

## همبستگی بین نوسان‌های باد مداری و بارش مناطق جنوبی ایران

امین شیروانی<sup>۱\*</sup>، نوشین احمدی باصری<sup>۲</sup>

### چکیده

در این مطالعه، همبستگی بارش مناطق جنوبی ایران و باد مداری بر روی خاورمیانه بررسی شد. داده‌های ماهانه باد مداری ۲۰۰ هکتوپاسکال بر روی خاورمیانه از داده‌های واکاوی شده‌ی NCEP-NCAR تهیه شدند. تحلیل مؤلفه‌های اصلی برای استخراج نماهای اصلی تغییرات باد زمستانه به کار برده شد. اولین تابع متعامد تجربی به صورت مکانی رسم شد و گره‌هایی با بارهای بالا، که نقش مهمی را در مؤلفه اصلی اول داشتند، تعیین شدند. این گره‌ها در محدوده‌ای با عرض جغرافیایی  $15^{\circ}$  تا  $22/5^{\circ}$  شمالی، و طول  $27/5^{\circ}$  تا  $42/5^{\circ}$  شرقی، واقع شده‌اند. معدل باد مداری داخل این منطقه به عنوان نمایه‌ی باد در نظر گرفته شد و همبستگی این نمایه و بارش زمستانه یازده ایستگاه همدیدی در جنوب کشور برای دوره‌ی ۲۰۱۰-۱۹۶۸ بررسی شد. نتایج نشان دادند که همبستگی معنی دار مثبتی در سطح ۵٪ بین نمایه‌ی باد ساخته شده و بارش اغلب ایستگاه‌ها وجود دارد. نمایه‌ی باد مداری ساخته شده ارتباط قوی‌تری را با بارش مناطق مطالعه شده در مقایسه با نمایه‌ی نوسان‌های جنوبی و دمای سطح آب خلیج فارس دارد.

**واژه های کلیدی:** تحلیل مؤلفه‌های اصلی، تحلیل توابع متعامد تجربی، باد مداری، بارش، ایران.

<sup>۱</sup> نویسنده مسئول و دانشیار بخش مهندسی آب و مرکز پژوهش‌های جوی اقیانوسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز، ایران.

تلفن: ۰۹۱۷۳۰۷۲۹۵۳ ایمیل: am\_shirvani@hotmail.com

<sup>۲</sup> فارغ التحصیل کارشناسی ارشد هواشناسی کشاورزی، بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز، ایران.

## مقدمه

بارش یکی از کمیت‌های مهم در هواشناسی است که در همه‌ی دوره‌ها محققین به آن توجه کرده و به بررسی ارتباط آن با سایر کمیت‌های اقلیمی و شبیه‌سازی آن پرداخته‌اند. در طول سال‌های اخیر مطالعه‌های پرشماری به منظور شناخت عوامل مؤثر بر نوسان‌های بارش و توجیه دوره‌های تر و خشک به انجام رسیده‌اند. با توجه به نتایج ناظم السادات و شیروانی (۲۰۰۶)، بارلو و همکاران (۲۰۰۵)، ناظم السادات و قاعد امینی (۲۰۱۰)، دزفولی و همکاران (۲۰۱۰) دمای سطح آب اقیانوس‌ها، فشار سطح دریا، پدیده‌های نوسان جنوبی و مادن جولیان از جمله این عوامل هستند. باد یکی دیگر از عناصر هفتگانه اقلیمی است که در اقلیم هر منطقه نقش بسزایی را دارد و از جمله متغیرهای اقلیمی هست که نوسان‌های آن در مقیاس‌های کوتاه و بلند مدت بر خصوصیات اقلیمی جهانی، منطقه‌ای و محلی اثر می‌گذارد. در جریان‌های بزرگ مقیاس جوی هنگامی که مؤلفه‌ی شرقی - غربی باد غالب می‌شود، و جزء نصف‌النهاری (شمالی - جنوبی) ضعیف‌تر است، باد مداری نمایان می‌گردد. همچنین، جریان‌های جتی اغلب در لایه وردایست در ارتفاع بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری از سطح زمین تشکیل می‌شوند (اهرنز، ۲۰۰۳). سرعت باد در هسته‌ی مرکزی جریان جتی بیشتر از ۱۹۰ کیلومتر بر ساعت است (اهرنز، ۲۰۰۳).

یانگ و همکاران (۲۰۰۲)، نوسان‌های جریان جتی شرق آسیا<sup>۱</sup> و ارتباط آنها را با بارش مناطق آمریکا، اقیانوس آرام و آسیا بررسی کردند. آن‌ها با توجه به میانگین بلند مدت جریان جتی تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در فصل زمستان، سه منطقه را با بیشترین سرعت باد در جهان مشخص نمودند، به طوری که بیشترین سرعت باد در شرق آسیا (منطقه‌ی اول) با سرعتی بیشتر از ۷۰ متر بر ثانیه در ناحیه‌ی اقیانوسی جنوب ژاپن در منطقه‌ی ۳۲/۵° شمالی و ۱۴۰° شرقی است که آن را EAJS نامیدند. شمال عربستان سعودی و جنوب مصر (منطقه‌ی دوم) باد مداری سرعت بیش از ۵۰ متر بر ثانیه را دارد در حالی که در ساحل شرقی ایالات متحده (منطقه‌ی سوم) باد مداری سرعتی بیش از ۴۰ متر بر ثانیه را دارد. همچنین، یانگ و همکاران

(۲۰۰۲) روابط EAJS را با ال‌نینو - نوسان جنوبی<sup>۲</sup> و دمای سطح دریا<sup>۳</sup> در قسمت جنب حاره‌ی شمالی اقیانوس آرام بررسی نموده و رابطه‌ی نسبی ENSO و EAJS را در میانگین بلند مدت گردش جوی، دمای سطحی و بارش در منطقه‌ی اقیانوسی آمریکا- آسیا تعیین کردند. بررسی‌های آنها نشان از پیوند قوی EAJS با علامت‌های اقلیمی آسیا و اقیانوس داشت. این پدیده باد با بارش ایران ارتباط معنی داری ندارد. کریشنامورتی (۱۹۶۱)، موراگامی و یونینایار (۱۹۷۷)، کانگ (۱۹۹۰) و لائو و همکاران (۲۰۰۰) نشان دادند که سرعت باد در شرق آسیا پیوند نزدیکی را با پدیده‌های مقیاس همدیدی مانند فرایند جبهه‌زایی، چرخندزایی و باران موسمی دارد.

واترسون (۲۰۰۱)، استنتاج باد را بر بارندگی و میانگین دمای سطحی در ناحیه‌ی استرالیایی بررسی نمود. تحقیقات شبیه‌سازی در نرم افزار جفت شده‌ی جوی - اقیانوسی انجام گرفت و رابطه‌ی میان بارندگی استرالیا و میانگین منطقه‌ی ای دمای سطحی تحلیل شد. تغییرات درون سالانه‌ی بارندگی فصلی در نرم افزار (که همراه با یک El Nino ضعیف بود) با شبیه‌سازی نرم افزار جوی با استفاده از SST همانند بوده و نشان می‌دادند که بیشترین تغییرات ایجاد شده جوی است. واترسون (۲۰۰۱)، روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی را نیز برای مؤلفه‌ی باد در سطح ۸۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های ژانویه و جولای برای هر دو نرم افزار انجام داد، که هر دو الگو همبستگی باد و بارندگی را نشان دادند.

استبان و چن (۲۰۰۸)، اثر تقویت بادهای تجاری<sup>۴</sup> (بادهای غالب مناطق گرمسیری استوایی هستند که از مناطق نیمه استوایی پر فشار به مناطق استوایی کم فشار می‌وزند (اهرنز، ۲۰۰۳)) از روی بارش را در سراسر سمت باد خیز جزیره‌ی هاوایی بررسی نموده و نشان دادند، هنگامی که باد قوی است، مجموع بارندگی روزانه در غرب ناحیه بیشتر از بیشینه‌ی میزان بارندگی شبانه است و هنگامی که بادهای تجاری ضعیفند، بارندگی شبانه و بارندگی زود هنگام صبحگاهی در ساحل کمتر می‌شود. نایدو و همکاران (۲۰۱۱)، در بررسی تغییرات بارندگی باران موسمی تابستانه‌ی هند، با استنتاج بر ضعیف شدن

<sup>1</sup> East Asian Jet Stream

<sup>2</sup> El Niño-Southern Oscillation

<sup>3</sup> Sea Surface Temperature, SST

<sup>4</sup> Trade winds

خاورمیانه، که نوسان باد مداری در آن ها بیشترین وابستگی را با اولین مؤلفه‌ی اصلی دارند، شناسایی و یک نمایه‌ی منطقه‌ای از باد مداری ۲۰۰ هکتوپاسکال ساخته خواهد شد. همبستگی این نمایه منطقه‌ای با بارش چند ایستگاه هم‌دیدگی در جنوب کشور ارزیابی می‌شود. همچنین، ارتباط بین پدیده نوسان جنوبی و بارش زمستانه و نیز همبستگی دمای سطح آب خلیج فارس و بارش زمستانه برای مقایسه با نمایه باد ساخته شده، بررسی می‌شود.

## مواد و روش های تحقیق

### داده ها

داده های بارش ماهانه‌ی ۱۱ ایستگاه هم‌دیدگی در جنوب ایران از پایگاه اطلاعات سازمان هواشناسی [www.weather.ir](http://www.weather.ir) برای دوره‌ی ۲۰۱۰-۱۹۶۸ (به جز ایستگاه آباده با دوره‌ی مطالعاتی ۲۰۱۰-۱۹۷۷) استخراج شد. طول، عرض و دوره آماری ایستگاه‌های مطالعه شده در جدول ۱ آورده شده‌اند.

داده های ماهانه باد مداری در تراز ۲۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال، باد نصف النهاری در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و آب قابل بارش<sup>۳</sup> برای پهنه ی خاورمیانه از عرض جغرافیایی ۱۵° تا ۴۵° شمالی و طول جغرافیایی ۲۲/۵° تا ۶۲/۵° شرقی برای سال های ۲۰۱۰-۱۹۶۸ از داده های واکاوی شده بانک های اطلاعاتی NCEP-NCAR استخراج شدند (کالنای و همکاران، ۱۹۹۶). این داده ها از ژانویه سال ۱۹۴۸ در دسترس قرار دارند، اما به علت اینکه کیفیت داده ها برای منطقه آسیا قبل از سال ۱۹۶۸ پایین است، در این مطالعه از داده های ۱۹۶۸ به بعد استفاده شده است (یانگ و همکاران، ۲۰۰۲). تفکیک مکانی داده های باد مداری ۲/۵° طولی در ۲/۵° عرضی است و تعداد کل گره‌ها در پهنه مورد مطالعه ۲۲۱ است. داده‌های پدیده‌ی نوسان های جنوبی از بانک های اطلاعاتی سازمان NOAA استخراج شدند. همچنین، داده‌های میانگین ماهانه نوسان-های دمای سطح آب پهنه‌ی خلیج فارس در ناحیه ای ۴۷° و ۵۷° شرقی و ۲۴° و ۳۰° شمالی برای دوره‌ی

جریان جتی شرقی و اثر آن بر گرم شدن محیط دریافتند که با تشدید جریان جتی شرقی در منطقه‌ی بارندگی از فراوانی بیشتری برخوردار می‌شود. منابع خارجی دیگری نیز در زمینه‌ی مشخصه‌های باد و تأثیر آن بر کمیت های اقلیمی موجودند که در تحقیق مسعودیان و محمدی (۲۰۱۱) اشاره شده است که در مقاله‌ی حاضر از ذکر آن ها خودداری می‌شود.

دزفولی و همکاران (۲۰۱۰)، رابطه‌ی خشکسالی هواشناسی را در جنوب ایران با نمایه‌های نوسان جنوبی<sup>۱</sup> و نمایه‌ی نوسان اطلس شمالی<sup>۲</sup> بررسی نمودند. آنها نشان دادند که همبستگی منفی معنی داری بین بارندگی پاییزه و نمایه‌ی نوسان جنوبی در ماه های ژوئن - آگوست، و همبستگی منفی بین بارندگی پاییزه و NAO وجود دارد. در فصل زمستان، پیوند معنی داری با این نمایه ها دیده نشد. مسعودیان و محمدی (۲۰۱۱)، فراوانی جریان‌های جتی مرتبط با رخداد بارش های ابر سنگین ایران را با استفاده از رویکرد محیطی به گردشی تحلیل نمودند. آنها از مؤلفه‌ی باد مداری و مؤلفه‌ی باد نصف النهاری استفاده کرده و جریان‌های جتی در تراز های ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال را بررسی کردند. آنها نشان دادند که جریان‌های جتی در ساعت ۱۸ گرینویچ تا تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال کشیده شده اند و این ضخامت زیاد توانسته است که هم‌زمان بر روی بخش های وسیعی از ایران بارش سنگینی را ایجاد کند. با اینکه جریان‌های جتی در خلیج فارس و جنوب ایران فراوانی قابل ملاحظه ای داشتند، بخش های شمالی عربستان محل اصلی استقرار جریان‌های جتی در زمان رخداد بارش‌های ابر سنگین و فراگیر ایران بوده‌اند.

در پژوهش‌های انجام شده در ایران نوع و شدت ارتباط مؤلفه باد با بارش کمتر مورد توجه قرار گرفته است. از این رو در تحقیق حاضر، بر پایه‌ی تحقیقات یانگ و همکاران (۲۰۰۲) که نمایه‌ی منطقه‌ای EAJIS را با استفاده از باد مداری ۲۰۰ هکتوپاسکال ساخته‌اند، ارتباط سرعت این باد با رویکرد تحلیل مولفه های اصلی با بارش چندین ایستگاه هم‌دیدگی در جنوب کشور بررسی می‌شود. در این پژوهش با استفاده از روش توابع متعامد تجربی مناطقی از

<sup>1</sup> Southern Oscillation Index, SOI

<sup>2</sup> North Atlantic Oscillation, NAO

<sup>3</sup> perceptible water

جدول ۱- طول و عرض جغرافیایی ایستگاه‌های هم‌دید مورد مطالعه بر حسب درجه و دقیقه.

نام ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	طول دوره آماری (سال)
اهواز	۲۰° ۳۱'	۴۰° ۴۸'	۴۳
آبادان	۲۲° ۳۰'	۱۵° ۴۸'	۴۳
بندرعباس	۱۳° ۲۷'	۲۲° ۵۶'	۴۳
بندرلنگه	۳۲° ۲۶'	۵۰° ۵۴'	۴۳
بوشهر	۵۹° ۲۸'	۵۰° ۵۰'	۴۳
شیراز	۳۲° ۲۹'	۳۶° ۵۲'	۴۳
فسا	۵۸° ۲۸'	۴۱° ۵۳'	۴۳
آباده	۱۱° ۳۱'	۴۰° ۵۲'	۳۴
اصفهان	۳۷° ۳۲'	۴۰° ۵۱'	۴۳
کرمان	۱۵° ۳۰'	۵۸° ۵۶'	۴۳
زاهدان	۲۸° ۲۹'	۵۳° ۶۰'	۴۳

باد برای هر گره و دیگر اعضای آن کواریانس بین هر دو گره از بردار  $ZW$  هستند. اگر  $Z$  امین بردار ویژه این ماتریس برابر با  $(\gamma_{j1}, \gamma_{j2}, \dots, \gamma_{jp})$  باشد آنگاه متغیرهای جدیدی به صورت رابطه‌ی (۲) تعریف می‌شوند:

$$pc_1 = \gamma_1'ZW = \gamma_{11}ZW_1 + \gamma_{12}ZW_2 + \dots + \gamma_{1p}ZW_p \quad (2)$$

$$pc_2 = \gamma_2'ZW = \gamma_{21}ZW_1 + \gamma_{22}ZW_2 + \dots + \gamma_{2p}ZW_p$$

$$pc_p = \gamma_p'ZW = \gamma_{p1}ZW_1 +$$

$$\gamma_{p2}ZW_2 + \dots + \gamma_{pp}ZW_p$$

که متغیرهای جدید دو به دو ناهمبسته اند. متغیرهای جدید  $pc_1, \dots, pc_p$  مؤلفه‌های اصلی هستند و واریانس  $pc_j$  برابر ز امین مقدار ویژه<sup>۲</sup> است. اگر مقادیر ویژه-ی مرتب شده  $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_p$  به صورت  $\sum$  مرتب شده  $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_p$  باشند، مؤلفه‌ی  $pc_1$  دارای بزرگترین واریانس ( $\lambda_1$ ) و  $pc_2$  دارای دومین بزرگترین واریانس هستند. دیگر مؤلفه‌ها به ترتیب دارای واریانس‌های کمتری نسبت به مؤلفه‌های قبل از خود و واریانس بزرگتری نسبت به واریانس بعد از خود هستند. اولین مؤلفه‌ی اصلی  $pc_1$  و دومین مؤلفه‌ی اصلی  $pc_2$  هستند. طبق رابطه‌ی (۳):

$$\begin{aligned} \lambda_1 + \lambda_2 + \dots + \lambda_p &= \text{trace} \Sigma \\ &= \sigma_{11} + \sigma_{22} + \dots \\ &+ \sigma_{pp} \end{aligned} \quad (3)$$

۲۰۱۰-۱۹۶۸ در گره‌هایی به ابعاد  $2^\circ$  طولی در  $2^\circ$  عرضی استخراج گشته و برای ۳ ماهه زمستان محاسبه گردید. این داده‌ها بر پایه کارهای انجام شده به وسیله‌ی اسمیت و همکاران (۲۰۰۸)، بازسازی شده‌اند و هم‌اکنون به طور رایگان از طریق پایگاه <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.html> در دسترس هستند. میانگین سه ماهه‌ی ژانویه، فوریه و مارس به عنوان فصل زمستان برای تمامی داده‌های به کار رفته در نظر گرفته شد.

### تحلیل مؤلفه‌های اصلی<sup>۱</sup>

تحلیل PCA شامل تجزیه‌ی مقدارهای ویژه ماتریس واریانس-کواریانس است و در تعریف ریاضی تبدیل خطی متعامدی است که داده‌ها را به دستگاه مختصات جدید می‌برد. فرض کنید  $P$  تعداد کل گره‌های موجود در منطقه مطالعه شده باشد (در این تحقیق  $P$  برابر ۲۲۱ است) و  $ZW_i$  متغیر باد مداری برای گره  $i$  ام باشد. بردار  $ZW$  با  $P$  مؤلفه به صورت  $ZW = (ZW_1, ZW_2, \dots, ZW_p)'$  و ماتریس واریانس-کواریانس  $\Sigma$  به صورت رابطه‌ی (۱) در نظر گرفته می‌شود:

$$\Sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & cov_{12} & \dots & cov_{1p} \\ cov_{21} & \sigma_{22} & \dots & cov_{2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ cov_{p1} & cov_{p2} & \dots & \sigma_{pp} \end{bmatrix} \quad (1)$$

که اعضای روی قطر اصلی ماتریس  $\Sigma$  واریانس متغیر

<sup>2</sup> eigenvalue

<sup>1</sup> Principal Components Analysis, PCA

۱۹۶۸ برپایه ی ۲۲۱ گره مطالعه شده در شکل ۱ نشان داده شده‌اند. در این شکل تقاطع خطوط خط چین که به فاصله ی دو و نیم درجه در دو و نیم درجه رسم شده است، بیانگر گره ها هستند. همان طور که در این شکل نشان داده شده است، برای منطقه‌ای در حدود عرض جغرافیایی ۲۲/۵° تا ۵۶° شرقی ۲۴° تا ۳۱° شمالی و طول جغرافیایی ۲۰۲ نیز از نظر سرعت باد به عنوان منطقه ی دوم در جهان ذکر شده است. یاد آوری می گردد که مسعودیان و محمدی (۲۰۱۱) نیز شمال عربستان را محل اصلی استقرار جریان‌های جتی در زمان رخداد بارش‌های ابر سنگین و فراگیر ایران گزارش کرده‌اند. میانگین مکانی عامل باد در این محدوده، که سرعت باد در آن نسبت به کل خاورمیانه بالا است، به عنوان یک نمایه ساخته شد. ضریب همبستگی بین این نمایه و بارش فصل زمستانه (میانگین سه ماهه بارش ژانویه، فوریه و مارس) یازده ایستگاه هم‌دیدگی مطالعه شده محاسبه گردید. نتایج نشان دادند که ارتباط بین این نمایه ی

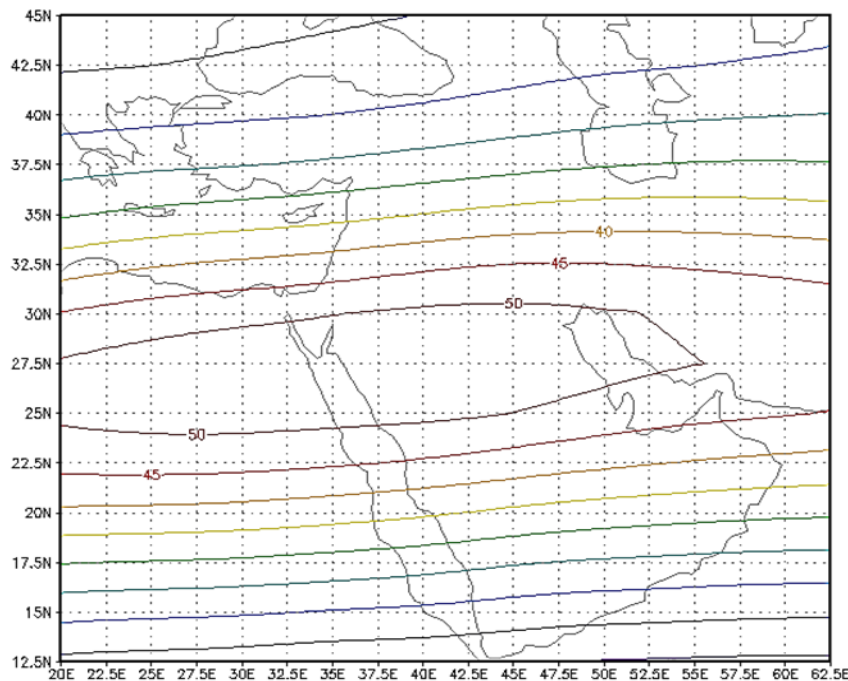
مجموع واریانس های اولیه برابر با مجموع واریانس های متغیر های جدید است. در ماتریس  $\sum$  trace به مفهوم مجموع عناصر روی قطر اصلی آن است. با توجه به آنچه درباره ی تحلیل مؤلفه های اصلی گفته شد چنانچه گروه زمانی  $z$  امین  $pc$  را به صورت  $pc_j = \gamma_{j1}ZW_1 + \gamma_{j2}ZW_2 + \dots + \gamma_{jp}ZW_p$  در نظر بگیریم،  $\gamma_{j1}, \dots, \gamma_{jp}$  را عوامل بارگذاری<sup>۱</sup> می گوئیم. چنانچه برای هر  $pc_j$  طبق رابطه (۴) داشته باشیم:

$$\sum_{k=1}^p \gamma_{jk}^2 = 1 \quad (4)$$

در این صورت واریانس گروه زمانی  $pc_j$  برابر با مقدار ویژه  $\lambda_j$  می شود. با برقراری این شرط به هر یک از بردار های ویژه یک تابع متعامد تجربی<sup>۲</sup> گفته می شود. چند گروه زمانی اولیه که دارای بزرگترین مقدار ویژه هستند در صد قابل توجهی از کل واریانس موجود در گروه زمانی اولیه را تعریف می کنند.

## نتایج

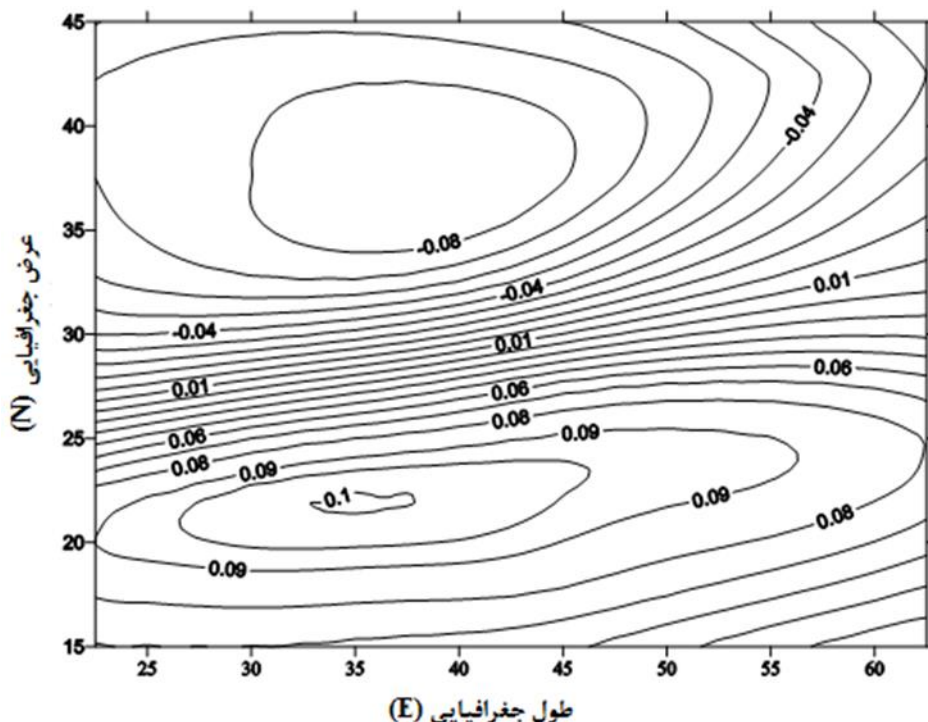
خطوط هم تراز میانگین بلندمدت زمستانه ی سرعت باد مداری تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای دوره ی ۲۰۱۰-



شکل ۱- میانگین دراز مدت زمستانه باد مداری ۲۰۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه مورد مطالعه در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۸ ( واحد سرعت باد متر بر ثانیه است).

<sup>3</sup> loading

<sup>4</sup> empirical orthogonal function, EOF



شکل ۲- اولین تابع متعامد تجربی بر روی منطقه مورد مطالعه در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۸.

این محدوده‌ی جغرافیایی تأثیر بیشتری را بر مؤلفه‌ی اصلی اول دارد. در مرحله‌ی بعد گروه‌های زمانی میانگین مکانی گره‌هایی که در این محدوده‌ی جغرافیایی هستند به عنوان یک نمایه‌ی منطقه‌ای ساخته شد. این نمایه منطقه-ای<sup>۱</sup> RZWI، به عنوان نمایه‌ای از سرعت باد مداری در منطقه در نظر گرفته شد. در این مطالعه، به دلیل آنکه تحلیل فیزیکی چند مؤلفه‌ی اصلی اولیه باد مداری مد نظر نبود، از دوران مؤلفه‌های اصلی استفاده نشد. همچنین، ضریب همبستگی پیرسون بین نمایه ساخته شده و بارش ایستگاه‌های هم‌دید مطالعه شده و  $P$ -مقدارهای مربوطه در جدول ۲ آورده شدند. مقادیر محاسبه شده در جدول ۲ نشان می‌دهند که ارتباط بین نمایه باد مداری و بارش مثبت و با افزایش (کاهش) سرعت باد در محدوده‌ی جغرافیایی با عرض جغرافیایی  $15^{\circ}$  تا  $22/5^{\circ}$  شمالی و طول جغرافیایی  $27/5^{\circ}$  تا  $42/5^{\circ}$  شرقی، مقدار بارش نیز به طور متوسط افزایش (کاهش) می‌یابد. همبستگی

منطقه‌ای و بارش زمستانه مثبت است ولی در سطح ۵ درصد معنی دار نیست. بنابراین، هر دو محدوده‌ی جغرافیایی در جهان، که هسته‌ی تشکیل جریان جتی هستند، با بارش زمستانه‌ی مناطق جنوبی کشور ارتباط قوی را ندارند.

برای کنکاش بیشتر ارتباط بین باد مداری و بارش، گره‌های انتخابی باد مداری به عنوان متغیرهای ورودی تحلیل مؤلفه‌های اصلی در نظر گرفته شده و چند مؤلفه‌ی اصلی اول، که سهم عمده‌ی واریانس کل داده‌ها را شامل شدند، استخراج گردیدند. تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر پایه‌ی ماتریس همبستگی محاسبه شد. مؤلفه‌ی اصلی اول ۳۸٪ از سهم کل واریانس گره‌ها را شرح می‌دهد. شکل ۲ نشان دهنده‌ی تابع متعامد تجربی اولین مؤلفه‌ی اصلی است. همانطور که در این شکل دیده می‌شود قدر مطلق این بارها یا ضرایب در محدوده‌ی جغرافیایی با عرض جغرافیایی  $15^{\circ}$  تا  $22/5^{\circ}$  شمالی و طول جغرافیایی  $27/5^{\circ}$  تا  $42/5^{\circ}$  شرقی نسبت به کل خاورمیانه بیشتر است؛ بنابراین، نوسان باد در

جدول ۲- مقادیر ضریب همبستگی پیرسون و  $P$ -مقدارها بین نمایه منطقه‌ای باد مداری و بارش.

ایستگاه	آبادان	آباده	اصفهان	اهواز	بندرعباس	بندرلنگه	بوشهر	زاهدان	شیراز	فسا	کرمان
ضریب همبستگی	۰/۳۷	۰/۰۸	۰/۲۹	۰/۴۳	۰/۳۳	۰/۴۵	۰/۳۶	۰/۰۲	۰/۳۳۶	۰/۳۸	۰/۲۵
$P$ -مقدار	۰/۰۱۶	۰/۶۴۲	۰/۰۵۸	۰/۰۰۴	۰/۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۱۸	۰/۸۸	۰/۰۲۸	۰/۰۱۳	۰/۱۰۷

<sup>2</sup> Regional Zonal Wind Index

جدول ۳- مقادیر ضریب همبستگی پیرسون و P- مقدار ها بین نمایه SOI و بارش زمستانه.

ایستگاه	آبادان	آباده	اصفهان	اهواز	بندرعباس	بندرلنگه	بوشهر	زاهدان	شیراز	فسا	کرمان
ضریب همبستگی	۰/۱۲۱	۰/۰۰۴	-۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۵	-۰/۰۳	۰/۰۱۸	۰/۲۱۵	-۰/۰۷	-۰/۰۳	۰/۰۸۸
P- مقدار	۰/۴۴۱	۰/۹۸۳	۰/۵۴۷	۰/۷۷	۰/۷۴۳	۰/۸۳۲	۰/۹۱۳	۰/۱۶۶	۰/۶۷۲	۰/۸۴۸	۰/۵۷۴

بین نمایه باد و بارش در ایستگاه های آبادان، اهواز، بندر عباس، بندر لنگه، بوشهر، شیراز و فسا در سطح خطای ۵٪ از نظر آماری معنی دار است. هرچه به سمت شمال و شرق کشور برویم ارتباط این نمایه و بارش ضعیفتر می شود. برای نمونه گروه زمانی مقادیر معیار شده ی باد مداری و بارش زمستانه ایستگاه اهواز در شکل ۳ آورده شدند. همان طور که در شکل دیده می شود رفتار گروه های زمانی باد مداری با بارش زمستانه ایستگاه اهواز هم خوانی دارد و در اغلب سال هایی که سرعت این باد بیشتر (کمتر) از بهنجار (میانگین بلند مدت) باشد، بارش نیز در آن سال ها بیشتر (کمتر) از بهنجار می باشد. برای ایستگاه شیراز نیز این گروه زمانی در شکل ۴ آورده شده است.

برای بررسی ارتباط بین باد مداری و بارش در دوره های زمانی مختلف از ضریب همبستگی پیاپی استفاده شد. برای این منظور در ابتدا ضریب همبستگی این دو متغیر اقلیمی برای دوره ی ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۰ محاسبه شد. در مرحله بعد این ضریب همبستگی برای دوره ی ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۱، محاسبه شد و فرآیند مزبور ادامه یافت به طوری که دوره ی ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۰ به عنوان آخرین دوره در نظر گرفته شد (برای ایستگاه آباده از ۱۹۷۷ دوره ها در نظر گرفته شد). نتیجه این بررسی برای ایستگاه های اهواز و شیراز در شکل های ۵ و ۶ آورده شده است.

در شکل ۵ تغییرات ضریب همبستگی پیاپی در ایستگاه اهواز نشان می دهد که رفتار آن از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۶ به طور تقریبی یکسان بوده و کمترین مقدار آن در سال ۲۰۰۲ (۰/۳۸) است که در سطح خطای ۵٪ معنی دار می باشد و از سال ۲۰۰۶ به بعد ضریب همبستگی افزایش داشته به طوری که در سال ۲۰۰۹ به بیشترین مقدار (۰/۴۵۱) رسیده است. از طرفی گروه زمانی معیار شده بارش این ایستگاه در شکل ۳ نشان می دهد که از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۰ بارش کمتر از میانگین بلند مدت در این ایستگاه رخ داده است، به طوری که در سال ۲۰۰۹

خشکسالی شدید بوده است. از این رو دوره ی ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۰ که همزمان با خشکسالی است، رابطه ی بین نمایه منطقه ای باد مداری ۲۰۰ هکتوپاسکال با بارش ایستگاه اهواز قوی تر شده است (شکل ۵). همچنین، در سال های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵، بارش و باد مداری هر دو در وضعیت بهنجار قرار گرفته اند (شکل ۳)؛ بنابراین، همبستگی برای ایستگاه اهواز در دوره مطالعه شده معنی دار است و در سال هایی که وقوع کم بارشی و سرعت باد کمتر از بهنجار همزمان بوده است، همبستگی بین این دو عامل نسبت به دیگر سال ها به مقدار بیشینه رسیده است. در شکل ۶ نیز مقادیر ضریب همبستگی پیاپی برای ایستگاه شیراز از سال ۲۰۰۸ به بعد بیشتر از آستانه سطح معنی داری است؛ بنابراین، ارتباط بین باد مداری و بارش زمستانه ی شیراز از سال ۲۰۰۸ به بعد در سطح خطای ۵٪ معنی دار بوده و قبل از این سال این ارتباط ضعیف و معنی دار است.

برای مقایسه ی تأثیر باد مداری با دیگر کمیت ها مانند SOI و دمای سطح آب خلیج فارس<sup>۱</sup> ارتباط بین بارش ایستگاه های مطالعه شده و این کمیت ها نیز بررسی گردید. ضریب همبستگی بین بارش زمستانه ایستگاه ها و SOI زمستانه محاسبه و در جدول ۳ آورده شده است. p- مقادیرهای محاسبه شده نشان می دهند که ضریب همبستگی بین SOI و بارش در هیچ یک از ایستگاه های مطالعه شده در سطح ۵٪ معنی دار نیست. این نتیجه با نتایج دزفولی و همکاران (۲۰۱۰) همخوانی دارد؛ بنابراین، تغییرات بارش جنوب کشور با نوسان های پدیده ENSO به طور خطی معنی دار نیست. از این رو ناظم السادات و همکاران (۲۰۰۷) در تحقیقات خود تأثیر پدیده ENSO را در حالت های مختلف بر بارش با استفاده از روش های جدول توافقی بررسی کردند. همچنین، ضریب همبستگی پیرسون بین گروه های زمانی میانگین زمستانه PGSST و بارش ایستگاه های هم دیدی مطالعه شده نشان می دهد که مطابق جدول ۴ همبستگی خطی بین دمای سطح آب

<sup>۱</sup> Persian Gulf Sea Surface Temperature, PGSST

بارش ایستگاه های کرمان، بندر لنگه و بندر عباس در سطح خطای ۱۰٪ معنی دار هستند. این همبستگی برای بقیه ایستگاه‌ها ضعیف است.

خلیج فارس و بارش زمستانه مناطق جنوبی کشور منفی است. این نتایج به وسیله ی ناظم السادات (۱۹۹۸) نیز گزارش شده اند.  $P$ - مقدار های محاسبه شده در جدول ۴ نشان می دهند که همبستگی بین PGSST زمستانه و

جدول ۴- مقادیر ضریب همبستگی پیرسون و  $P$ - مقدار ها بین میانگین زمستانه PGSST و بارش.

ایستگاه	آبادان	آباده	اصفهان	اهواز	بندرعباس	بندرلنگه	بوشهر	زاهدان	شیراز	فسا	کرمان
ضریب همبستگی	-۰/۱۱	۰/۰۹	-۰/۰۵	-۰/۰۸	-۰/۲۸	-۰/۲۶	-۰/۰۳	-۰/۱۲۶	-۰/۱۴	-۰/۱۳	-۰/۲۶
$P$ - مقدار	۰/۰۱۶	۰/۶۴۲	۰/۰۵۸	۰/۶۲	۰/۰۷۲	۰/۰۸۹	۰/۸۸	۰/۴۲	۰/۳۷۹	۰/۳۹	۰/۰۹۳

جدول ۵- جدول توافقی  $۳ \times ۳$  وقوع رخداد بارش ایستگاه اهواز و نمایه منطقه ای باد مداری.

سرعت باد وضعیت بارش	مجموع		
	کم	بهنجار	زیاد
کم بارش	۵	۶	۰
بهنجار	۵	۱۳	۳
پر بارش	۱	۲	۸
مجموع	۱۱	۲۱	۱۱

جدول ۶- جدول توافقی  $۲ \times ۲$  وقوع رخداد بارش ایستگاه اهواز و نمایه منطقه ای باد مداری.

سرعت باد وضعیت بارش	مجموع	
	کم	بهنجار و زیاد
کم بارش	۵	۶
بهنجار و بالاتر	۶	۲۶
مجموع	۱۱	۳۲

در نظر گرفته شدند. برای نمونه، جدول توافقی  $۳ \times ۳$  مربوط به ایستگاه اهواز در جدول ۵ آورده شده است. به دلیل آنکه فراوانی سال‌هایی که کم بارش بوده و به طور هم‌زمان سرعت باد زیاد بوده است، صفر هست. همچنین، فراوانی سال‌هایی که ترسالی رخ داده است و سرعت باد کم باشد، یک هست، جدول های توافقی  $۳ \times ۳$  ادغام گردیده و جدول  $۲ \times ۲$  ساخته شد. در جدول های توافقی  $۲ \times ۲$ ، دو وضعیت برای بارش و دو وضعیت برای نمایه منطقه ای باد مداری در نظر گرفته شد. در طول دوره‌ی مطالعه شده زمستان های با بارش کمتر از چندک اول ( $Q_{0.25}$ ) به عنوان سال های کم بارش، زمستان های با بارش بیشتر از چندک اول به عنوان بهنجار و بیش از بهنجار در نظر گرفته شدند. نمایه منطقه ای باد مداری نیز در دو وضعیت سرعت کم و سرعت بهنجار و بیش از بهنجار در نظر گرفته شد. جدول  $۲ \times ۲$  ایستگاه اهواز در جدول ۶ آورده شده است. از آزمون

در مجموع، نتایج به دست آمده از جدول های ۲، ۳ و ۴ به وضوح نشان می دهند که نمایه باد مداری ساخته شده ارتباط قوی تری را با بارش مناطق مطالعه شده در مقایسه با نمایه ی نوسان های جنوبی و دمای سطح آب خلیج فارس دارد.

به منظور بررسی پیوند بین بارش و نمایه منطقه ای باد مداری جدول های توافقی  $۳ \times ۳$  نیز تنظیم شد. برای این منظور، زمستان هایی با بارش کمتر از چندک اول ( $Q_{0.25}$ ) به عنوان سال های کم بارش و زمستان هایی با بارش بین چندک اول و چندک سوم ( $Q_{0.75}$ ) به عنوان سال های با وضعیت بهنجار و زمستان هایی با بارش بیشتر از چندک سوم به عنوان پر بارش در نظر گرفته شدند. این روش برای بررسی پیوند ENSO و بارش نیز به وسیله ی ناظم السادات و همکاران (۲۰۰۷) استفاده شده است. برای نمایه منطقه ای باد مداری نیز با کاربرد همین روش سه رخداد



آن با بارش چندین ایستگاه جنوبی کشور بررسی شد. نتایج نشان دادند که این نمایه باد ارتباط معنی داری را با بارش مناطق جنوبی کشور داشته و سال‌هایی که سرعت باد در این پهنه کمتر از بهنجار هست، بارش کمتر از بهنجار در جنوب کشور رخ می‌دهد. شکل (۷) نقشه ترکیبی<sup>۱</sup> میانگین بلندمدت (سی ساله ۱۹۸۱-۲۰۱۰) زمستانه‌ی خطوط جریان هوا<sup>۲</sup> و آب قابل بارش را نشان می‌دهد. در این شکل خطوط جریان هوا در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در نظر گرفته شده‌اند. برای واضح بودن شکل (۷)، مقدار آب قابل بارش بیشتر از ۱۲ کیلوگرم بر متر مربع در شکل نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، مقدار رطوبت در دریای عرب و نواحی جنوبی دریای سرخ قابل ملاحظه است. خطوط جریان هوا نیز نشان می‌دهند که این رطوبت‌ها، و همچنین رطوبت خلیج فارس از جنوب غربی ایران وارد کشور می‌شوند. همچنین، از شرق دریای مدیترانه نیز از سمت غرب کشور رطوبت وارد کشور می‌شود و یک همگرایی انتقال رطوبت در جنوب ایران تشکیل می‌گردد که در تحقیقات رضیی و همکاران (۲۰۱۲) نیز گزارش و به طور کامل بررسی شده است. از طرفی، سرعت باد در لایه‌های بالایی جو نقش حرکت روبه بالای هوا را در مقیاس منطقه ای دارد و همزمان شدن با انتقال رطوبت به عنوان شرط‌های پیشین بارش در مناطق جنوبی است. از این‌رو سرعت باد مداری در محدوده‌ی تعریف شده در تحقیق حاضر، در تشکیل بارش مناطق جنوبی کشور نقش دارد. رضیی و همکاران (۲۰۱۲) نقش تشکیل یک ناوه را در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (لایه میانی جو) در شرق ایران و همزمانی آنتی سیکلون عربی که منجر به انتقال رطوبت از آب‌های جنوبی به داخل سیستم سیکلون نزدیک ایران می‌شود در تولید بارش ایران گزارش دادند. این عوامل همگی به عنوان پیش شرط بارش هستند. نتایج به دست آمده در تحقیق حاضر همگی بر پایه روابط خطی بوده‌اند که خود بیانگر ارتباط مناسب نمایه تعریف شده با بارش هستند.

کای مربع برای انجام آزمون استقلال بین نمایه‌ی منطقه ای باد مداری و بارش زمستانه‌ی اهواز استفاده گردید و فرض صفر مستقل بودن باد مداری و بارش زمستانه در نظر گرفته شد. مقدار آماره‌ی آزمون برای جدول ۶ برابر با ۳/۰۶۶ است که از عدد جدول کای مربع  $\chi_{0.90}(1) = 2.71$  بیشتر است؛ بنابراین، باد مداری و بارش ایستگاه اهواز در سطح خطای ۱۰٪ وابسته بوده و فرض استقلال رد می‌شود. همچنین،  $p$ -مقدار این آزمون برابر با ۰/۰۸ است که نشان می‌دهد فرض صفر در سطح خطای ۱۰٪ رد می‌شود.

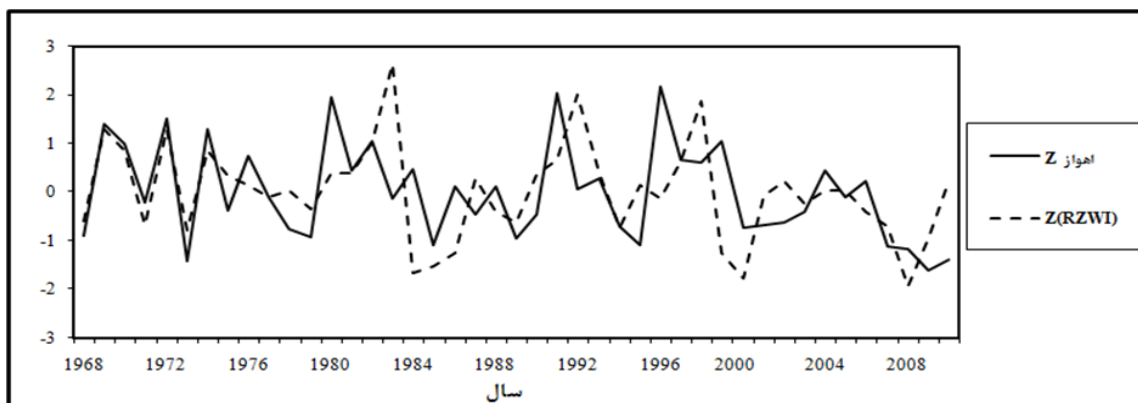
با کاربرد همین روش، آزمون کای مربع برای ایستگاه‌های دیگر نیز انجام شد. نتایج نشان دادند که پیوند معنی داری بین بارش ایستگاه‌های آبادان، اصفهان، بندر عباس، بندر لنگه، بوشهر، شیراز، فسا و بادمداری در سطح ۱۰٪ وجود دارد. در ایستگاه‌های آباده، کرمان و زاهدان، که فراوانی کوچکتر از ۵ در جدول ۲×۲ وجود داشت، از آزمون دقیق فیشر استفاده شد. این آزمون در پایگاه <http://www.langsrud.com/fisher.htm> قابل استفاده است.  $p$ -مقدارهای این آزمون پیوند معنی داری را در سطح خطای ۱۰٪ در این سه ایستگاه نشان نداد.

### نتیجه گیری و بحث

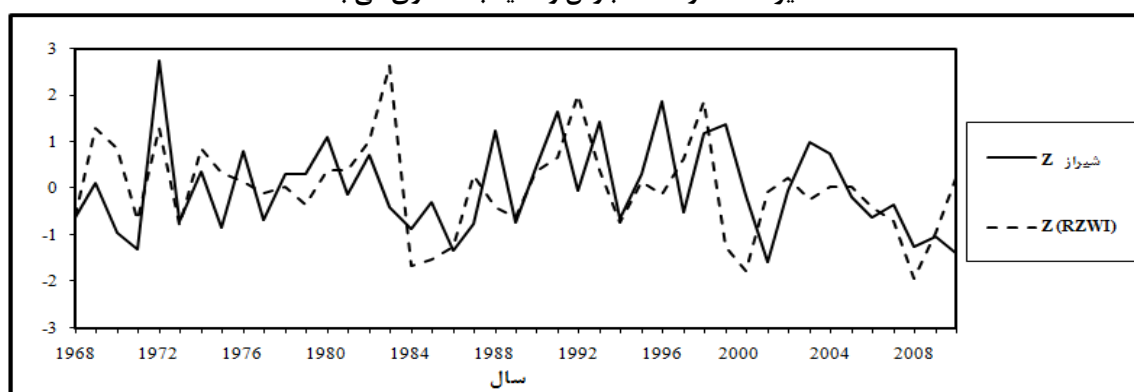
در این پژوهش از تحلیل توابع متعامد برای شناسایی مناطق تأثیرگذار در پراکندگی باد مداری ۲۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. به دلیل آنکه اولین مؤلفه‌ی اصلی بیشترین سهم را از واریانس کل داده‌های باد شامل می‌شود، اولین بردار ویژه به صورت مکانی رسم شد و ارزیابی گردید و گره‌هایی که نقش زیادی در واریانس مؤلفه اول در منطقه خاورمیانه داشتند، مشخص شدند. این گره‌ها در محدوده‌ی جغرافیایی با عرض  $15^{\circ}$  تا  $22/5^{\circ}$  شمالی و طول  $27/5^{\circ}$  تا  $42/5^{\circ}$  شرقی واقع شدند. میانگین سرعت باد مداری در این منطقه در ۷۷ درصد از مواقع بیشتر از ۳۰ متر بر ثانیه است. این امر بیانگر این است که منطقه‌ی مزبور در حاشیه‌ی مرکز استقرار جریان جتی‌ها، که هسته‌ی تشکیل آن در شمال عربستان است، قرار دارد. میانگین مکانی بر روی این محدوده جغرافیایی ساخته شد و ارتباط

<sup>1</sup> composite map

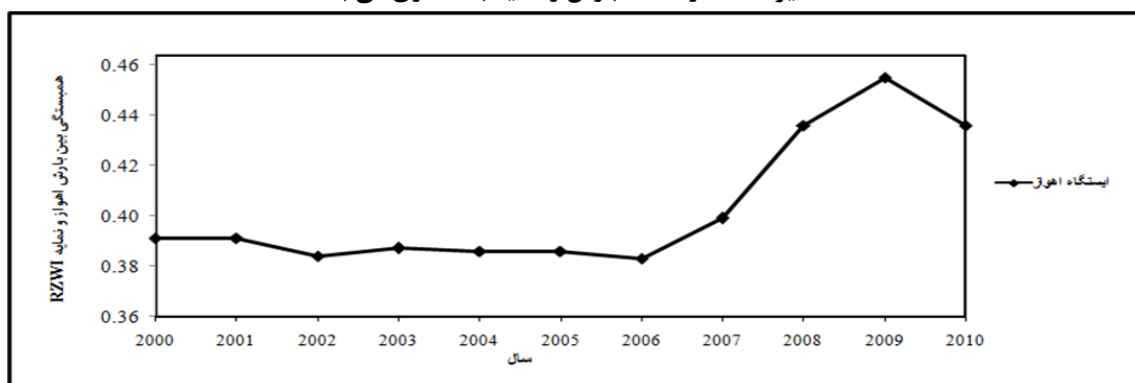
<sup>2</sup> streamlines



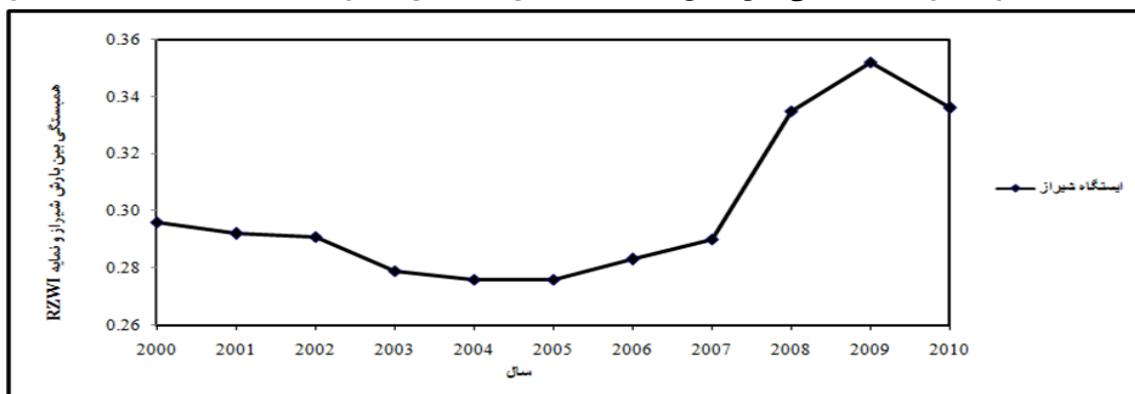
شکل ۳- سری زمانی نمایه باد مداری و بارش استاندارد شده در ایستگاه اهواز. سری خط و خط چین به ترتیب بیانگر مقادیر استاندارد شده بارش و نمایه باد مداری می باشند.



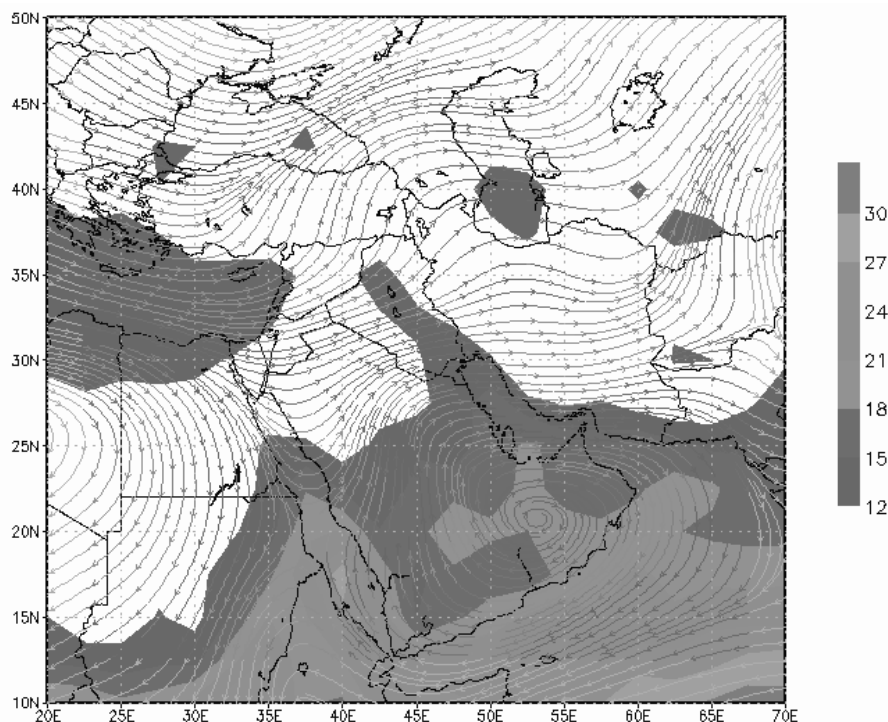
شکل ۴- سری زمانی نمایه باد مداری و بارش استاندارد شده در ایستگاه شیراز. سری خط و خط چین به ترتیب بیانگر مقادیر استاندارد شده بارش و نمایه باد مداری می باشند.



شکل ۵- تغییرات ضریب همبستگی بین بارش و نمایه منطقه ای باد مداری در طول دوره ۲۰۱۰-۲۰۰۰ در ایستگاه اهواز.



شکل ۶- تغییرات ضریب همبستگی بین بارش و نمایه منطقه ای باد مداری در طول دوره ۲۰۱۰-۲۰۰۰ در ایستگاه شیراز.



شکل ۷- میانگین درازمدت زمستانه خطوط جریان هوا در سطح ۸۵۰ و آب قابل بارش ( $\text{kg/m}^2$ ).

- 7) Krishnamurti, T. N. 1961. The subtropical jet stream of winter. *Journal of Meteorology*. 18: 172-191.
- 8) Lau, K. M., Kim, K-M. and Yang, S. 2000. Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *Journal of Climate*. 13: 2461- 2482.
- 9) Masoodian, S. A. and Mohammadi, B. 2011. Analysis of jet stream frequencies associated with super Heavy rainfalls of Iran. *Iran-Water Resources Research*. 7: 80-91 (In Persian).
- 10) Murakami, T. and Unninayar, M. 1977. Atmospheric circulation during December 1970 through February 1971. *Monthly Weather Review*. 105: 1024- 1038.
- 11) Naidu, C.V., Krishna, K.M., Rao, S.R., Kumar, O.B., Durgalakshmi, K. and Ramakrishna, S.S.V.S. 2011. Variations of Indian summer monsoon rainfall induce the weakening of easterly jet stream in the warming environment?. *Global and Planetary Change*. 75: 21-30.
- 12) Nazemosadat, M. J. 1998. The Persian Gulf sea surface temperature as a drought diagnostic for southern parts of Iran. *Drought News Network*. 10: 12-14.
- 13) Nazemosadat, M. J., Ansaribasir, A. and Pishvaei, M. 2007. Significance level in the ENSO- based prediction of autumnal dryness

#### منابع:

- 1) Ahrens, C. D .2003. *Meteorology today*. Thomson Brooks/Cole, CA, USA, 7: 292-299.
- 2) Barlow, M., Wheeler, M., Lyon, B. and Cullen, H. 2005. Modulation of daily precipitation over southwest Asia by the Madden-Julian oscillation. *Monthly Weather Review*. 133: 3579- 3594.
- 3) Dezfuli, A.K., Karamouz, M. and Araghinejad, S. 2010. On the relationship of regional meteorological drought with SOI and NAO over southwest Iran. *Theoretical and Applied Climatology*. 100(1-2): 57-66.
- 4) Esteban, M.A. and Chen, Y.L. 2008. The impact of trade wind strength on precipitation over the windward side of the island of Hawaii. *Monthly Weather Review*. 136(3): 913-928.
- 5) Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R. and Joseph. D. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 77: 437- 471.
- 6) Kang, I. S. 1990. Influence of zonal mean flow change on stationary wave fluctuations. *Journal of Atmospheric Science*. 47: 141-147.

- and wetness in Iran. *Iran Water Resources Research*. 3(1): 12-24 (In Persian).
- 14) Nazemosadat, M.J. 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. *Journal of Climate*. 23: 887-904.
- 15) Nazemosadat, M. J. and Shirvani, A. 2006. Prediction of winter precipitation in southern regions of Iran using surface temperature of Persian Gulf: Modeling of conventional correlation analysis. *The Scientific Journal of Agriculture*. 29 (2): 65-77 (In Persian).
- 16) Razei, T., Mofidi, A., Santos, J.A. and Bordi, I. 2012. Spatial patterns and regimes of daily precipitation in Iran in relation to large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*. 32(8): 1226-1237.
- 17) Smith, T.M., Reynolds, R.W., Peterson, T.C. and Lawrimore, J. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate*. 21: 2283- 2296.
- 18) Watterson, I. G. 2001. Wind-induced rainfall and surface temperature anomalies in the Australian region. *Journal of Climate*. 14: 1901-1922.
- 19) Yang, S., Lau, K.M. and Kim, K.M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *Journal of Climate*. 15: 306- 325.