012	97/62
9	ياسوج	864	1987-2008	96/59



شکل ۲. مکان جغرافیایی تقریبی فازهای ۱ تا ۸ پدیده MJO در گستره‌های حاره‌ای. شماره‌ها نشان‌دهنده چیرگی هر یک از فازهای ۱ تا ۸ در آن پهنه‌ها است (برگرفته از دونالد و همکاران، ۲۰۰۴).

جدول ۲. مشخصات دوره‌های بارشی در ایستگاه آبادان در دوره زمانی ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۲.

سال	ماه	روز	RMM1	RMM2	فاز	دامنه	مجموع بارش روزانه	دوره بارشی
1975	2	1	-2/021	-0/151	1	2/02628	1	1
1975	2	2	-1/785	-0/535	1	1/86331	0	
1975	2	3	-1/679	-1/046	1	1/97784	0	
1975	2	22	-1/1	-0/124	1	1/1071	2	2
1975	2	23	-1/385	-0/042	1	1/38544	0	
1975	2	24	-1/513	-0/067	1	1/51463	2/6	
1975	2	25	-1/357	-0/288	1	1/38721	0/5	
1975	2	26	-0/877	-0/598	1	1/06133	2	
.....
.....
.....
2011	1	28	-1/092	-0/208	1	1/11143	7/6	70
2011	1	29	-0/978	-0/265	1	1/013009	0	
2011	11	17	-1/045	-0/195	1	1/063208	0	71
2011	11	18	-1/099	-0/448	1	1/186496	0	
2011	11	19	-1/116	-0/502	1	1/223405	0	
2011	11	20	-0/975	-0/77	1	1/242172	2/8	



شکل ۳. نسبت روزهای بارانی در فاز ۱ به کل روزهای بارانی در ماه‌های نوامبر تا آوریل در دوره زمانی ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۲.

۳ یافته‌ها

۱-۳ شمار روزهای بارانی در فاز ۱

به‌منظور شناخت تاثیر فاز ۱ بر بسامد رخداد روزهای بارشی، نسبت تعداد روزهای بارانی در این فاز به تعداد کل روزهای بارشی محاسبه و در شکل ۳ نمایش داده شد. همان‌گونه که دیده می‌شود، به‌طور میانگین ۸ تا ۱۴ درصد روزهای بارشی در فاز ۱ پدیده MJO رخ داده است. ایستگاه آبادان با ۹ درصد کمترین هم‌زمانی و ایستگاه آبادان با ۱۴/۵ درصد بیشترین هم‌زمانی شمار روزهای بارشی با فاز ۱ را داشته‌اند. یادآور می‌شود که در گذر سال‌های ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۲ در دوره نوامبر تا آوریل ۶۷۹ روز همراه با رخداد فاز ۱ بوده است که از این تعداد، ۴۳۳ روز در فاز ۱ نیرومند و ۲۴۷ روز در فاز ۱ ضعیف دسته‌بندی شد.

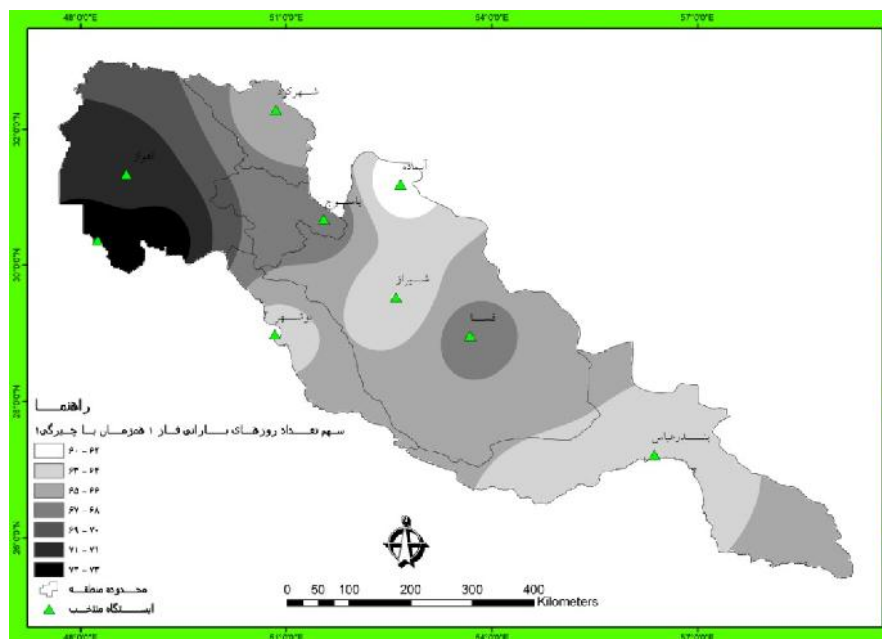
۲-۳ شمار روزهای بارانی در فاز ۱ نیرومند

نقشه پهنه‌بندی نسبت تعداد روزهای بارشی هم‌زمان با رخداد نیرومند MJO به تعداد روزهای بارشی در فاز ۱ در

شکل ۴ نشان داده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود در ۶۰ تا ۷۳ درصد روزهای بارشی فاز یک، اندازه شاخص بزرگ‌تر از یک بوده است. بیشترین و کمترین هم‌زمانی روزهای بارانی با رخداد فاز ۱ نیرومند به ترتیب در ایستگاه‌های آبادان و آبادان و آبادان رخ داده است. بر این اساس ۷۳ درصد روزهای بارانی ایستگاه آبادان و ۶۰ درصد روزهای بارانی ایستگاه آبادان هم‌زمان با چیرگی فاز ۱ نیرومند بوده است.

۳-۳ کنکاش منطقه‌ای نوسان‌های بارش و باد

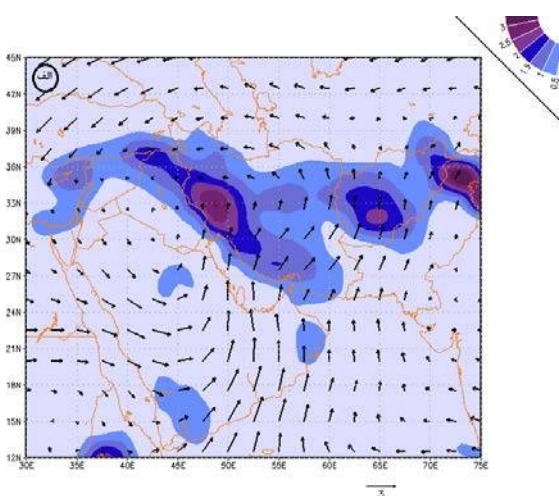
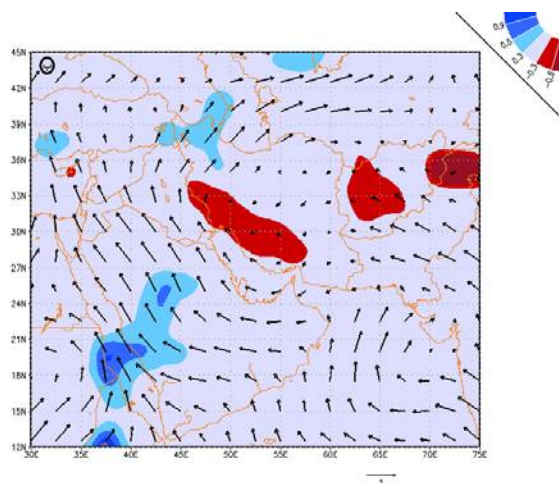
پراکنش جغرافیایی انحراف از میانگین (بی‌هنجاری) بارش و باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای دوره‌های همراه با بارش برای گستره خاورمیانه در شکل ۵-الف نشان داده شده است. این شکل پراکنش جغرافیایی بارش را در پهنه خاورمیانه برای دوره‌هایی از فاز یک نیرومند که بارش در جنوب باختری ایران فراگیر بوده است، نمایش می‌دهد. شکل ۵-ب پراکنش جغرافیایی این دو پارامتر را برای دوره‌های بدون بارش نشان می‌دهد.



شکل ۴. درصد روزهای بارانی فاز ۱ در دوره زمانی ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۲ که در آن روزها شاخص دامنه بزرگ‌تر از ۱ بوده است.

جدول ۳. مشخصه‌های دوره‌های بدون بارش در ایستگاه آبادان در دوره زمانی ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۲.

سال	ماه	روز	RMM1	RMM2	فاز	دامنه	مجموع بارش روزانه	دوره بدون بارش
1975	4	7	-1/264	-0/067	1	1/26613	0	1
1975	4	8	-1/098	-0/486	1	1/20099	0	
1976	12	18	-1/59	-0/092	1	1/59232	0	2
1976	12	19	-1/256	-0/411	1	1/32179	0	
.....
.....
.....
2012	2	13	-1/773	-0/092	1	1/775515	0	50
2012	2	14	-1/674	-0/368	1	1/713734	0	
2012	2	15	-1/228	-0/663	1	1/395786	0	
2012	4	11	-1/613	-0/125	1	1/618004	0	51
2012	4	12	-1/306	-0/688	1	1/476242	0	



شکل ۵. نقشه‌های ترکیبی بی‌هنجاری بارش روزانه و باد برای دوره‌های با (الف) و بدون بارش (ب) برحسب میلی‌متر بر روز و متر بر ثانیه. راهنمای اندازه بارش در بالای ضلع شمال باختری هر شکل نشان داده شده است.

جهت بادهای می‌انجامد. بادهای پس از تغییر جهت به سوی شمال روانه می‌گردند و پس از گذر از خلیج فارس به ایران می‌رسند. تغییر جهت این بادهای در بخش‌های جنوبی، مرکزی و شمالی ایران بیشتر ناشی از تشکیل جبهه گرم است.

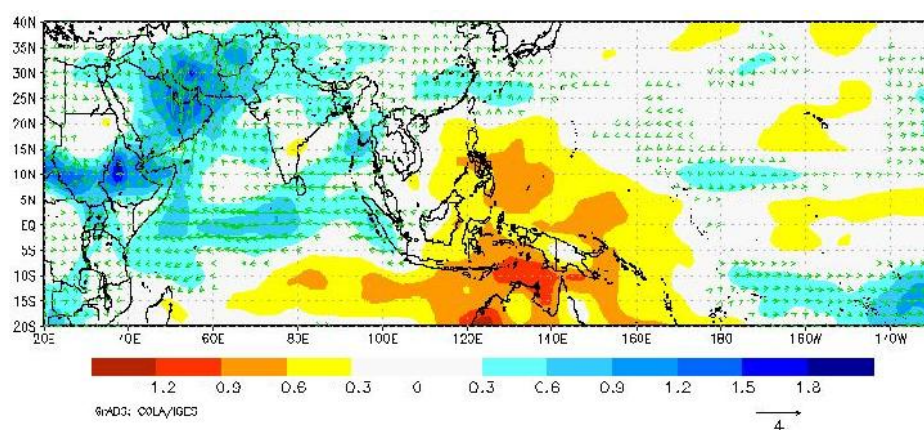
در دوره‌های بی‌بارش (شکل ۵-ب)، سامانه چرخندی بر روی دریای مدیترانه و بخش باختری عربستان سعودی سست و ضعیف است. در این شرایط جبهه سرد به سوی باختر پیشروی کرده و بر روی دریای سرخ و بخش‌هایی از سودان استقرار می‌یابد. در پی این پیمایش باخترسو، سامانه واچرخندی دریای عرب می‌تواند به گستره‌های شمالی و باختری عربستان سعودی رفته و در آنجا پس از روبرو شدن با جبهه سرد، گذار شمال سوی خود را آغاز کند. همان‌گونه که در شکل ۵-ب دیده می‌شود در این حرکت شمال‌سو تنها بخش‌های شمالی ایران از بارش این توده‌های هوا بهره‌مند می‌شوند و بارشی در جنوب باختری رخ نمی‌دهد.

۳-۴ هم‌پوشانی شار بخار آب و آهنگ بارش

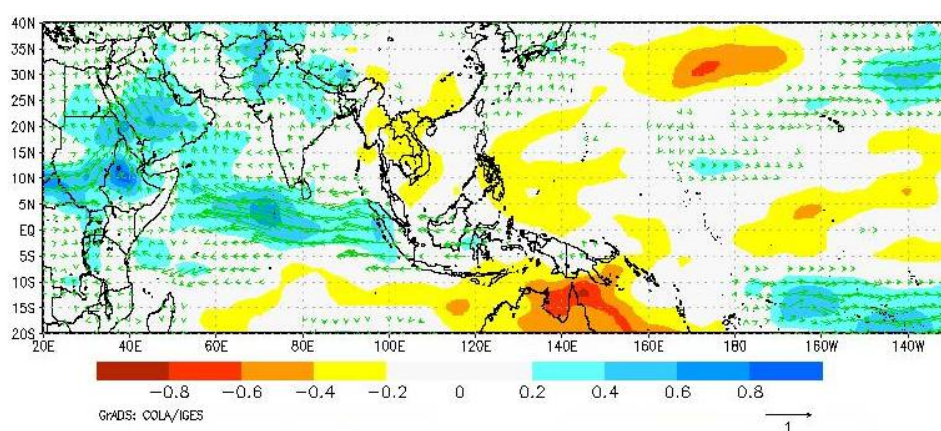
برای شناخت بهتر علت تفاوت دو شکل ۵-الف و ۵-ب، نقشه انحراف از میانگین شار بخار آب برحسب $\text{g (kg)}^{-1} \text{ms}^{-1}$ و آهنگ بارش برحسب mm (day)^{-1} در دوره‌های با و بدون بارش در پهنه اقیانوس‌های هند و آرام تهیه و با استفاده از نرم‌افزار GrADS بر روی هم قرار داده شدند. در ادامه نقشه‌های جدید مورد ارزیابی قرار گرفت و یافته‌ها در شکل‌های ۶-الف و ۶-ب خلاصه گردید. این شکل‌ها نشان می‌دهد در فاز یک نیرومند که همراه با بارش در جنوب باختری ایران است، شار بخار آب و نیز آهنگ بارش در گستره‌های حاره‌ای دو اقیانوس هند و آرام با یکدیگر یکسان نبوده و تفاوت‌های چشمگیری دارند که در ادامه به شرح آنها پرداخته می‌شود.

همان‌گونه که در شکل ۵-الف دیده می‌شود، دامنه جغرافیایی بارش محدود به جنوب باختری ایران نیست بلکه گستره بزرگی از کشورهای عربستان سعودی، عمان، افغانستان، پاکستان و تاجیکستان را دربرمی‌گیرد. در منطقه مورد مطالعه، بی‌هنجاری بارش روزانه میان ۱ میلی‌متر تا کمتر از ۳ میلی‌متر بر روز در نوسان است. نقشه باد در دوره بارشی فاز ۱ نشان می‌دهد که بادهای سرچشمه گرفته از بخش باختری اقیانوس هند با گذر از دریای عرب، عربستان سعودی، و در ادامه خلیج فارس به جنوب و جنوب‌باختری کشور می‌رسند. این بادهای که از آب‌های گرم نواحی نزدیک استوایی سرچشمه می‌گیرند، نقش والایی در انتقال رطوبت و انرژی گرمایی به کشور دارند. افزون بر این، جریان‌هایی که بخش بزرگی از رطوبت خود را از دریای مدیترانه، دریای سرخ و بخش شمالی خلیج فارس فراهم می‌کنند نیز در بارش‌زایی ابرها در جنوب باختری ایران نقش آفرینی می‌کنند. دمای این توده هوا که بیشتر از عرض‌های بالاتر به عرض‌های پایین‌تر می‌آید، سردتر از توده هوایی است که از دریای عرب و خلیج فارس سرچشمه می‌گیرد.

دو توده هوای گرم برآمده از اقیانوس هند و دریای مدیترانه در بخش‌هایی از شمال عربستان سعودی تا جنوب باختری ایران و به‌ویژه دامنه کوه‌های زاگرس به هم رسیده و با تشکیل جبهه به افزایش بارش کمک می‌کنند. همان‌گونه که دیده می‌شود در بخش میانه عربستان سعودی جهت بادهای دچار تغییری اساسی می‌شود. این تغییر ناشی از تشکیل یک جبهه سرد در امتداد شمالی-جنوبی در این گستره جغرافیایی است. درحالی‌که بادهای چرخندی سرچشمه گرفته از شمال باختری و دریای مدیترانه سرد هستند، بادهای گردش واچرخندی سرچشمه گرفته از دریای عرب نمناک و گرم هستند. این دو توده هوای گرم و سرد در عربستان سعودی به یکدیگر می‌رسند و ناحیه میان آن‌ها یک جبهه سرد تشکیل می‌شود که به تغییر



(الف)



(ب)

شکل ۶. هم‌پوشانی نقشه‌های بی‌هنجاری شار بخار آب در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ($\text{g}(\text{kg})^{-1} \text{ms}^{-1}$) و آهنگ بارش (mm/day) بر روی اقیانوس‌های آرام و هند در دوره‌های با (الف) و بدون بارش (ب). رنگ‌ها نشان‌دهنده میزان بارش و پیکان‌ها نشان‌دهنده شار بخار آب هستند.

الف- دوره‌های همراه با بارش

همان‌گونه که در شکل ۶-الف نشان داده شده است در دوره بارشی، بارش‌های همرفتی بر روی بخش خاوری آفریقای استوایی و آب‌های کناری آن در ناحیه استوایی اقیانوس هند بر روی طول‌های ۴۵ تا ۷۰ درجه خاوری متمرکز است. مکان بیشینه اختلاف از میانگین آهنگ بارش در اقیانوس هند پیرامون طول ۶۰ درجه شرقی نزدیک خط استوا جای گرفته است. اندازه بی‌هنجاری بارش در این پهنه به بیش از $1 \text{ mm}/\text{day}$ می‌رسد. بارش در امتداد کناره‌های شمالی آفریقا و به‌ویژه کشور اتیوپی

افزایش چشمگیری پیدا می‌کند. افزون بر این، در همین زمان، فعالیت همرفتی در پهنه استوایی اقیانوس آرام جنوبی میان ۱۸۰ درجه خاوری تا ۱۴۰ درجه باختری از شدت بالایی برخوردار است به گونه‌ای که بیشینه اختلاف از میانگین آهنگ بارش در این پهنه به $0.6 \text{ mm}/\text{day}$ می‌رسد. بنابراین بارش‌زایی فاز یک بر روی ایران بیشتر در هنگامی است که فعالیت همرفتی در این دو پهنه از اقیانوس‌های هند و آرام از شدت بالایی برخوردار باشد. در چنین دوره‌هایی بادهای گرم و بسیار مرطوب جنوبی که از محل همرفت در اقیانوس هند سرچشمه می‌گیرند،

نیز بی‌هنجاری آهنگ بارش در دامنه ۰/۶ تا ۰/۴ نوسان می‌کند که نشان از کاهش بارش‌زایی در آن ناحیه دارد. در برابر این کمبود بارش‌ها، در بخش خاوری اقیانوس هند و نزدیکی آب‌های اندونزی افزایش میزان ابرناکی هوا و بارش دیده می‌شود. در این دوره‌ها بی‌هنجاری آهنگ بارش در این آب‌ها که در دوره بارشی به mm/day $1/2$ - رسیده بود کاهش می‌یابد و به mm/day $1/8$ - می‌رسد. این امر به مفهوم افزایش میزان ابرناکی بر فراز آب‌های اندونزی و شمالی استرالیا هم‌زمان با نبود ریزش باران در جنوب باختری ایران است. در این دوره‌ها بی‌هنجاری شار بخار آب نیز نسبت به دوره پیشین کاهش چشمگیری نشان می‌دهد و به $1 g (kg)^{-1} ms^{-1}$ یا کمتر می‌رسد (شکل ۶-ب).

ج- تفاوت دوره‌های با و بدون بارش

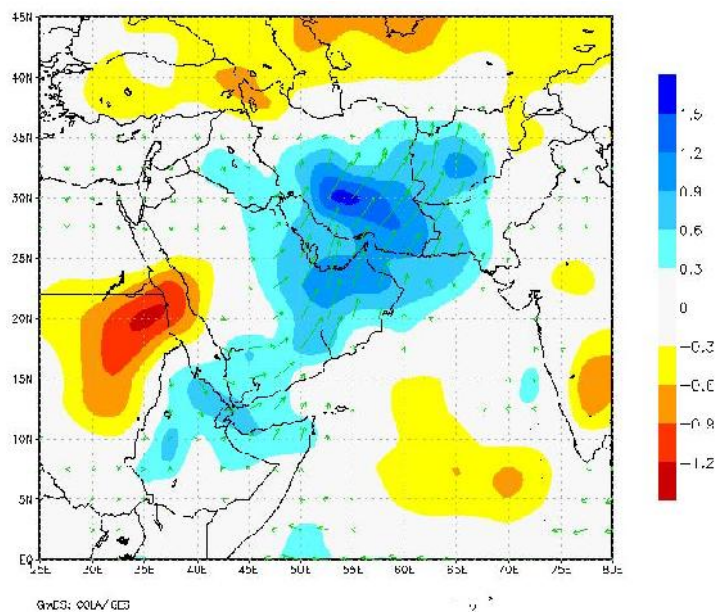
در شکل ۷ اختلاف آهنگ بارش و شار بخار آب در روزهای با و بدون بارش در ایران و بخش بزرگی از خاورمیانه نشان داده شده است. برپایه این شکل، در گستره جنوب باختری ایران و در دوره‌های همراه با بارش، میانگین ریزش‌های جوئی نزدیک به $1/5 mm/day$ بیشتر از مقدار آن در دوره‌های بدون بارش بوده است. شار بخار آب از جنوبی‌ترین قسمت دریای سرخ تا کناره‌های عمان در دریای عرب وارد بخش خاوری کشورهای عمان و عربستان سعودی شده و از آنجا راهی گستره خلیج فارس می‌شود. این شار رطوبت پس از گذر از روی خلیج فارس و افزایش انرژی، به بخش‌های جنوبی و مرکزی ایران نفوذ می‌کند و بارش‌های همرفتی در این نواحی را با افزایش چشمگیر همراه می‌سازد.

از راه دریای عرب و شبه‌جزیره عربستان به استان‌های جنوب باختری ایران می‌رسند و بارش‌زایی را آغاز می‌کنند.

همانگونه که در شکل ۶-الف دیده می‌شود، در دوره‌های بارش‌زایی بر روی جنوب باختری ایران، بخش خاوری استوایی اقیانوس هند دارای آسمانی صاف می‌باشد. در این دوره‌ها، فعالیت همرفتی بر روی جزایر اندونزی به کمترین اندازه می‌رسد و بی‌هنجاری بارش به کمتر از $1/2 mm/day$ - کاهش می‌یابد. این ارقام نشان‌دهنده آن است که هرچه سامانه‌های همرفتی در شرق اقیانوس هند ضعیف‌تر باشند، شدت بارش در ایران بیشتر می‌شود. افزون بر این، هرچه سامانه‌های همرفتی اقیانوس هند به کناره‌های آفریقا نزدیک‌تر و از شدت بیشتری برخوردار باشند، احتمال رخداد بارش در جنوب باختری کشور بیشتر است. اندازه اختلاف از میانگین شار بخار آب در این دوران در ایران به گونه‌ای چشمگیر افزایش پیدا کرده و به $4 g (kg)^{-1} ms^{-1}$ و بالاتر رسیده است. این اندازه افزایش شار بخار آب حتی در پهنه اقیانوسی هم دیده نمی‌شود و گویای نشان پرننگ سامانه بارش‌زایی اقیانوس هند بر اقلیم ایران است.

ب- دوران بدون بارش

همان‌طور که در شکل ۶-ب دیده می‌شود، در دوره‌های بدون بارش، بی‌هنجاری آهنگ بارش در بخش باختری اقیانوس هند استوایی کاهش یافته و به کمتر از mm/day $1/4$ رسیده است. این امر به معنی آن است که نه تنها در جنوب باختری ایران بلکه در پهنه استوایی بخش باختری اقیانوس هند و شرق آفریقای استوایی نیز از شدت بارش کاسته شده است. در اقیانوس آرام، از ۱۸۰ تا ۱۴۰ باختری



شکل ۷. اختلاف شکل‌های ۶ الف و ۶ ب بر روی ایران و بخش‌هایی از خاورمیانه و شمال آفریقا.

۵ نتیجه‌گیری

یافته‌ها بیانگر آن بود که افزون بر دامنه شاخص MJO باید جایگاه جغرافیایی و شدت فعالیت‌های همرفتی در اقیانوس هند و آرام پایش شوند. در دوره‌های یاد شده در بالا چنانچه بارش‌های همرفتی در اقیانوس هند در بازه طول جغرافیایی ۵۰ تا ۶۰ درجه شرقی و متمایل به عرض ۵ درجه شمالی متمرکز باشد و بی‌هنجاری بلندمدت بارش بیشتر از ۱/۲ میلی‌متر بر روز باشد، احتمال بارش‌زایی در جنوب باختری ایران افزایش می‌یابد. در این دوره‌ها، بارش‌های شدیدی نیز در پهنه استوایی اقیانوس آرام جنوبی، از ۱۸۰ تا ۱۴۰ درجه خاوری رخ می‌دهد. در برابر، دوره‌های بارش‌زایی در جنوب باختری ایران با کاهش شدید بارش در آب‌های ناحیه خاوری اقیانوس هند همراه است. بنابراین رخداد بارش در جنوب باختری ایران با رخداد بارش در اندونزی و شمال باختری استرالیا در تقابل است. یافته‌ها نشان‌دهنده آن است که افزون بر پایش ویژگی‌های شاخص MJO، پیش‌بینی درست

یافته‌ها نشان‌دهنده آن است که روی هم‌رفته و بسته به جایگاه جغرافیایی ایستگاه‌ها، میان ۸ تا ۱۴ درصد روزهایی که سراسر جنوب باختری ایران همراه با بارش بوده، با چیرگی فاز یک MJO هم‌زمان بوده است. میان ۶۰ تا ۷۳ درصد از این روزهای بارشی، در دوره‌ای رخ داده است که دامنه MJO بزرگ‌تر از یک بوده است. این امر به مفهوم آن است که تنها در ۲۷ تا ۴۰ درصد موارد که فاز یک، چیره و دامنه MJO هم از یک بزرگ‌تر بوده است، بارشی فراگیر در جنوب باختری ایران رخ نداده است. به دیگر سخن، برای این ۲۷ تا ۴۰ درصد موارد، دامنه شاخص و شماره فاز نتوانسته است بارش را درست پیش‌بینی کند. در این پژوهش روش‌هایی ارائه شد تا برای این ۲۷ تا ۴۰ درصد موارد در فاز ۱ MJO و هنگامی که دامنه شاخص بزرگ‌تر از یک است بتوان پیش‌بینی درست‌تری از آمدن یا نیامدن بارش داشت.

- Madden-Julian Oscillation: *Mon. Wea. Rev.*, 133, 3579–3594.
- Donald, A., Meinke, H., Power, B., Wheeler, M., and Ribbe, J., 2004, Forecasting with the Madden-Julian Oscillation and the applications for risk management: Paper presented at the Proceedings of the 4th International Crop Science Congress (ICSC 2004).
- Hoell, A., Barlow, M., and Saini, R., 2012, The leading pattern of intraseasonal and interannual Indian Ocean precipitation variability and its relationship with Asian circulation during the Boreal cold season: *J. Climate*, 25, 7509–7526.
- Hoell, A., Barlow, M., and Saini, R., 2013, Intraseasonal and seasonal-to-interannual Indian Ocean convection and hemispheric teleconnection: *J. Climate*, 26, 8850–8867.
- Hung, C.-W., Lin, H.-J., and Hsu, H.-H., 2014, Madden-Julian Oscillation and the winter rainfall in Taiwan: *J. Climate*, 27, 4521–4530.
- Jia, X., Chen, L., Ren, F., and Li, C., 2011, Impacts of the MJO on winter rainfall and circulation in China: *Advances in Atmospheric Sciences*, 28, 521–533.
- Jones, C., and Carvalho, L., 2014, Sensitivity to Madden-Julian Oscillation variations on heavy precipitation over the contiguous United States: *Atmospheric Research*, 147, 10–26.
- 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.
- Madden, R. A., and Julian, P. R., 1994, Observations of the 40–50-day tropical oscillation — A review: *Mon. Wea. Rev.*, 122, 814–837.
- Nazemosadat, M., and Ghaedamini, H., 2010, On the relationships between the Madden-Julian Oscillation and precipitation variability in southern Iran and the Arabian Peninsula: *Atmospheric circulation analysis: J. Climate*, 23, 887–904.
- Pai, D. S., Bhate, J., Sreejith, O. P., and Hatwar, H. R., 2011, Impact of MJO on هنگامی به دست می آید که فرایند پیش‌بینی بر پایش مداوم سامانه بارشی در اقیانوس‌های هند و آرام نیز استوار باشد.
- منابع**
- احمدی گیوی، ف.، محب‌الحججه ع.ر.، و غضنفری ا.، ۱۳۸۸، مطالعه توزیع رطوبت و بارش بر روی ایران در زمستان ۱۳۸۸ و ارتباط احتمالی آن با همرفت در اقیانوس هند: دوازدهمین کنفرانس دینامیک شاره‌ها، اردیبهشت ۱۳۸۸.
- خسروی، م.، ۱۳۸۴، بررسی الگوهای دورپیوند بر خشکسالی‌های فراگیر زمستانه‌ی استان سیستان و بلوچستان: مجله جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، ۵، ۴–۲۷.
- خوش‌اخلاق، ف.، قنبری، ن.، و معصوم‌پور سماکوش، ج.، ۱۳۸۷، مطالعه اثرات اطللس شمالی بر رژیم بارش و دمای سواحل جنوبی دریای خزر: مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۶۶، ۵۷–۷۰.
- قائدامینی اسدآبادی، ح.، و ناظم السادات، م. ج.، ۱۳۹۱، ارزیابی نشان پدیده نوسان‌های مادن-جولیان بر رخداد بارش‌های روزانه استان‌های سیستان و بلوچستان و فارس: نشریه آب و خاک، ۶، ۱۳۷۲–۱۳۸۳.
- ناظم السادات، م. ج.، ۱۳۸۷، گزارش نهایی طرح ارزیابی پیش‌بینی دوران‌های کم بارش و تر در ایران با استفاده از نوسانات مادن-جولیان (به ویژه در جنوب ایران): ارائه شده به شرکت سهامی مدیریت منابع آب.
- ناظم السادات، م. ج.، و قاسمی، ا. ر.، ۱۳۸۳، تأثیر نوسان‌های دمای سطح آب دریای خزر بر بارش فصول زمستان و بهار: مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۸(۴)، ۱۴–۱.
- Barlow, M., Wheeler, M., Lyon, B., and Cullen, H., 2005, Modulation of daily precipitation over southwest Asia by the

- on Australian rainfall and circulation: *J. Climate*, 22, 1482–1498.
- Zhang, C., 2013, Madden–Julian Oscillation: Bridging weather and climate: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 9, 1849–1870.
- Zhou, S., L’Heureux, M., Weaver, S., and Kumar, A., 2012, A composite study of the MJO influence on the surface air temperature and precipitation over the continental United States: *Climate Dynamics*, 38, 1459–1471.
- the intraseasonal variation of summer monsoon rainfall over India: *Climate Dynamics*, 36, 41–55.
- 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.
- Wheeler, M. C., Hendon, H. H., Cleland, S., Meinke, H., and Donald, A., 2009, Impacts of the Madden–Julian Oscillation