

# ارتباط بی‌هنجاری‌های دمای آب سطح اقیانوس هند و دریای عرب با بی‌هنجاری‌های بارش نیمه جنوبی ایران

عباس رنجبر سعادت‌آبادی<sup>۱\*</sup> و پریسا ایزدی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، پژوهشکده هواشناسی و پژوهشکده هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

<sup>۲</sup> کارشناس ارشد، سازمان هواشناسی کشور، تهران، ایران

(دریافت: ۹۱/۷/۱۲، پذیرش نهایی: ۹۲/۷/۱۶)

## چکیده

بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب اقیانوس هند و دریای عرب می‌تواند در تغذیه رطوبتی و شکل‌گیری سامانه‌های جوی نقش مؤثری داشته باشد در این تحقیق، به‌منظور شناسایی ارتباط بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب و بی‌هنجاری‌های بارش در نیمه جنوبی ایران، ابتدا به‌صورت موردی منابع رطوبتی و نحوه انتقال رطوبت با استفاده از برون‌داد مدل ARPEG و محاسبه بردار شار رطوبت ویژه، همگرایی و واگرایی آن در ترازهای پایین جو بررسی شد. سپس همبستگی بین بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب با بارش نیمه جنوبی کشور به‌صورت ماهانه بررسی شده است. برای این منظور طی دوره آماری ۵۰ ساله (۱۹۵۶-۲۰۰۵) برای ماه‌های اکتبر تا مارس داده‌های بی‌هنجاری دمای سطح آب دریای عرب و اقیانوس هند و داده‌های ۹ ایستگاه سینوپتیک برای بی‌هنجاری‌های بارش نیمه جنوبی ایران مورد بررسی قرار گرفت. ضریب همبستگی بین بی‌هنجاری‌های بارش و بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب دریای عرب، شرق و غرب اقیانوس هند محاسبه شد. نتایج حاصل نشان داد که بردار شار رطوبت ویژه، همگرایی و واگرایی آن و خطوط جریان در ترازهای پایین جو به گونه‌ای است که در زمان فعالیت سامانه‌های کم‌فشار دینامیکی، شرایط مناسبی برای تغذیه رطوبت از روی دریای عرب، دریای سرخ و خلیج فارس فراهم می‌شود. بیشترین ضریب همبستگی مربوط به دریای عرب در ماه‌های اکتبر، نوامبر، ژانویه و فوریه بوده است. همچنین همبستگی معنی‌داری بین بی‌هنجاری بارش و بی‌هنجاری دمای سطح آب نواحی غربی اقیانوس هند در ماه‌های اکتبر، نوامبر و ژانویه و برای نواحی شرقی آن در ماه‌های اکتبر و نوامبر به‌دست آمد. برای ماه‌های دسامبر و مارس همبستگی معنی‌داری حاصل نشد.

واژه‌های کلیدی: بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب، بارش، همبستگی، نیمه جنوبی ایران

## Relationships between Arab sea and Indian Ocean surface temperature anomalies with precipitation over southern of Iran

Ranjbar SaadatAbadi, A.<sup>1</sup> and Izadi, P.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Senior Expert of forecasting center, Meteorological Organization, Tehran, Iran

(Received: 03 Oct 2012, Accepted: 08 Oct 2013)

## Summary

Iran is located in arid and semiarid areas based on continental divisions; any change in precipitation would have potential effects on agriculture, economic and other related issues in general. Therefore, it is of high importance to know and identify the moisture-related sources needed to study the country's precipitation data. For this purpose, it is

E-mail: aranjbar@gmail.com

\*نگارنده رابط: تلفن: ۰۲۱-۴۴۵۸۰۶۶۰ دورنگار: ۰۲۱-۴۴۵۸۰۶۶۰

important to correlate monthly precipitation with Sea Surface Temperature (SST) anomalies. The SST variations are responsible for a large portion of the atmospheric circulation and precipitation variability. Many studies have been done for empirical evidence of relationships between SST anomalies (deviation from the long-term mean) and rainfall anomalies (e.g., Tae-Suk and Moon, 2010; Uvo et al., 1998; Mechoso et al., 1990; Moron and Navarra, 2001; Shabbar and Skinner, 2004). This paper is mainly concerned with indentifying the relationships between the abnormalities seen in the Indian Ocean's water surface temperatures and the ones seen in Arab sea.

As apparently seen, it has not only some potential effects on moisture-based feeding but also on the ways, the climate scales and flows are being formed. To verify the relationship between Sea Surface Temperature Anomalies (SSTA) and rainfall over southern of Iran, by using ARPEG model output and divergence of specific humidity flux in the low levels of troposphere including 1000, 925, 850, 800 and 700 hPa, moisture resources and how the moisture is transferred to the southern parts of Iran, were studied. The second step will be concerned with the study of the relationship between SST anomalies and precipitation. The basic data used in this study consists of, 1) mean monthly values of SST from October to March for the years 1956- 2005 over the Arabian Sea and Indian Ocean; 2) mean monthly rainfall for 9 synoptic stations over southern of Iran. Because precipitation and SSTs exhibit strong seasonality, it is of interest to correlate monthly precipitation anomalies with the SST anomalies. To do this, correlation coefficients, between the SST anomaly of the three parts (Arabian sea, western and eastern Indian Ocean) and the precipitation anomaly for each month, were calculated.

The results of case studies, based on wind and streamlines, vector and divergence of specific humidity flux show that the Arabian Sea, the Red Sea and Persian Gulf have to important role in feeding moisture to the southern Iran, and the maximum flux divergence were occurred in the lower troposphere (1000 and 925hPa) over these area. In addition, the maximum convergences were observed in the southern of Iran and the south east of Saudi Arabia.

Monthly correlation coefficients between Arab sea SST anomalies and precipitation anomalies are summarized in Table 1. Correlation coefficients that exceed the weak threshold of relationship (above 0.30 or below -0.30) are highlighted in bold. No strong relationships (coefficients above 0.60 or below -0.60) were found, however some values do approach more than 0.40. The positive relationships have been found in October, November, January, and February at these stations. No stations exhibits significant (either weak, or strong) relationships in December and March (Table 1).

Monthly correlation coefficients between the eastern Indian Ocean SST anomaly and precipitation anomaly are summarized in Table 2. Most of the stations have very little correlation between monthly rainfall and SST anomalies, as evidenced by correlation coefficient between 0.20 and -0.20. However, the coefficients do reveal a few interesting relationships. The positive coefficients (more than 0.30) are found in October at stations Abadan, Boushar, Shiraz and Yazd. There are not any significant relationships for December and March (Table 2). The correlation coefficients for the western Indian Ocean are found positive, in October in Yazd, in November in Ahvaz and in January in Ahvaz, Boushar and Bandar Abbas stations. No stations exhibits significant (either weak, or strong) relationships in December, February and March (Table 3).

The data presented above reveal that precipitation anomalies over southern Iran are related to SST anomalies in both the Arab sea and Indian Ocean. However, this study found indications that positive relationship may exist for southern Iran in some months. The correlation coefficients were not randomly dispersed throughout the seasonal (October-March) precipitation. The most positive coefficients were found in the autumn

months of October and November, especially for Arab Sea and eastern Indian Ocean in the winter months of January and February for Arab Sea and western Indian, implying that warmer than normal SSTs, are connected with increased precipitation. Only a few stations have positive coefficients in November and February. Also in December and March not any significant correlation were found.

Several possible reasons exist to explain these relationships. For the majority of sites in the southern Iran, precipitation has no strong relationship with SST anomalies of Arab and Indian Ocean in the all months (October-March). Precipitation is, in a basic sense, a function of local vertical motion and water vapor quantity. These two variables are influenced by a variety of global-, synoptic-, and meso-scale features, including planetary waves, mid-latitude cyclones, upper-tropospheric subsidence, mid-tropospheric humidity, local topography and other humidity sources. It is interesting to examine these for more sites and months that do exhibit positive correlations. The stations that reported positive correlations are mostly located in the south of Iran. So, positive SST anomalies can be considered as one of the forcing for increasing precipitation over the southern Iran.

**Keywords:** Sea surface temperature anomalies, Precipitation, Correlation, Southern Iran

## ۱ مقدمه

اقیانوس هند را کاهش می‌دهد. تحقیقات بسیار دیگری در این زمینه صورت گرفته است که از جمله می‌توان به علیجانی، ۱۳۷۴؛ کریمی احمدآبادی، ۱۳۸۶؛ براتی و حیدری، ۱۳۸۲؛ راول، ۲۰۰۲ و یوان و همکاران، ۲۰۰۸ اشاره کرد. علیجانی (۱۳۷۴) با بررسی بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر، نتیجه گرفت که دریای مدیترانه برای اکثر نواحی ایران منبع اصلی رطوبت است. براتی و حیدری (۱۳۸۲) نتیجه مشابهی برای بارش‌های سنگین غرب ایران به‌دست آوردند و اما در تحقیق آنها، خلیج فارس به‌منزله منبع رطوبتی بارش‌های مناطق کوهستانی زاگرس معرفی شده است. راول (۲۰۰۲) تأثیر دمای سطح آب دریای مدیترانه را روی بارش‌های منطقه ساحل (کشورهای واقع در نواحی استوایی در غرب افریقا) را با استفاده از مدل گردش عمومی جو بررسی کرد و نتیجه گرفت که بی‌هنجارهای مثبت و منفی SST دریای مدیترانه به‌ترتیب با شرایط مرطوب‌تر و خشک‌تر منطقه ساحل همراه شده است. یوان و همکاران (۲۰۰۸) اثرات دمای سطح آب اقیانوس هند را روی بارش‌های چین بررسی کردند و دریافتند که دمای سطح آب اقیانوس هند سبب جابه‌جایی

از آنجا که بخش عمده کشور ایران در تقسیم‌بندی‌های اقلیمی جزء مناطق نیمه‌خشک و خشک قرار دارد، تغییرات میزان بارش تأثیر بسزایی بر کشاورزی، اقتصاد و به‌طور کلی دیگر مسائل کلان کشور دارد. با توجه به اهمیت موضوع، تحقیقات زیادی در این خصوص صورت گرفته و نتایجی حاصل شده است که در ادامه به برخی از آنها اشاره می‌شود. رضایی بنفشه و همکاران (۱۳۸۹) تحقیقی در خصوص پیش‌بینی بارش پاییزه و زمستانه نیمه غربی ایران با استفاده از دمای سطح دریا (SST Sea Surface Temperature) مدیترانه در فصول تابستان و زمستان به انجام رساندند و نتیجه گرفتند که شرایط سردتر دمای سطح آب پاییزه مدیترانه در مقایسه با شرایط گرم‌تر آن، با افزایش بارش در زمستانه در نیمه غربی کشور و در شرایط SST گرم‌تر و یا معمولی تابستانه دریای مدیترانه با افزایش بارش پاییزه همراه است. سین و جای-هو (۲۰۰۷) اثر بی‌هنجاری SST اقیانوس هند را روی بارش‌های مونسونی تابستانی هند بررسی کردند و نتیجه گرفتند که افزایش SST اقیانوس هند بارش نواحی جنوب و غرب شبه جزیره هند را افزایش و بارش مناطق شمال شرقی

پرفشار فیلپین شده و در حالی که این دما نسبت به نرمال گرم تر باشد باعث تأخیر در زمان رخداد بارش های موسمی می شود. وجود رطوبت و حرکات صعودی جو دو عامل بسیار مهم در وقوع بارش هستند (ایوانس و همکاران، ۲۰۰۴؛ رووکوو و همکاران، ۱۹۹۶). دریاها و اقیانوس ها منابع تغذیه رطوبت جو هستند، بنابراین بی هنجاری های دمای سطح آب اقیانوس ها علاوه بر تأثیری که روی گردش های جو دارند نقش بسیار مهمی نیز در تغذیه رطوبتی و در نتیجه بارش مناطق گوناگون ایفا می کنند. یکی از منابع اصلی رطوبت بارش های ایران، اقیانوس هند و دریای عرب است که انتظار می رود بی هنجاری های دمای سطح آب آنها بتواند بارش مناطق گوناگون کشور را تحت تأثیر قرار دهد. بررسی و پژوهش های فراوانی از جمله سبزی پرور، ۱۳۷۰؛ مفیدی، ۱۳۸۳؛ مفیدی و زرین، ۱۳۸۴؛ لشکری، ۱۳۷۵، ۱۳۸۲ و ۱۳۸۴ در خصوص تحلیل های همدیدی و الگوهای بارشی کشور صورت گرفته است. اما هدف از این تحقیق بررسی چگونگی تغذیه رطوبتی و همبستگی بین بی هنجاری های دمای سطح آب دریای عرب و اقیانوس هند با بی هنجاری های بارش در نیمه جنوبی ایران است. در صورت تعیین ارتباط معنی دار بین این بی هنجاری ها و بارش، گام مؤثری در شناخت برخی منابع رطوبتی بارش های کشور و پیش بینی های بلندمدت بارش می تواند صورت گیرد. با توجه به اینکه امروزه پیش بینی های بلندمدت (ماهانه و فصلی) دمای سطح دریا با دقت مناسب تری از پیش بینی بارش صورت می گیرد با ارتقا دادن صحت پیش بینی ها، فواید بسیاری در خصوص برنامه ریزی های کشاورزی و اقتصادی، وزارت نیرو در خصوص منابع آب و همچنین برنامه ریزی های کلان کشور می تواند داشته باشد. به همین علت بررسی بی هنجاری های دمای سطح آب دریا و اقیانوس ها اهمیت ویژه ای برخوردار است و تحقیقات گسترده ای از سوی

شابار و اسکینر، ۲۰۰۴؛ یوو و همکاران، ۱۹۹۸؛ میسوسو و همکاران، ۱۹۹۰؛ مورون و همکاران، ۲۰۰۱؛ نیکولس، ۱۹۸۹؛ نگوین و همکاران، ۲۰۰۷؛ استریتن، ۱۹۸۲ و بارلو و همکاران، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۵ در ارتباط با اثر بی هنجاری های SST روی بارش در نقاط گوناگون جهان صورت گرفته است. شابار و اسکینر (۲۰۰۴) ارتباط بین الگوهای خشکسالی تابستانه کانادا را با دمای سطح آب دریا های جهانی بررسی کردند و نتیجه گرفتند که خشکسالی های تابستانه کانادا به تغییرات دمای سطح آب دریاها در زمستان قبلی بستگی دارد، همچنین ENSO (-) El Niño Southern Oscillation) و نوسان دهه ای اقیانوس آرام (Pacific decadal oscillation) (POD) بیشترین همبستگی ها را با الگوهای خشکسالی های تابستانه کانادا دارد. بارلو و همکاران (۲۰۰۲) به بررسی ارتباط بین خشکسالی های طولانی مدت (۲۰۰۱-۱۹۹۸) منطقه مرکز و جنوب غرب آسیا با تغییرات دمای سطح آب اقیانوس آرام پرداختند و نتیجه گرفتند که بی هنجاری مثبت SST در نواحی غربی آرام حاره ای و بی هنجاری منفی آن در نواحی شرقی آرام از عوامل اصلی رخداد این خشکسالی های گسترده در منطقه پیش گفته است. همچنین آنها در سال ۲۰۰۵ در تحقیقی که در خصوص بارش های افغانستان و ارتباط آنها با شاخص Madden-Julian Oscillation (MJO) (-) به انجام رساندند، نتیجه گرفتند که فازهای ۴ و ۷ این شاخص به ترتیب با کاهش و افزایش بارش روی افغانستان بستگی دارد. یوو و همکاران (۱۹۹۸) رابطه بین SST، اطلس و آرام حاره ای را با بارش های شمال برزیل بررسی کردند و نتیجه گرفتند که این رابطه در تمام فصل بارش (فوریه-می) قابل ملاحظه است و در ژانویه بارش منطقه با SST اطلس همبستگی ندارد و با SST آرام حاره ای نیز همبستگی بسیار ضعیف است. در این پژوهش بررسی چگونگی انتقال رطوبت برای بارش های نیمه جنوبی کشور، ضریب همبستگی بین

غربی تقسیم شده است. شکل ۱ نشان‌دهنده چگونگی تقسیم‌بندی منطقه دریای عرب و اقیانوس هند است. ناحیه فوق به‌گونه‌ای انتخاب شده تا حداکثر منابع آبی را که با توجه به بررسی‌های اقلیم‌شناسی گذشته (عیلجانی، ۱۳۷۴؛ کریمی احمد آبادی، ۱۳۸۶) و بررسی اجمالی صورت گرفته بر اساس جریان‌های هوا در این پژوهش، در بارش نیمه جنوبی ایران مؤثر هستند، در برگیرد.

محدوده مورد مطالعه به‌ترتیب بین طول و عرض جغرافیایی ۴۵ تا ۶۵ درجه شرقی و از ۲۵ تا ۳۳ درجه شمالی انتخاب شده است. نواحی که یک یا دو ایستگاه آنها به‌صورت نمونه انتخاب شده شامل جنوب غرب، جنوب، جنوب شرق، شرق و مرکز است. معیار این انتخاب طولانی بودن دوره آماری داده‌های هواشناسی بوده است. بر این اساس ایستگاه‌های آبادان و اهواز (جنوب غرب)، بوشهر و شیراز (جنوب)، بندرعباس (جنوب جنوب شرق)، زاهدان و کرمان (جنوب شرق)، یزد (شرق) و اصفهان (مرکز) در حکم ایستگاه‌های نمونه در نظر گرفته شد.

برای بررسی همبستگی بین بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب دریای عرب و اقیانوس هند با بارش نیمه جنوبی ایران، ابتدا داده‌های نابهنجاری سطح آب دریای عرب و اقیانوس هند از پایگاه داده‌های سازمان مدیریت اقیانوسی و جوی ایالات متحده آمریکا (NOAA) تهیه شد. با توجه به اینکه این داده‌ها روی شبکه منظم به‌صورت باینری هستند که به آنها گریب می‌گویند با نوشتن برنامه لازم برای تبدیل داده‌ها به فرمت موردنیاز و با طول دوره بررسی از ۱۹۵۶-۲۰۰۵ (۵۰ سال) برای ماه‌های اکتبر تا مارس استخراج شد. بی‌هنجاری‌های بارش نیز برای همین دوره آماری محاسبه شد.

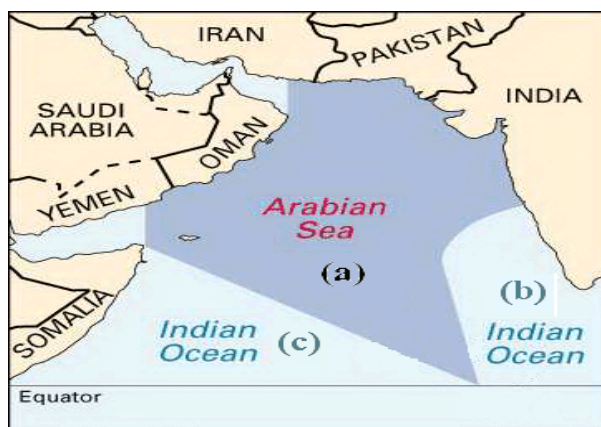
بی‌هنجاری بارش در ایستگاه‌های شاهد واقع در نیمه جنوبی کشور و بی‌هنجاری دمای سطح آب دریای عرب، شرق و غرب اقیانوس هند با سطح اعتماد ۹۵ و ۹۹ درصد محاسبه و بررسی شده است.

## ۲ مواد و روش‌ها

به علت‌های گوناگونی، اعم از کاهش حجم محاسبات، جمع‌بندی مطلوب‌تر نتایج و مانند آن، نیاز به محدود کردن منطقه مورد بررسی لازم به‌نظر می‌رسد، بنابراین براساس دانش قبلی و شکل گردش هوا در ایام متفاوت سال، محدوده بررسی به نحوی انتخاب شده که در برگیرنده همه مناطق باشد که رطوبت آمده از روی اقیانوس هند و دریای عرب روی کشور ایران تأثیرگذار باشد.

در این تحقیق برای تعیین منابع رطوبتی مؤثر در هنگام فعالیت کم‌فشارهای دینامیکی، به‌صورت موردی، بردار شار رطوبت ویژه و همگرایی و واگرایی آن در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال محاسبه شد و سپس با استفاده از برون‌داد مدل عددی پیش‌بینی وضع هوا ARPEG در ترازهای ۹۰۰، ۸۵۰، ۸۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال، منابع رطوبتی و نحوه انتقال رطوبت (بردتن و همکاران، ۲۰۰۴) مورد بررسی قرار گرفت. مدل ARPEG یکی از مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا است که با گام شبکه‌ای حدود ۳۰ کیلومتری روی ایران و نواحی مجاور آن اجرا می‌شود. این مدل را هواشناسی فرانسه طراحی کرده است و برای تهیه پیش‌بینی‌های مورد نیاز در بسیاری از مراکز پیش‌بینی وضع هوا در سازمان‌های هواشناسی جهان، از آن استفاده می‌شود.

در این تحقیق اقیانوس هند به دو منطقه شرقی و



شکل ۱. نقشه جغرافیایی و بخش‌بندی دریای عرب (a) و اقیانوس هند (b&c).

در اینجا نیز برای هر ایستگاه، به تفکیک میانگین بی‌هنجاری بارش ماه‌های اکتبر تا مارس محاسبه شد. بی‌هنجاری‌های دمای سطح دریا برحسب درجه سلسیوس، یا به طور اختصار بی‌هنجاری دمای آب سطح دریا (SSTA) (SST Anomaly)، بدین معنی است که میانگین ماهانه دما چه مقدار نسبت به نرمال همان ماه تغییر می‌کند. در این صورت گرم بودن بیانگر بی‌هنجاری مثبت و سرد بودن نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی است (معادله ۲). به عبارت دیگر بی‌هنجاری دمای آب سطح دریا ( $S_a$ )، اختلاف بین SST دیدبانی شده ( $S_o$ ) و SST نرمال ( $S_n$ ) است. این بی‌هنجاری‌ها معمولاً به طور هفتگی و ماهانه محاسبه می‌شوند. SSTA مثبت معمولاً با افزایش همرفت (روکا و همکاران، ۲۰۰۴) و SSTA منفی با کاهش همرفت همبستگی دارند. SSTAها را می‌توان یکی از نشانه‌های نوسان‌های سامانه اقلیم جهانی محسوب کرد (باری و همکاران، ۲۰۰۱). برای مثال رخداد پدیده ENSO سبب تغییرات گسترده در نواحی گوناگون جهان می‌شود (مور و کلیمن، ۱۹۹۹؛ زانگ و گنچالک، ۲۰۰۲).

$$S_a = S_o - S_n \quad \begin{cases} > 0 & \text{بی‌هنجاری مثبت} \\ < 0 & \text{بی‌هنجاری منفی} \end{cases} \quad (2)$$

با توجه به اینکه هدف بررسی تأثیر بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب اقیانوس هند و دریای عرب بر بارش نیمه جنوبی کشور است، در این پژوهش صرف‌نظر از تفاوت‌های انتقال رطوبت و وجود نقاط مرتفع کوهستانی در هر منطقه، و نوع سازوکار مؤثر بر وقوع بارش، اثر بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب دریای عرب و اقیانوس هند مورد بررسی قرار می‌گیرد.

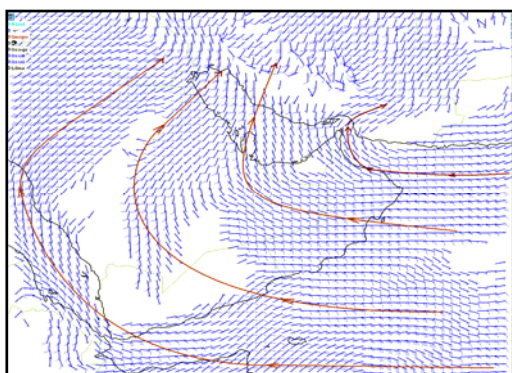
برای به دست آوردن بی‌هنجاری‌های بارش ماهانه ( $p_a$ ) اختلاف بین مقدار بارش دیدبانی شده ماه موردنظر ( $P_o$ ) و مقدار میانگین بلندمدت (۵۰ ساله) بارش آن ماه ( $P_n$ ) محاسبه شد و طبق رابطه (۱) چنانچه مقدار  $p_a$  بزرگ‌تر از صفر باشد بارش آن ماه دارای بی‌هنجاری مثبت و اگر کوچک‌تر از صفر باشد دارای بی‌هنجاری منفی است.

$$P_a = P_o - P_n \quad \begin{cases} > 0 & \text{بی‌هنجاری مثبت} \\ < 0 & \text{بی‌هنجاری منفی} \end{cases} \quad (1)$$

بنابراین، بی‌هنجاری منفی بارش بیانگر این مطلب است که مقدار بارش دیدبانی شده در ماه موردنظر از مقدار میانگین بلندمدت بارش در آن ماه کمتر است. بی‌هنجاری مثبت بارش بیانگر افزایش مقدار بارش در ماه موردنظر نسبت به میانگین بلندمدت بارش در آن ماه است.

طی می‌کنند (شکل‌های ۲ و ۳). بنابراین هر یک از این دریاها می‌تواند سهمی در تغذیه رطوبتی بارش‌های کشور، به‌ویژه بارش‌های نیمه جنوبی داشته باشد. میزان این سهم به عامل‌های متفاوت، از جمله طول مسیر طی شده جریان‌ها (رضایی بنفشه و همکاران، ۱۳۸۹)، سرعت باد (بیک و بردرتن، ۲۰۰۵؛ شوکلا و میسرا، ۱۹۷۷)، عمق دریا (رضایی بنفشه و همکاران، ۱۳۸۹) و دمای سطح آب دریا (تی-سوک و مون، ۲۰۱۰؛ یاتاگی و یاسوماری، ۱۹۹۸) بستگی دارد. در شکل ۲ میدان باد نشان داده شده است و پیکان‌های سرخ نیز مسیر حرکت و محل نفوذ جریان‌های مرطوب را به کشور نشان می‌دهد. مسیری که جریان‌ها از روی دریای عرب و اقیانوس هند طی می‌کنند قابل ملاحظه بوده است و در نتیجه این نواحی می‌توانند نقش مؤثری در تغذیه رطوبتی بارش‌های ایران داشته باشند.

در شکل‌های ۳ تا ۶ میدان‌های باد و رطوبت نسبی همراه با خطوط جریان برای سامانه بارش‌زای دیگری نشان داده شده است که بردارهای باد با رنگ سرخ، رطوبت نسبی صد در صد با سایه‌های سرخ و خطوط جریان با رنگ سبز نشان داده شده است.



شکل ۲. میدان باد تراز ۸۵۰ میلی‌باری همراه با مسیر حرکت ذرات از روی دریای عرب تا نواحی جنوبی ایران با رنگ سرخ و بردارهای باد با رنگ آبی در تاریخ ۲۳ دسامبر سال ۲۰۰۸ در ساعت (UTC (Universal Time Coordinate)).

داده‌های بی‌هنجاری دمای سطح آب دریای عرب و اقیانوس هند برای دوره زمانی ۱۹۵۶-۲۰۰۵ از داده‌های دوباره واکاوی شده مرکز NCEP/ NCAR (National Center For Environmental Prediction/ National Center For Atmospheric Research) برگرفته از بانک اطلاعاتی سازمان مدیریت اقیانوسی و جوّی ایالات متحد آمریکا (NOAA) تهیه شد. برای دریای عرب، شرق و غرب اقیانوس هند، میانگین بی‌هنجاری دمای سطح آب به تفکیک ماه محاسبه شد.

### ۳ نتایج و بحث

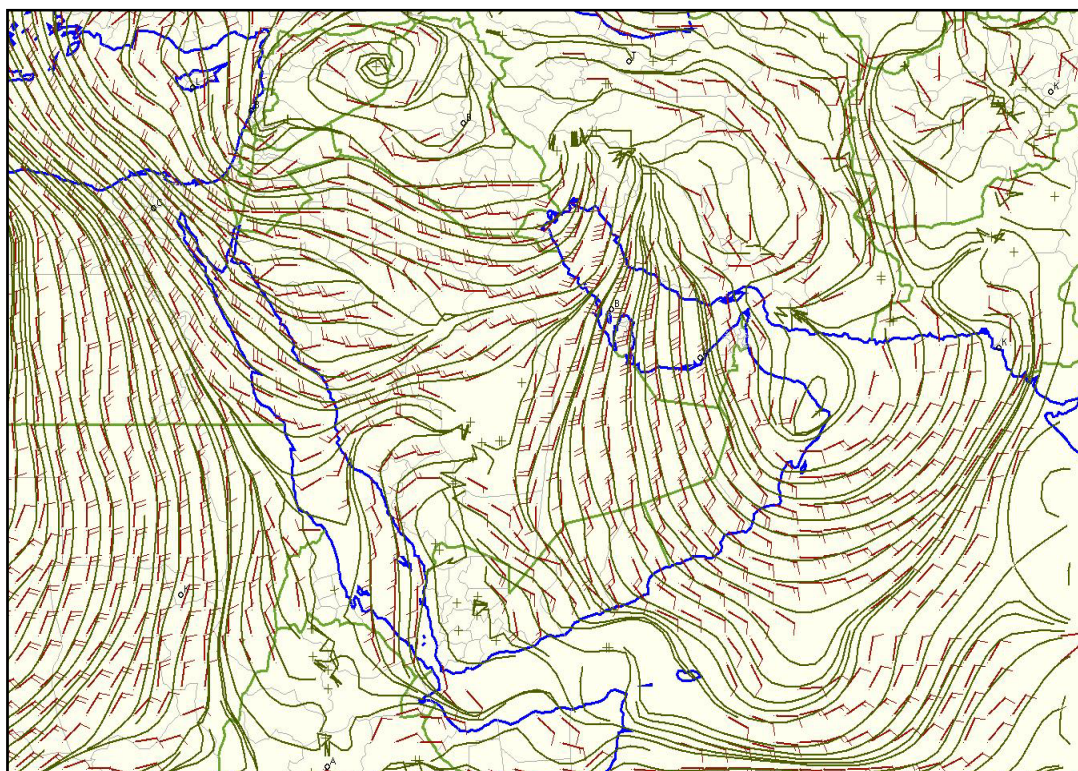
در این مقاله برای بررسی نحوه انتقال رطوبت تراز پایین جوّ (۸۵۰ میلی‌باری) از برون‌داد مدل عددی پیش‌بینی وضع هوا، ARPEG استفاده شده است. برای این منظور میدان‌های باد، رطوبت نسبی و خطوط جریان (Stream Lines) برای حالت‌هایی که سامانه‌های کم‌فشار دینامیکی در منطقه فعال بود و بارش‌های قابل ملاحظه‌ای در منطقه مورد نظر موجود بود، بررسی شد. خطوط جریان در هر نقطه می‌توانند مسیر حرکت و انتقال ویژگی‌ها و شرایط فیزیکی و هواشناختی از یک ناحیه به ناحیه دیگر را نشان دهند.

با توجه به اینکه اولین شرط بارندگی تغذیه رطوبتی در ترازهای پایین جوّ است این امر زمانی تحقق می‌یابد که جریان‌های هوا فواصل به نسبت طولانی را از روی دریاها و اقیانوس‌ها در مدت‌زمان مناسب طی کند. شایان ذکر است که در این صورت، دمای سطح آب می‌تواند نقش مهمی در میزان تغذیه رطوبتی و مسیر حرکت جریان‌ها داشته باشد. شبیه‌سازی‌های صورت گرفته به کمک مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا نشان می‌دهد که در سامانه‌های باران‌زای نیمه جنوبی کشور، جریان‌ها فواصل زیادی را از روی دریای عرب و بخش‌هایی از اقیانوس هند، دریای مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس

جنوب غرب وارد کشور می‌شوند. با توجه به این شکل‌ها در روی عمان یک مرکز پرفشار دیده می‌شود که دارای حرکت ساعت‌گرد است و باعث ایجاد جریان‌های شرقی و شمال شرقی روی دریای عرب می‌شود. با توجه به مسیر حرکت خطوط جریان، این جریان‌ها عامل اصلی انتقال رطوبت به نیمه جنوبی ایران هستند. همچنین وجود یک کم‌فشار (حرکت پادساعت‌گرد) در غرب ایران سبب همگرایی جریان‌های مرطوب همراه گرادیان مناسب شار رطوبتی در منطقه جنوب ایران می‌شود. در این منطقه بادهای با سرعت‌های ۴۰ تا ۴۵ نات به رشته‌کوه زاگرس برخورد می‌کنند و همراه با عامل‌های دیگر (وجود ناوه در ترازهای میانی و فوقانی و رددسپهر و واداشت کوهستان) باعث ایجاد حرکات صعودی و بارش مناسب در منطقه می‌شوند.

برای نشان دادن چگونگی تغذیه رطوبتی نواحی گوناگون از منابع رطوبتی در سامانه‌های بارش‌زای فعال در منطقه به صورت موردی، پارامترهای پیش‌گفته برای دو روز متوالی که سامانه بارش‌زا از سمت جنوب غرب کشور وارد شده و با حرکت شرق‌سو، به تدریج نواحی جنوب، مرکز، جنوب شرق و شرق کشور را تحت تأثیر قرار داده است و سبب بارش‌های قابل ملاحظه در این نواحی شده، مورد بررسی قرار گرفته است.

شکل‌های ۳ و ۴ در تاریخ ۷ دسامبر سال ۲۰۰۹ در ساعت ۱۸ UTC است. همان‌طور که خطوط جریان و میدان باد نشان می‌دهد، جریان‌های مرطوب از روی دریای عرب و بخش‌هایی از اقیانوس هند، دریای مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس از سمت جنوب و

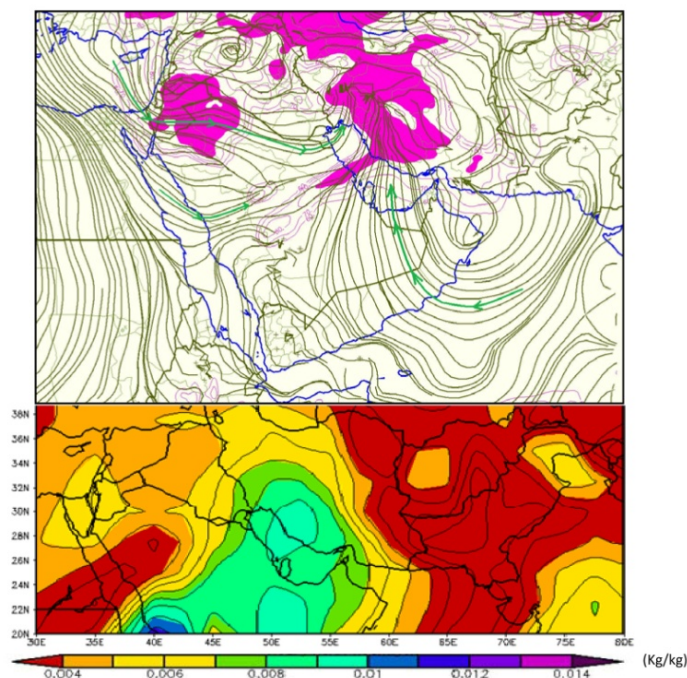


شکل ۳. میدان باد تراز ۸۵۰ میلی‌باری همراه با خطوط جریان که بردارهای باد به رنگ سرخ و خطوط جریان به رنگ سبز در تاریخ ۷ دسامبر سال ۲۰۰۹ در ساعت ۱۸ UTC.

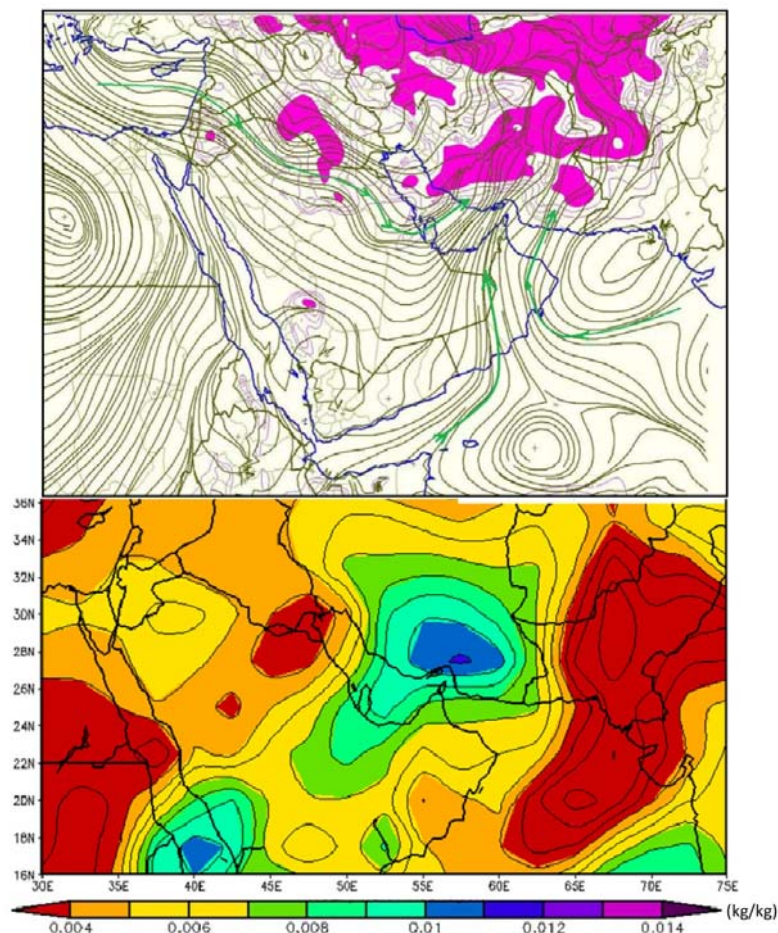


شکل ۵ مربوط به تاریخ ۸ دسامبر سال ۲۰۰۹ در ساعت ۱۲ UTC (۱۸ ساعت بعد از شکل ۴) است. در این شکل به علت حرکت شرق‌سوی سامانه بارش‌زا، منطقه همگرایی نیز به سمت شرق (منطقه جنوب جنوب شرق) متمایل شده است. در این حالت نقش تغذیه رطوبتی از منابع گوناگون نیز تغییر کرده و به نظر می‌رسد با حرکت سامانه‌های فشاری (به‌ویژه پُرفشار واقع در غرب دریای سرخ) به سمت شرق، جهت جریان و باد روی بخش عمده‌ای از دریای سرخ تغییر می‌کند (مقایسه شکل ۴ با شکل ۵). در این صورت تغذیه رطوبتی دریای سرخ برای بارش‌های کشور در مقایسه با دریای عرب کاهش می‌یابد اما همگرایی جریان‌های شمال غربی و جنوب شرقی در نواحی مرکزی دریای سرخ و تغییر جهت آنها به صورت جریان‌های جنوب غربی این دریا همچنان می‌تواند در تغذیه رطوبت بارش‌های کشور سهمیم باشد.

شکل ۴ میزان رطوبت نسبی وارد شده از منابع رطوبتی به‌ویژه دریای عرب و اقیانوس هند و همچنین نم و یژه را نشان می‌دهد. در این شکل رطوبت نسبی با سطح‌های سرخ‌رنگ مشخص شده است، این سطوح نشان‌دهنده رطوبت نسبی صد در صد در ساعت ۱۸ UTC روز ۷ دسامبر سال ۲۰۰۹ هستند. مقدار رطوبت نسبی هم به دما و هم به مقدار بخار آب موجود در جو بستگی دارد و در نواحی که دمای هوا سردتر باشد هوا سریع‌تر به حالت اشباع می‌رسد. بنابراین معیار مناسبی برای برآورد مقدار رطوبت موجود در جو نیست. بر این اساس میانگین نم ویژه در این روز در نقشه پایینی شکل ۴ آورده شده است. با توجه به تعداد خطوط جریان، مسیر طی شده روی آب و فاصله و همچنین تخلیه رطوبتی تا رسیدن به ایران به نظر می‌رسد که در این سامانه‌های بارشی، دریای عرب و اقیانوس هند مهم‌ترین منابع رطوبتی مؤثر در بارش‌های نیمه جنوبی به‌ویژه نواحی مرکزی و شرقی باشند.



شکل ۴. نقشه بالا، رطوبت نسبی همراه با خطوط جریان تراز ۸۵۰ میلی‌باری که رطوبت نسبی صد در صد با سطح‌های صورتی‌رنگ و خطوط جریان به رنگ سبز، در ساعت ۱۸ UTC روز ۷ دسامبر سال ۲۰۰۹ و نقشه پایین، میانگین نم ویژه برای روز ۷ دسامبر ۲۰۰۹.



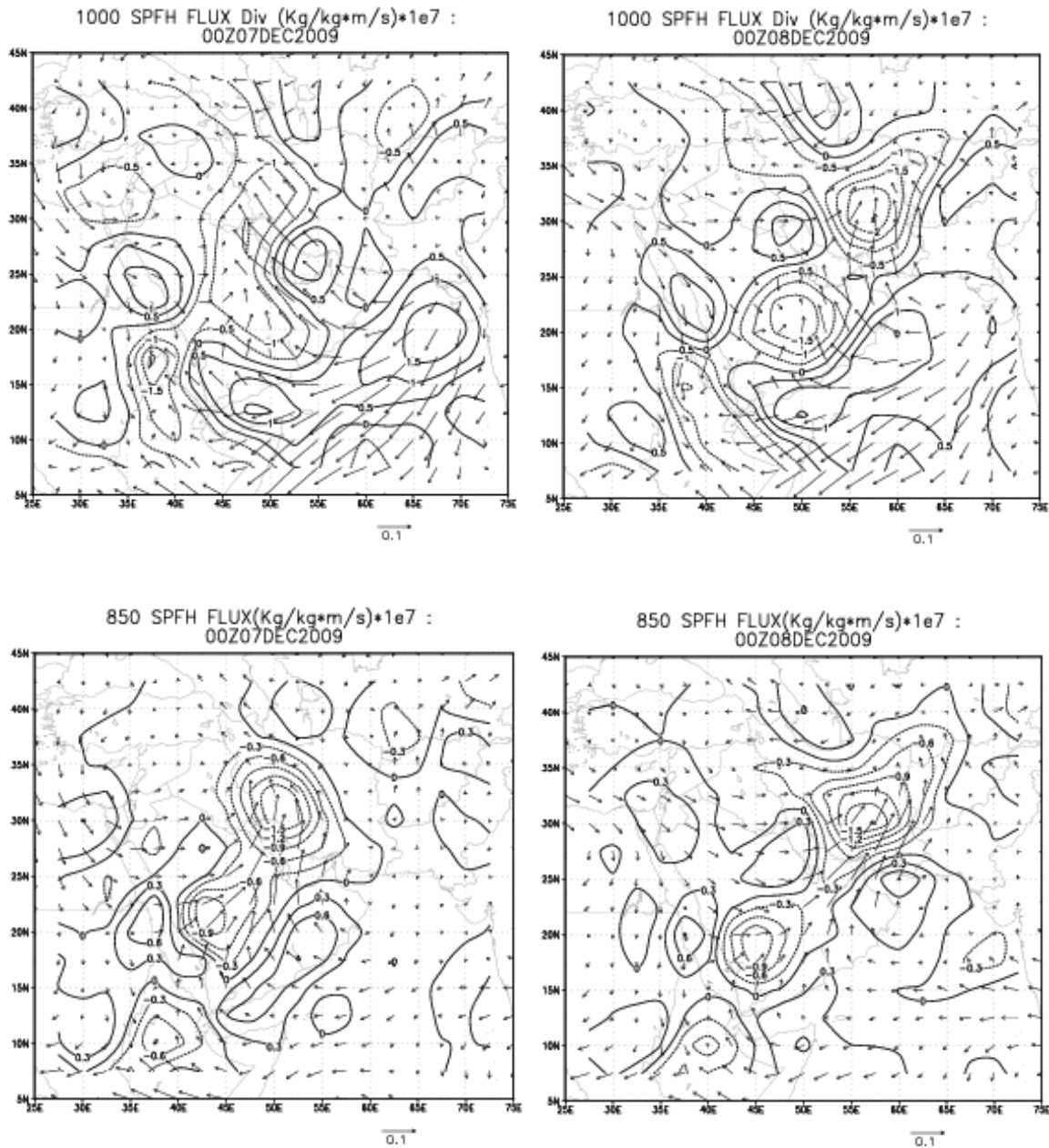
شکل ۵. نقشه بالا، رطوبت نسبی همراه با خطوط جریان تراز ۸۵۰ میلی‌باری که رطوبت نسبی صد در صد با سطح‌های صورتی‌رنگ و خطوط جریان به رنگ سبز در ساعت ۱۲ UTC روز ۸ دسامبر سال ۲۰۰۹ و نقشه پایین، میانگین نم ویژه برای روز ۸ دسامبر ۲۰۰۹.

سرخ و خلیج فارس و همگرایی روی شبه‌جزیره عربستان و نیمه جنوبی ایران در این ترازها مشاهده می‌شود. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال علاوه بر شرایط فوق، واگرایی شار در نواحی شرقی و جنوب شرقی دریای مدیترانه هم دیده می‌شود (شکل ۶). در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل نشان داده نشده است) واگرایی شار رطوبت ویژه در روی دریای عرب مشاهده نمی‌شود اما در نواحی مرکزی دریای سرخ، خلیج فارس و بخش کوچکی از نواحی جنوب شرق و شرق دریای مدیترانه واگرایی شار دیده می‌شود. بیشینه همگرایی شار در نیمه جنوبی مشاهده می‌شود.

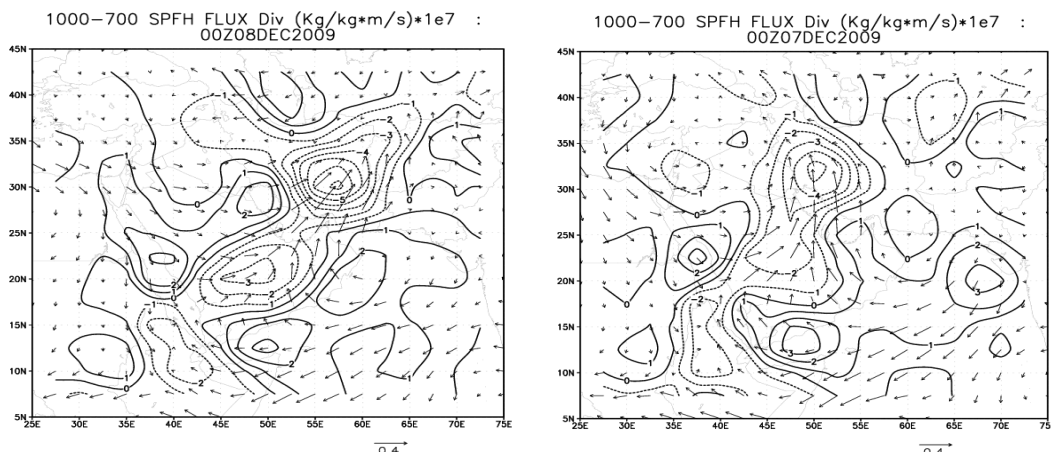
برای بررسی بیشتر بردار شار رطوبت ویژه ( $\vec{v}q$ ) و واگرایی آن ( $\nabla \cdot \vec{v}q$ ) برای ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰، ۵۰۰، ۳۰۰ هکتوپاسکال و مجموع واگرایی و همگرایی شار افقی لایه ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی در روزهای ۶ تا ۹ دسامبر ۲۰۰۹ و ۲۲ تا ۲۴ دسامبر ۲۰۰۸ محاسبه شد. لازم به ذکر است در روابط بالا  $q$ : مقدار رطوبت ویژه برحسب  $kg/kg$  و  $\vec{v}$ : بردار باد افقی برحسب  $m/s$  است. برای نمونه در شکل ۶ بردار شار و همگرایی آن برای ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکالی نشان داده شده است. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، واگرایی شار رطوبت ویژه روی دریای عرب، نواحی مرکزی دریای

در نواحی جنوب غرب و رشته‌کوه زاگرس مشاهده می‌شود و در روز ۸ مارس بیشینه همگرایی در نواحی جنوب-جنوب شرق، مرکز و شرق کشور مشاهده می‌شود.

شکل ۷ مجموع واگرایی و همگرایی شار لایه ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد که در روز ۷ مارس بیشینه واگرایی شار روی دریای عرب و بخش‌هایی از دریای سرخ و بیشینه همگرایی



شکل ۶. بردار شار رطوبت ویژه، واگرایی (خطوط پُر) و همگرایی (خطوط نقطه‌چین) برای ترازهای ۱۰۰۰ و ۸۵۰ میلی‌باری برای روزهای ۷ و ۸ دسامبر سال ۲۰۰۹ که در عدد ۱۰<sup>۷</sup> ضرب شده است.



شکل ۷. مجموع همگرایی و واگرایی شار و بردار شار رطوبت ویژه ترازهای ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ میلی‌باری برای روزهای ۷ و ۸ دسامبر سال ۲۰۰۹ که در عدد  $10^7$  ضرب شده است.

و براساس توزیع نم ویژه و آب قابل بارش بررسی کردند و نشان دادند که رطوبت دو روز قبل از شروع بارش روی ایران در ترازهای پایینی وردسپهر از نواحی جنوبی دریای سرخ و خلیج عدن به سمت شمال خاورمیانه و سپس از روز شروع بارش به سمت شرق (غرب ایران) جابه‌جا می‌شود. آنها با محاسبه مقادیر شار رطوبت نشان دادند که دریا‌های عمان و عرب اصلی‌ترین منبع تأمین رطوبت بارش رخ داده روی غرب ایران هستند. همچنین کریمی و فرج‌زاده (۱۳۹۰) شار رطوبت و الگوهای زمانی-مکانی منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران را با استفاده از داده‌های مرکز پیش‌بینی‌های میان‌مدت اروپا (ECMWF European Center for Medium Range Weather Forecasts) بررسی کردند و نتیجه گرفتند که دریا‌های عرب و مدیترانه به علت انتقال حجم زیاد رطوبت روی ایران، مهم‌ترین منابع رطوبت بارش‌های کشورند و دریا‌های سرخ، عمان و خلیج فارس با اختلافی فاحش در رده‌های بعدی قرار دارند.

ضرایب همبستگی بین بی‌هنجاری دمای سطح آب دریای عرب و اقیانوس هند با بارش برای ماه‌های گوناگون در جدول ۱ نشان داده شده است. در ماه اکتبر

نتایج حاصل از بررسی شار ویژه و همگرایی و واگرایی آن برای حالت‌های بررسی شده در بالا، نشان داد که فقط در ترازهای کم وردسپهر (۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکالی و با شدت خیلی کمتر در ۸۵۰ هکتوپاسکالی) واگرایی شار روی دریای عرب و انتقال رطوبت از این نواحی به سمت نیمه جنوبی ایران رخ می‌دهد؛ که یکی از دلایل عمده آن، می‌تواند استقرار سامانه پُرفشار در نواحی غربی دریای عرب باشد. واگرایی شار رطوبت ویژه روی دریای سرخ، خلیج فارس و نواحی شرقی و جنوب شرقی مدیترانه نیز مشاهده شد. به طوری که در بیشتر حالت‌ها، در روی دریای سرخ (در محدوده‌ای تقریبی بین عرض‌های جغرافیایی حدود  $15^{\circ}N$  تا  $25^{\circ}N$ )، شار رطوبتی از سمت نواحی جنوب غربی دریای عرب و خلیج عدن با شار رطوبتی که از نواحی جنوب شرقی مدیترانه به این منطقه می‌آیند همگرا می‌شود و با تغییر جهت به صورت جنوب غربی، کانال رطوبتی را ایجاد می‌کند که به نظر می‌رسد این کانال نقش مهمی در تغذیه رطوبت بارش‌های نیمه جنوبی ایران داشته باشد.

فرج‌زاده اصل و همکاران (۱۳۸۸) چگونگی انتقال رطوبت در بارش زمستانه غرب ایران را به صورت موردی

شرق همبستگی‌های معنی‌داری بین بی‌هنجاری‌های بارش و دمای سطح آب دریای عرب دیده می‌شود که بیشترین همبستگی در ماه ژانویه برای بوشهر وجود دارد.

در ماه اکتبر ضرایب همبستگی بی‌هنجاری بارش با بی‌هنجاری دمای سطح آب شرق اقیانوس هند با سطح اعتماد ۹۹ درصد برای ایستگاه آبادان با مقدار ۰/۳۸۷ و با سطح اعتماد ۹۵ درصد برای ایستگاه‌های بوشهر، شیراز و یزد به ترتیب برابر با مقادیر ۰/۳۱۶، ۰/۳۲۸ و ۰/۳۱۳ به دست آمد (جدول ۲).

همچنین همبستگی بین بی‌هنجاری بارش و بی‌هنجاری دمای سطح آب شرق اقیانوس هند در ماه نوامبر با سطح اعتماد ۹۵ درصد فقط برای ایستگاه اهواز ۰/۲۹۴ محاسبه شد و در سایر ماه‌های دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس همبستگی معنی‌داری مشاهده نشد.

همبستگی‌های بین بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب دریای عرب با بارش ایستگاه‌های کرمان و یزد با مقادیر ۰/۵۹۳ و ۰/۴۴۹ و با سطح اعتماد ۹۹ درصد و با بارش ایستگاه‌های آبادان، بوشهر، بندرعباس، زاهدان و اصفهان به ترتیب با مقادیر ۰/۲۸۹، ۰/۳۴۶، ۰/۳۶۰، ۰/۳۱۹ و ۰/۳۶۰ و با سطح اعتماد ۹۵ درصد به دست آمده است. برای ماه نوامبر ضرایب همبستگی به دست آمده بین بی‌هنجاری بارش و بی‌هنجاری دمای سطح آب دریای عرب با سطح اعتماد ۹۵ درصد برای ایستگاه‌های اهواز و بوشهر با مقادیر ۰/۲۹۵ و ۰/۳۰۳ است (جدول ۱).

در ماه‌های دسامبر و مارس با توجه به جدول ۱ هیچ‌گونه همبستگی معنی‌داری بین بی‌هنجاری بارش و بی‌هنجاری دمای سطح آب دریای عرب در ایستگاه‌های شاهد مشاهده نشد. در ماه‌های ژانویه و فوریه برای ایستگاه‌های واقع در جنوب و جنوب جنوب

جدول ۱. ضریب همبستگی بین بی‌هنجاری بارش ایستگاه‌های مورد بررسی با بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب دریای عرب (منطقه a) در ماه‌های متفاوت.

ایستگاه	اکتبر	نوامبر	دسامبر	ژانویه	فوریه	مارس
آبادان	۰/۲۸۹*	۰/۰۷۶	۰/۲۴۸	۰/۱۷۸	۰/۲۱۰	۰/۰۰۰
اهواز	۰/۱۹۱	۰/۲۹۵*	۰/۲۰۲	۰/۳۴۱*	۰/۱۰۳	-۰/۰۸۱
بوشهر	۰/۳۴۶*	۰/۳۰۳*	۰/۱۵۳	۰/۳۹۸**	۰/۰۹۲	۰/۱۰۶
شیراز	۰/۲۷۸	۰/۱۱۴	۰/۱۳۹	۰/۲۶۸	۰/۳۱۷*	۰/۰۵۰
بندرعباس	۰/۳۶۰*	۰/۰۹۶	۰/۲۱۷	۰/۳۵۹*	۰/۲۹۸*	۰/۱۰۶
زاهدان	۰/۳۱۹*	۰/۱۴۰	۰/۰۵۰	۰/۰۸۰	-۰/۰۸۰	۰/۰۵۰
کرمان	۰/۳۹۵**	۰/۱۱۸	۰/۰۷۷	۰/۰۹۴	۰/۱۵۳	-۰/۰۶۵
یزد	۰/۴۴۹**	۰/۲۵۹	۰/۰۸۵	۰/۱۰۶	۰/۱۱۲	-۰/۰۲۵
اصفهان	۰/۳۶۰*	۰/۱۶۰	۰/۰۵۱	۰/۱۴۵	۰/۲۴۵	۰/۰۷۴

\* ضریب همبستگی با سطح خطای پنج درصد  
\*\* ضریب همبستگی با سطح خطای یک درصد

جدول ۲. ضریب همبستگی بین بی‌هنجاری بارش ایستگاه‌های مورد بررسی با بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب برای شرق اقیانوس هند (منطقه b) در ماه‌های متفاوت.

ایستگاه	اکتبر	نوامبر	دسامبر	ژانویه	فوریه	مارس
آبادان	۰/۳۸۷*	۰/۰۹۹	۰/۰۴۸	۰/۰۴۹	۰/۱۰۱	۰/۰۵۹
اهواز	۰/۲۸۰	۰/۲۹۴*	۰/۱۰۵	۰/۰۸۶	-۰/۱۴۹	-۰/۰۴۴
بوشهر	۰/۳۱۶*	۰/۱۱۱	-۰/۰۰۸	۰/۰۹۶	۰/۰۶۵	۰/۰۱۷
شیراز	۰/۳۲۸*	۰/۰۵۸	۰/۰۱۸	-۰/۰۹۱	۰/۱۱۹	-۰/۰۱۷
بندرعباس	۰/۰۵۷	۰/۰۶۰	-۰/۰۳۲	۰/۰۲۹	۰/۱۱۵	۰/۰۸۲
زاهدان	۰/۱۰۳	۰/۱۵۸	۰/۰۳۷	-۰/۰۶۸	۰/۰۰۵	۰/۰۵۶
کرمان	۰/۲۲۵	۰/۰۳۱	۰/۰۸۱	-۰/۱۴۸	۰/۰۲۳	۰/۰۶۰
یزد	۰/۳۱۳*	۰/۰۷۷	۰/۲۰۴	-۰/۱۲۷	۰/۱۹۴	۰/۰۲۸
اصفهان	۰/۱۸۶	۰/۲۳۱	۰/۰۹۳	۰/۰۴۲	۰/۰۱۷	۰/۲۳۸

\* ضریب همبستگی با سطح خطای پنج درصد  
\*\* ضریب همبستگی با سطح خطای یک درصد

همچنین در ماه نوامبر برای ایستگاه اهواز ۰/۳۳۷ محاسبه شد و با توجه به جدول ۳ هیچ‌گونه همبستگی معنی‌داری بین بی‌هنجاری بارش و بی‌هنجاری دمای سطح آب دریای غرب اقیانوس هند در سایر ماه‌ها دیده نشد.

با توجه به جدول ۳ ضریب همبستگی برای غرب اقیانوس هند فقط برای ایستگاه یزد با سطح اعتماد ۹۵ درصد برابر با مقدار ۰/۳۲۳ در ماه اکتبر و برای ایستگاه‌های اهواز، بوشهر و بندرعباس در ماه ژانویه با سطح اعتماد ۹۵ درصد به ترتیب برابر با مقادیر ۰/۳۶۳، ۰/۳۱۱، و ۰/۲۹۴

جدول ۳. ضریب همبستگی بین بی‌هنجاری بارش ایستگاه‌های مورد بررسی با بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب برای غرب اقیانوس هند (منطقه c) در ماه‌های متفاوت.

ایستگاه	اکتبر	نوامبر	دسامبر	ژانویه	فوریه	مارس
آبادان	۰/۲۳۸	۰/۱۶۹	۰/۲۱۸	۰/۱۱۴	۰/۱۴۰	۰/۲۳۰
اهواز	۰/۱۱۵	۰/۳۳۷*	۰/۲۴۱	۰/۳۶۳*	۰/۰۲۰	۰/۱۹۷
بوشهر	۰/۲۳۳	۰/۲۰۱	۰/۰۳۴	۰/۳۱۱*	۰/۱۷۹	۰/۱۷۷
شیراز	۰/۲۶۳	۰/۱۰۹	۰/۰۶۲	۰/۱۲۶	۰/۲۴۹	۰/۱۹۰
بندرعباس	۰/۱۱۸	۰/۰۷۹	-۰/۰۴۱	۰/۲۹۴*	۰/۱۲۹	۰/۱۳۳
زاهدان	-۰/۰۴۱	۰/۱۵۵	۰/۱۴۵	۰/۱۵۲	۰/۰۷۴	۰/۱۰۱
کرمان	۰/۲۶۳	۰/۰۵۱	۰/۰۹۸	-۰/۰۵۲	۰/۰۰۴	۰/۲۵۶
یزد	۰/۳۲۳*	۰/۰۵۸	-۰/۱۰۹	۰/۰۶۰	۰/۱۴۸	۰/۲۱۰
اصفهان	۰/۰۶۴	۰/۱۷۸	۰/۰۳۵	۰/۱۲۹	۰/۱۸۳	۰/۲۶۸

\* ضریب همبستگی با سطح خطای پنج درصد

در ماه اکتبر فقط در ایستگاه یزد و در ماه نوامبر در ایستگاه اهواز همبستگی مثبت با سطح اطمینان ۹۵ درصد بین بی‌هنجاری‌های بارش و بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب در هر سه منطقه a، b و c مشاهده می‌شود (جدول ۴). در ماه فوریه فقط بی‌هنجاری بارش ایستگاه‌های شیراز و بندرعباس با بی‌هنجاری SST دریای عرب دارای همبستگی معنی‌داری است و برای سایر ایستگاه‌ها در این ماه و برای کل ایستگاه‌های در ماه‌های دسامبر و مارس همبستگی معنی‌داری مشاهده نمی‌شود. ناحیه شرقی اقیانوس هند (منطقه b) در ماه‌های زمستان و اوایل بهار (از دسامبر تا مارس) هیچ‌گونه همبستگی معنی‌داری را نشان نمی‌دهد و در نوامبر نیز فقط با اهواز همبستگی دارد.

ضرایب همبستگی معنی‌دار بین بی‌هنجاری‌های بارش ایستگاه‌های نیمه جنوبی ایران با بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب مناطق گوناگون (مناطق a، b و c شکل ۱) در جدول ۴ آمده و از دیگر ضرایب صرف‌نظر شده است. نتایج نشان می‌دهد که ضرایب همبستگی بین بی‌هنجاری‌های بارش ماهانه ایستگاه‌های نیمه جنوبی کشور با بی‌هنجاری‌های ماهانه دمای سطح آب دریای عرب و اقیانوس هند در ماه اکتبر، بیشینه مقدار را دارد. همچنین همبستگی مثبت با سطح اطمینان ۹۵ درصد بین بی‌هنجاری‌های بارش ایستگاه‌های اهواز، بوشهر و بندرعباس با بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب دریای عرب و نواحی غرب اقیانوس هند در ماه ژانویه مشاهده می‌شود.

جدول ۴. ضریب همبستگی بین بی‌هنجاری بارش ایستگاه‌های مورد بررسی با بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب دریای عرب (منطقه a)، شرق اقیانوس هند (منطقه b) و غرب اقیانوس هند (منطقه c) در ماه‌های متفاوت.

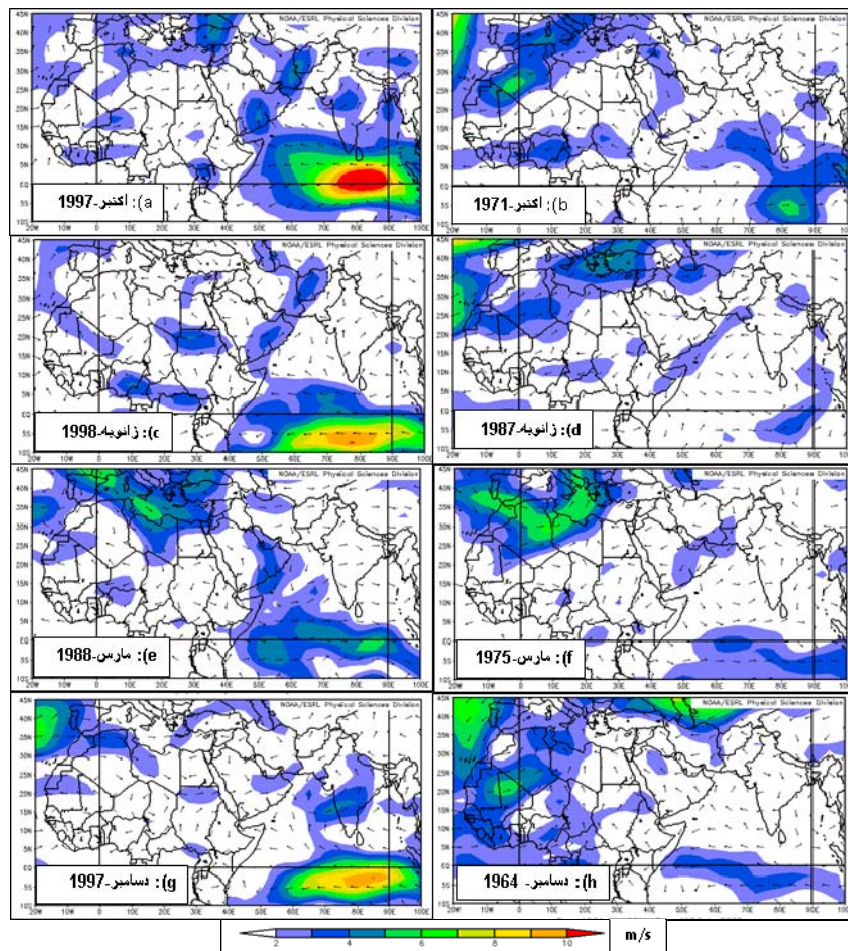
ایستگاه	اکتبر	نوامبر	دسامبر	ژانویه	فوریه	مارس
آبادان	a=۰/۲۸۹* b=۰/۳۸۷**	-	-	-	-	-
اهواز	-	a=۰/۲۹۵* b=۰/۲۹۴* c=۰/۳۳۷*	-	a=۰/۳۴۱* c=۰/۳۶۳*	-	-
بوشهر	a=۰/۳۴۶* b=۰/۳۱۶*	a=۰/۳۰۳*	-	a=۰/۳۹۸** c=۰/۳۱۱*	-	-
شیراز	b=۰/۳۲۸*	-	-	-	a=۰/۳۱۷*	-
بندرعباس	a=۰/۳۶۰*	-	-	a=۰/۳۵۹* c=۰/۲۹۴*	a=۰/۲۹۸*	-
زاهدان	a=۰/۳۱۹*	-	-	-	-	-
کرمان	a=۰/۳۹۵**	-	-	-	-	-
یزد	a=۰/۴۴۹** b=۰/۳۱۳* c=۰/۳۲۳*	-	-	-	-	-
اصفهان	a=۰/۳۶۰*	-	-	-	-	-

\* ضریب همبستگی با سطح خطای پنج درصد  
\*\* ضریب همبستگی با سطح خطای یک درصد

شده با بی‌هنجاری‌های مثبت و یا منفی SST در ماه‌های متفاوت، نقش کنترل‌کننده در تغذیه رطوبتی از منابع گوناگون و رخداد بارش را ایفا می‌کند.

برای بررسی مقدماتی این موضوع، ابتدا بیشینه و کمینه بی‌هنجاری‌های ماهانه SST دریای عرب طی دوره طی دوره ۵۰ ساله مورد بررسی، مشخص شد (شکل نشان داده نشده است). سپس بی‌هنجاری‌های ماهانه بردار باد تراز ۸۵۰ میلی‌باری نسبت به دوره ۵۰ ساله (۱۹۵۶-۲۰۰۵) مربوط به هر یک از ماه‌ها محاسبه شد (شکل ۸).

بنابراین انتظار می‌رود که لحاظ نشدن منابع رطوبتی دیگر مانند دریای مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس (علیجانی، ۱۳۷۴؛ ناظم السادت و شیروانی، ۱۳۸۵؛ کریمی احمد آبادی، ۱۳۸۶) برای بارش‌های نواحی جنوبی ایران و همچنین لحاظ نشدن شرایط جوئی می‌تواند از مهم‌ترین دلایلی باشند که همبستگی‌های معنی‌دار، بین بی‌هنجاری‌های بارش و SST دریای عرب و اقیانوس هند فقط در بعضی از ماه‌ها وجود داشته باشد. به عبارت دیگر صرف‌نظر از نقش احتمالی تقدم و یا تأخر زمانی بین بی‌هنجاری‌های پیش‌گفته، الگوهای جوئی متفاوت همراه



شکل ۸. بی‌هنجاری‌های ماهانه بردار باد تراز ۸۵۰ میلی‌باری نسبت به دوره ۵۰ ساله (۱۹۵۶-۲۰۰۵) است که جهت باد با پیکان مشکی و مقدار سرعت (برحسب متر بر ثانیه) به صورت رنگی نشان داده شده است. نقشه‌های سمت چپ (a, c, e & g) مربوط به ماه‌هایی است که بیشینه بی‌هنجاری‌های ماهانه مثبت SST و نقشه‌های سمت راست (b, d, f & h) مربوط به ماه‌هایی است که بیشینه بی‌هنجاری‌های ماهانه منفی SST بوده است.



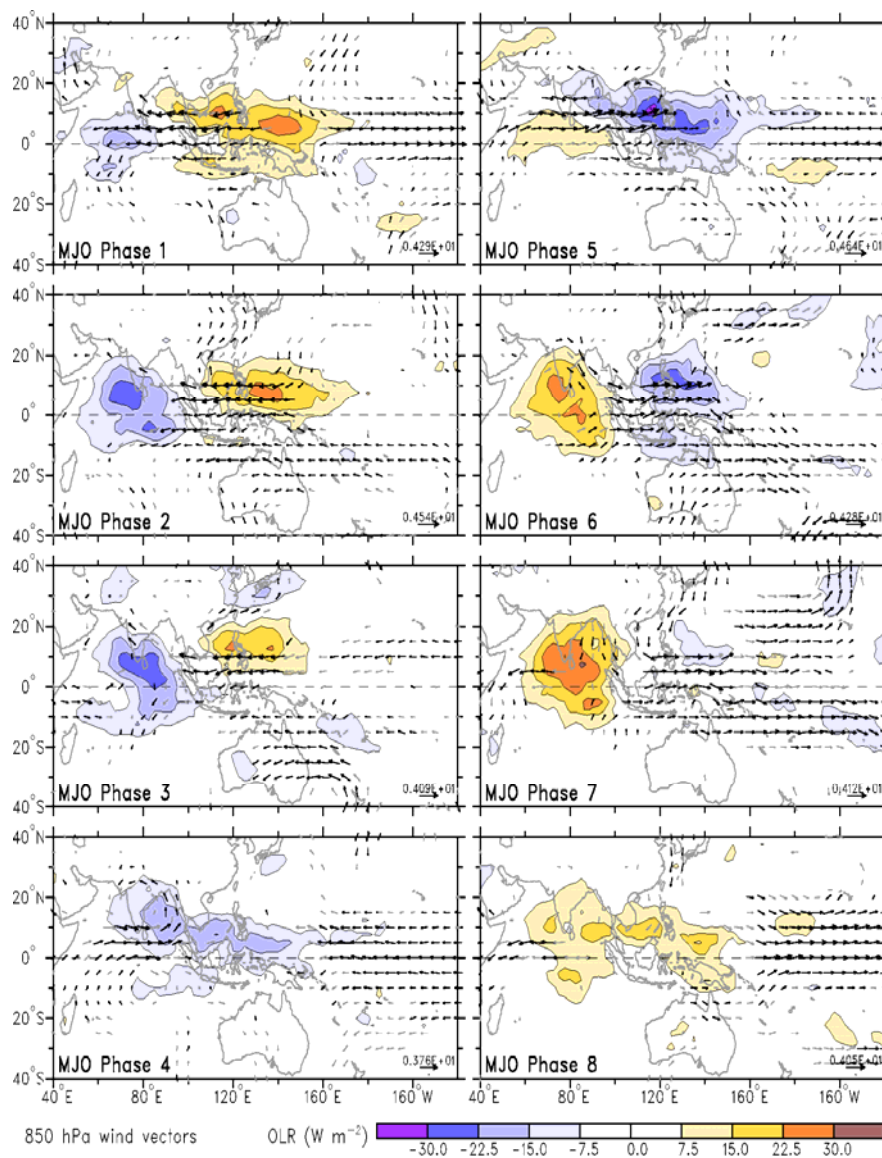
ماه‌های زمستان رخ می‌دهد که طی دوره بررسی شده، در بیشتر ایستگاه‌های مورد بررسی، همبستگی معنی‌داری با بی‌هنجاری SST، مشاهده نشد. بنابراین عوامل تأثیرگذار دیگری وجود دارد که بی‌هنجاری‌های بارش نیمه جنوبی، بیشتر از آنها تبعیت می‌کند. بررسی‌های صورت گرفته (مانند بارلو و همکاران، ۲۰۰۵) روشن ساخت که گردش‌های همرفت حاره‌ای موسوم به MJO (Madden Julian Oscillation) با میانگین دوره‌ای حدود ۵۰ روزه، نقش مهمی در بارش‌های جنوب غرب آسیا دارد. به طوری که در فازهای مختلف MJO جت استریم‌های (منطقه خروجی جت) منطقه تغییر کرده که پیامد آن تغییرات در ناپایداری کژفشاری محلی و بی‌هنجاری بارش است؛ به طوری که در فاز مثبت MJO (تقویت همرفت در شرق اقیانوس) بارش‌های منطقه کاهش و در فاز منفی آن (تضعیف همرفت در شرق اقیانوس هند) بارش در منطقه به ویژه در نیمه جنوبی ایران افزایش رخ می‌دهد. بارلو و همکاران (۲۰۰۵) نشان دادند که بیشینه بارش‌های رخ داده در افغانستان با فاز منفی MJO همراه شده بود. تحقیقات زیادی (مانند: احمدی گیوی و همکاران، ۱۳۸۸؛ جونز و ارولهو، ۲۰۱۲؛ ویلر و همکاران، ۲۰۰۹؛ دونالد و همکاران، ۲۰۰۶؛ بارلو و همکاران، ۲۰۰۵؛ ویلر و هندون، ۲۰۰۴؛ تینگ و ساردشموخ، ۱۹۹۳؛ بلید و هارتمن، ۱۹۹۵) طی سال‌های اخیر در ارتباط با نقش گردش‌های همرفت حاره‌ای MJO به مثابه یکی از واداشت‌های دورپیوندی مؤثر در برهم‌کنش‌های مناطق حاره با جنب‌حاره و حتی عرض‌های میانی و بالایی صورت گرفته و در همه آنها اثرات این پدیده روی بارش تأیید شده است. به علت نزدیکی جنوب غرب آسیا به منطقه بیشینه فعالیت MJO، این منطقه به طور مستقیم می‌تواند تحت تأثیر بی‌هنجاری همرفتی این پدیده، به ویژه در زمانی‌های که آنها بیشینه مقادیرشان را دارند، قرار گیرد. ویلر و همکاران (۲۰۰۹) اثرات MJO روی گردش‌ها و بارش استرالیا را

لازم به ذکر است که در شکل ۸، نقشه‌های سمت چپ (a, c, e & g) مربوط به الگوی باد ماهیابی است که بیشینه بی‌هنجاری‌های مثبت SST رخ داده و نقشه‌های سمت راست (b, d, f & h) مربوط به الگوی باد ماهیابی است که بی‌هنجاری‌های SST کمینه مقدار (یا بیشینه مقدار منفی) را داشته است. نتایج نشان می‌دهد که الگوهای بی‌هنجاری بردار باد تراز ۸۵۰ میلی‌باری ماه‌های اکتبر و ژانویه (ماه‌هایی که همبستگی معنی‌داری بین بی‌هنجاری‌های بارش و بی‌هنجاری‌های SST وجود دارد) با الگوهای بی‌هنجاری‌های میدان باد ماه‌های دسامبر و مارس (که همبستگی بین بی‌هنجاری بارش و SST وجود ندارد) تفاوت معنی‌داری دارند. به طوری که در الگوی باد همراه شده با بی‌هنجاری‌های مثبت SST در ماه‌های اکتبر و ژانویه (نقشه‌های a و c) با جریان‌های شرقی در روی اقیانوس هند (به ویژه در نواحی استوایی و عرض‌های حدود ۵ درجه جنوبی) و جریان‌های جنوبی به ایران همراهی می‌شود (شرایط مناسب برای تغذیه رطوبت)، این شرایط برای حالت بی‌هنجاری‌های کمینه یا منفی SST در ماه‌های اکتبر و ژانویه (نقشه‌های b و d) وجود ندارد. در نتیجه در این ماه‌ها همبستگی معنی‌داری بین بی‌هنجاری‌های بارش و SST می‌تواند وجود داشته باشد (جدول ۴). اما در الگوی بی‌هنجاری باد همراه شده با بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی SST در ماه‌های مارس و دسامبر (نقشه‌های e تا h) به گونه‌ای است که جریان‌ها از روی دریای عرب و اقیانوس هند به سمت مناطق جنوبی ایران کشیده نمی‌شوند بلکه جریان‌های شمال شرقی روی دریای عرب و جریان‌های غربی روی اقیانوس هند غالب است (شکل ۸).

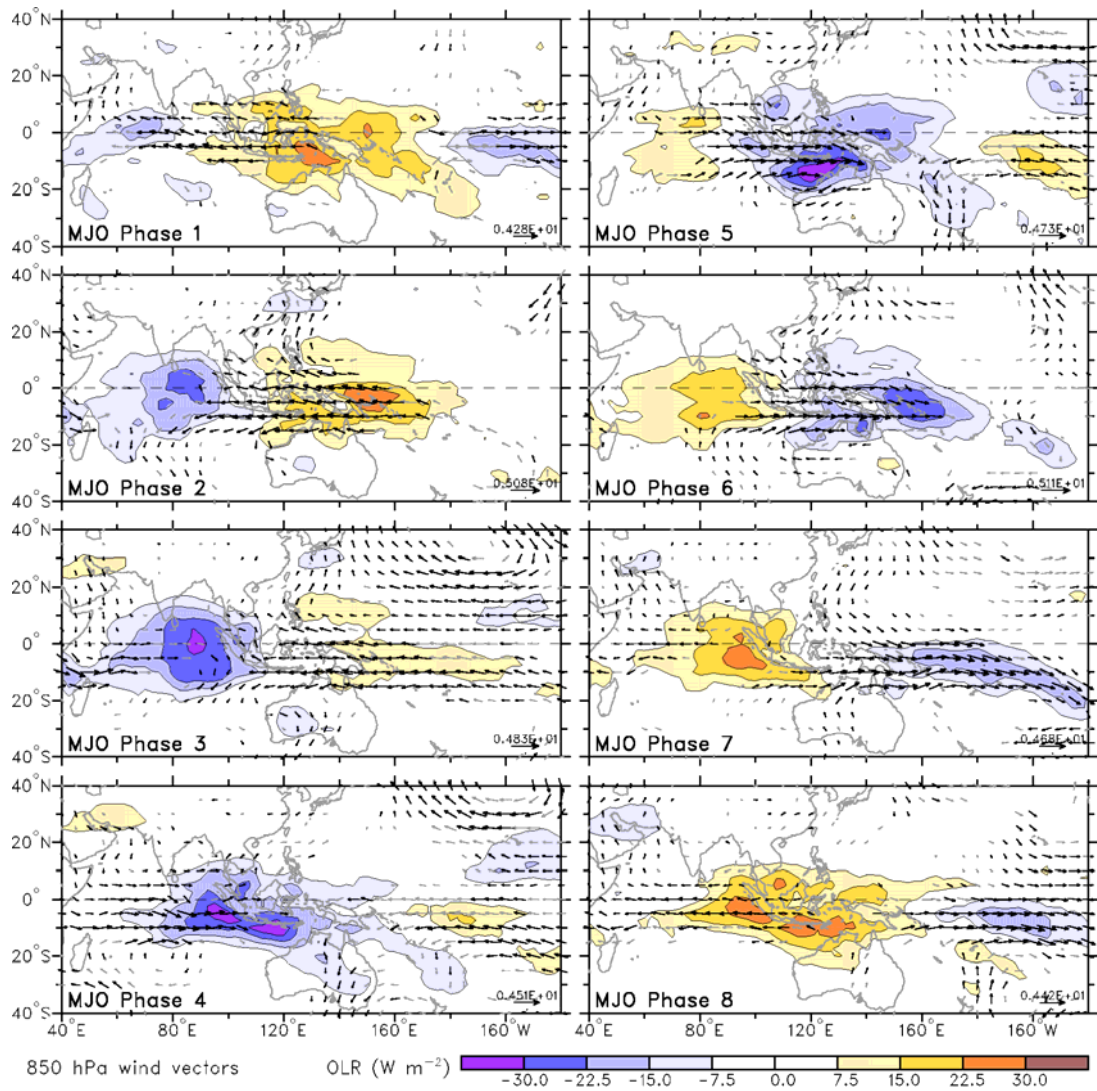
در حالت کلی، SST چرخه طولانی و تغییرات آن نیاز به زمان‌های طولانی دارد اما بارش‌های منطقه ناشی از چرخندهای عبوری است که در دوره‌های کوتاه، چندروزه رخ می‌دهد. از طرفی بیشتر بارش‌های منطقه، در

در شکل‌های ۹ و ۱۰ آورده شده است در این شکل‌ها، سطوح آبی و زردرنگ به ترتیب معرف بی‌هنجاری‌های منفی و مثبت OLR هستند که در مناطق حاره، بی‌هنجاری‌های منفی (مثبت) نواحی همراه شده با تقویت (تضعیف) همرفت را نشان می‌دهند. الگوی باد همراه شده با فاز ۱، ۷ و ۸، به ویژه فاز ۷ در فصل زمستان، می‌تواند ارتباط مستقیمی با بارش نیمه جنوبی کشور داشته باشد.

بررسی کردند و بی‌هنجاری تابش موج بلند خروجی (Outgoing longwave Radiation) (OLR) و متوسط گردش‌های فصلی در دوره ۱۹۷۴-۲۰۰۹، همراه شده به هریک از فازهای ۸ گانه MJO به دست آوردند. برای نمونه، شرایط متوسط فصلی همراه شده با میدان‌های باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر و ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه همراه با بی‌هنجاری OLR



شکل ۹. بی‌هنجاری OLR و میدان باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای متوسط شرایط MJO در ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر در دوره ۱۹۷۴-۲۰۰۹ (منبع: سازمان هواشناسی استرالیا براساس روش ویلر و همکاران ۲۰۰۹).



شکل ۱۰. مانند شکل ۹، اما برای ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه.

حرکت می‌کنند، تأثیر چندانی روی آب‌وهوای خاورمیانه ندارند. از ماه فوریه تا مه احتمال وقوع چرخند در شمال افریقا افزایش می‌یابد و هنگامی که این چرخندها روی کشور عربستان و دریای سرخ قرار می‌گیرند، بر آب‌وهوای خاورمیانه تأثیر می‌گذارند.

#### ۴ نتیجه‌گیری

نتایج بررسی‌های موردی براساس خطوط جریان، میدان باد، واگرایی شار رطوبت ویژه و جهت بردار شار در

عامل دیگری که می‌تواند نقش مهمی در بی‌هنجاری‌های بارش ایران داشته باشد، چرخندزایی در نیمه شرقی مدیترانه است. احمدی گیوی و نصرافهانی (۱۳۸۲) چرخندهای مدیترانه در دوره یک‌ساله و تأثیر آن بر آب‌وهوای خاورمیانه را بررسی کردند و نتیجه گرفتند که از اوایل ماه اکتبر تا اواخر ژانویه، چرخندزایی در نتیجه اثر تضعیف سامانه پُراتفاع جنب‌حاره، فعالیت چرخندزایی در دریای اژه و خلیج جنوا تشدید می‌شود. با این حال از آنجا که این چرخندها در جهت شمال شرقی

بارش و دمای سطح آب مناطق a، b و c مشاهده نشد و بیشترین ضرایب همبستگی مثبت به دست آمده نیز ۰/۴۴۹ بود که چندان زیاد نیست. این امر بیانگر آن است که میزان بارش و بی‌هنجاری‌های آن می‌تواند به عوامل متعددی از جمله گردش‌های همرفتی حاره‌ای (بارلو و همکاران، ۲۰۰۵؛ احمدی گیوی و همکاران، ۱۳۸۸)، گردش‌های مقیاس جهانی، همدیدی و میان‌مقیاس (جیرارین و همکاران، ۲۰۰۶؛ بوتی و همکاران، ۲۰۱۲)، امواج سیاره‌ای، چرخندهای عرض‌های میانی، مقادیر رطوبت ترازهای میانی جو (رضایی بنفشه و همکاران، ۱۳۸۹؛ کریمی احمدآبادی، ۱۳۸۶)، چرخندزایی روی مدیترانه (احمدی گیوی و نصرافهانی، ۱۳۸۲) و توپوگرافی (ویاله و ماریو، ۲۰۱۱) منطقه بستگی داشته باشد و نمی‌تواند فقط با یک پارامتر دارای همبستگی قوی باشد. ولی توجه به این نکته بسیار مهم است که بی‌هنجاری مثبت دمای سطح آب دریای عرب و اقیانوس هند را می‌توان در حکم یکی از وادش‌های افزایش بارش در نواحی جنوبی ایران به حساب آورد.

بررسی‌های صورت گرفته و تحقیقات قبلی نشان می‌دهد که نقش گردش‌های همرفت حاره‌ای MJO به منزله یکی از وادش‌های دورپیوندی مؤثر در برهم‌کنش مناطق حاره با جنب‌حاره و حتی عرض‌های میانی و بالایی (جونز و کاروالهو، ۲۰۱۲؛ ویلر و همکاران، ۲۰۰۹؛ دونالد و همکاران، ۲۰۰۶؛ بارلو و همکاران، ۲۰۰۵؛ ویلر و هندون، ۲۰۰۴؛ تینگ و ساردشموخ، ۱۹۹۳؛ بلید و هارتمن، ۱۹۹۵) و همچنین چرخندزایی در مدیترانه شرقی از عوامل تأثیرگذار بر بی‌هنجاری بارش منطقه است. با توجه به اینکه دامنه بزرگی گردش‌های همرفت حاره‌ای MJO در فصل سرد سال دارای بیشینه مقدار است (ویلر و هندون، ۲۰۰۴) و از طرفی تأثیرگذاری چرخندهای واقع بر عربستان و دریای سرخ بر آب‌وهوای خاورمیانه از فوریه تا مه بیشینه است (احمدی گیوی و نصرافهانی، ۱۳۸۲)،

ترازهای پایین جو نشان داد که سامانه‌های کم‌فشار دینامیکی به هنگام فعالیت در نیمه جنوبی ایران، بخش قابل‌ملاحظه‌ای از رطوبت خود را از دریای عرب، دریای سرخ و خلیج فارس کسب می‌کنند. در این هنگام سامانه پُرفشاری در جنوب شرق خلیج فارس و شرق عربستان تشکیل می‌شود و جریان‌های شرقی و شمال شرقی روی دریای عرب شکل می‌گیرد که این جریان‌ها در ادامه مسیر به صورت ساعت‌گرد می‌چرخند و در مناطق مرکزی دریای سرخ با جریان‌های شمال غربی روی این دریا، منطقه همگرایی رطوبتی ایجاد می‌کنند (شکل ۷). سپس با جریان‌های جنوب و جنوب غربی واقع در منطقه همگرایی فوق، رطوبت قابل‌ملاحظه‌ای به نواحی جنوبی ایران هدایت می‌شود. همچنین نتایج حاصل از واگرایی شار رطوبت ویژه نشان داد که بیشینه واگرایی شار در دریای عرب، دریای سرخ و خلیج فارس است و در ترازهای پایین وردسپهر (۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال) رخ می‌دهد که بیشینه همگرایی آن در نواحی جنوبی ایران و بخش‌های جنوب شرقی عربستان مشاهده می‌شود.

نتایج حاصل از همبستگی بین بی‌هنجاری بارش و بی‌هنجاری دمای سطح آب دریای عرب نشان داد که در ماه اکتبر، همبستگی مثبت با سطح اعتماد ۹۵ درصد برای پنج ایستگاه آبادان (۰/۲۸۹)، بوشهر (۰/۳۴۶)، بندرعباس (۰/۳۶۰)، زاهدان (۰/۳۱۹) و اصفهان (۰/۳۶۰) و با سطح اعتماد ۹۹ درصد برای دو ایستگاه کرمان (۰/۳۹۵)، یزد (۰/۴۴۹) با ضرایب ذکر شده برقرار است و فقط برای اهواز و شیراز در این ماه همبستگی معنی‌داری مشاهده نشد. در ماه‌های فصل سرد، که نیمه جنوبی کشور بیشینه مقدار بارش را در این ماه‌ها دریافت می‌کند، میزان همبستگی معنی‌دار ماهانه بین بی‌هنجاری بارش و SST در خیلی از ایستگاه‌های مورد بررسی مشاهده نمی‌شود. اما نکته حایز اهمیت این است که در هیچ‌یک از این ایستگاه‌ها، همبستگی منفی معنی‌داری بین بی‌هنجاری‌های

- نقش این عوامل در تغییرات ماهانه و درون‌فصلی بارش نیمه جنوبی کشور، در مقایسه با بی‌هنجاری‌های SST می‌تواند غالب باشد.
- مراجع**
- احمدی گیوی، ف. و نصراصفهان‌ی، م. ع.، ۱۳۸۲، مطالعه چرخندهای مدیترانه در دوره یک‌ساله و تأثیر آن بر آب‌وهوای خاورمیانه، م. فیزیک زمین و فضا، ۲۹(۲)، ۶۶-۷۸.
- احمدی گیوی، ف.، محب‌الحجه، ع. ر. و غضنفری، ا.، ۱۳۸۸، مطالعه توزیع رطوبت و بارش روی ایران در زمستان ۱۳۸۶ و ارتباط احتمالی آن با همرفت در اقیانوس هند، دوازدهمین کنفرانس دینامیک شاره‌ها، دانشگاه صنعتی نوشیروانی بابل، ۱-۱۳.
- براتی، غ. و حیدری، ا.، ۱۳۸۲، رده‌بندی منابع رطوبتی بارش‌های غرب ایران، سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم، اصفهان، ۲۹ مهر الی ۱ آبان ۱۳۸۲.
- رضایی بنفشه، م.، جهانبخش، س.، بیاتی خطیبی، م. و زینالی، ب.، ۱۳۸۹، پیش‌بینی بارش پاییزه و زمستانه نیمه غربی ایران با استفاده از SST مدیترانه در فصول تابستانو پاییز، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۷۹، ۶۲-۴۷.
- سبزی پرور، ع. ا.، ۱۳۷۰، بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زای در جنوب غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- عیلجانی، ب.، ۱۳۷۴، منابع رطوبت بارندگی ایران، مجموعه مقالات هفتمین کنگره جغرافیدانان ایران، دانشگاه تهران، ۲، ۲۶۱-۲۷۶.
- فرج‌زاده اصل، م.، کریمی احمدآباد، م.، قائمی، ه. و مباحثی، م. ر.، ۱۳۸۸، چگونگی انتقال رطوبت در بارش زمستانه غرب ایران (مطالعه موردی بارش
- ۳-۷ ژانویه ۱۹۹۶)، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ۱۳(۱)، ۱۹۳-۲۱۷.
- کریمی، م. و فرج‌زاده، م.، ۱۳۹۰، شار رطوبت و الگوهای فضایی-زمانی منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۹(۲۲)، ۱۰۹-۱۲۷.
- کریمی احمد آبادی، م.، ۱۳۸۶، تحلیل منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران- رساله دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.
- لشکری، ح.، ۱۳۷۵، الگوهای سینوپتیکی بارش‌های شدید در جنوب غرب ایران، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس.
- لشکری، ح.، ۱۳۸۲، مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۶، ۱۸-۱.
- لشکری، ح.، ۱۳۸۴، تحلیل سینوپتیکی دو نمونه از الگوی بارش‌های زمستانه جنوب شرق ایران - مجله مدرس، ۱۹(۱)، پیاپی ۸۳، ۱۹۷-۱۶۹.
- مفیدی، ع.، ۱۳۸۳، اقلیم‌شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشأ منطقه دریای سرخ در خاورمیانه- تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۵، ۷۱-۹۳.
- مفیدی، ع. و زرین، آ.، ۱۳۸۴، بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران\_ تحقیقات جغرافیایی، ۷۷، ۱۱۳-۱۳۶.
- ناظم السادات، س. م. ج. و شیروانی، ا.، ۱۳۸۵، پیش‌بینی بارش بارش مناطق جنوبی ایران با استفاده از دمای سطح آب خلیج فارس، مدل‌سازی تحلیل همبستگی متعارف، مجله علمی کشاورزی، ۲۹(۹)، ۶۵-۷۷.
- Back, L. E. and Bretherton, C. S., 2005, The relationship between wind speed and precipitation in the Pacific ITCZ, J. Climate, 18, 4317-4328.
- Barlow, M., Cullen, H. and Lyon, B., 2002,

- between the Tropical Pacific and Indian Ocean Sea-surface temperature and monthly precipitation over the Central Highland, Vietnam, *Int. J. Climatol.*, **27**, 1439-1454.
- Nicholls, N., 1989, Sea surface temperature and Australian winter rainfall, *J. of climate*, **2**, 965-973.
- Roca, R., Louvet, S. and Desbois, M., 2004, A study of convective systems, water vapor and top of the atmosphere cloud radiative forcing over the Indian Ocean using INSAT-1B and ERBE data, *Meteorology and Atmospheric Physics* 000, 1-17, DOI 10.1007/s00703-004-0098-3.
- Rowell, D., 2002, The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall seasonal, *Journal of climate*, **16**, 849-862.
- Roucou, p., Rocha de Aragao, J. O., Harzallah, A., Fontaine, B. and Janicot, S., 1996, Vertical motion changes related to North-East Brazil rainfall variability, a GCM simulation- *Int. J. Climatol.*, **16**, 879-892.
- Schott, F. A., Xie, S. P. and McCreary, J. P., 2009, Indian Ocean circulation and climate variability, DOI, 10.1029/2007RG000245., *Reviews of Geophysics*, **47**, 1-46.
- Shabbar, A. and Skinner, W., 2004, Summer drought patterns in Canada and the relationship to global sea surface temperatures, *Journal of climate*, **17**, 2866-2880.
- Singh, G. P. and Jai-Ho, O., 2007, Impact of Indian Sea surface temperature anomaly on Indian summer monsoon precipitation using a regional climate model, *Int. J. Climatol.*, **27**, 1455-1465.
- Streten, N. A., 1982, Extreme distributions of Austrellan annual rainfall in relation to sea surface temperature, *Int. J. Climatol.*, **3**, 143-153.
- Shukla, J., and Misra, B. M., 1977, Relationships between sea surface temperature and wind speed over the central Arabian Sea and monsoon rainfall over India, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 998-1002.
- Tae-Suk, O. and Moon, Y., 2010, A study on the analysis of the relationship between sea surface temperature and monthly rainfall, *Journal of Korea Water Resources Association*, **43**(5), 471-482.
- Ting, M. and Sardeshmukh, P. D., 1993, Factors determining the extratropical response to equatorial diabatic heating anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 907-918.
- Uvo, C. B., Repelli, C. A., Zebiak, S. E. and Drought in central and southwest Asia, La Nina, the warm pool, and Indian Ocean precipitation, *J. Climate*, **15**, 697-700.
- Barlow, M., Wheeler, M., Lyon, B. and Cullen, H., 2005, Modulation of daily precipitation over southwest Asia by the Madden-Julian Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 3579-3594.
- Barry, R. G. and Carleton, A. M., 2001, *synoptic and dynamic climatology*, Routledge, London and New York, 620 pp.
- Blade, I. and D. L. Hartmann, 1995, The linear and nonlinear extratropical response of the atmosphere to tropical intraseasonal heating, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 4448-4471.
- Bothe, O., Klaus, F. and Xiuhua, Z., 2012, precipitation climate of central Asia and the large scale atmospheric circulation, *Teorical Applied Climatology*, **108**, 345-354.
- Bretherton, C. S., Peters, M. E. and Back, L. E., 2004, Relationship between water vapor path and precipitation over the tropical oceans, *J. Climate*, **17**, 1517-1728.
- Donald, A., Meinke, H., Power, B., Maia, A. H. N., Wheeler, M. C., White, N., Stone, R. C. and Ribbe, J., 2006, Near-global impact of the Madden-Julian oscillation on rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L09704, doi: 10.1029/2005 GL0 25155.
- Evans, J. P., Smith, R. B. and Oglesby, R. J., 2004, Middle East climate simulation and dominant precipitation processes, *International Journal of Climatology*, **24**, 1671-1694.
- Girardin, M. P., Tardif, J. C., Flannigan, M. D. and Bergeron, Y., 2006, Synoptic-Scale atmospheric circulation and boreal Canada summer drought variability of the past three centuries, *J. of Climate*, **19**, 1922-1947.
- Jones, C. and Carvalho, L. M. V., 2012, Spatial-intensity variations in extreme precipitation in the contiguous United States and the Madden-Julian Oscillation, *J. Climate*, **25**, 4898-4913.
- Mechoso, C. R., Lyons, S. and Spahr, J., 1990, The impact of Sea surface temperature anomalies on the rainfall of Northeast Brazil, *J. Climate*, **3**, 812-826.
- Moore, A. M. and Kleeman, R., 1999, Stochastic forcing of ENSO by the intraseasonal oscillation, *J. Climate*, **12**, 1199-1220.
- Moron, V., Ward, M. N. and Navarra, A., 2001, Observed and SST-forced seasonal rainfall variability across tropical America, *Int. J. of Climate*, **21**, 1467-1501.
- Nguyen, T. D., Uvo, C. B. M. and Rosbjerg, D., 2007, Short communication relationship

- the meteorological society of Japan, **76**(5), 799-815.
- Yaun, Y., Zhou, W., Chan, Johnny, C. L., and Li, C., 2008, Impacts of the Basin-Wide Indian Ocean SSTA on the South China Sea summer monsoon onset, *Int. J. Climatol.*, **28**, 1579-1587.
- Zhang, C. and Gottschalck, J., 2002, Anomalies of ENSO and the Madden-Julian Oscillation in the Equatorial Pacific, *J. of Climate*, **15**, 2429-2445.
- Viale, M. and Mario, N., 2011, Climatology of winter orographic precipitation over the subtropical Central Andes and associated synoptic and regional characteristics, *Journal of Hydrometeorology*, **12**(4), 481-507.
- Kushnir, Y., 1998, The relationships between tropical pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation, *J. of Climate*, **11**, 551-562.
- Wheeler, M. C., Hendon, H. H., Sam, C., Holger, M. and Alexis, D., 2009, Impacts of the Madden-Julian Oscillation on Australian rainfall and circulation, *J. Climate*, **22**(6), 1482-1498.
- 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.
- Yatagi, A. and Yasumari, T., 1998, Variation of summer water vapor transport related to precipitation over and around the arid region in the interior of the Eurasian continent, *J. of*