

ارتباط بین بارش های فصلی ایران و دمای پهنه های آبی منطقه ای

علی اکبر رسولی^۱، ایمان بابائیان^{۲*}، هوشنگ قائمی^۳ و پیمان زوار رضا^۴

۱. استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز

۲. دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه تبریز

۳. استاد هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور

۴. استاد گروه جغرافیا، دانشکده علوم، دانشگاه کانتربری، نیوزلند

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۸/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۱/۲۴

چکیده

در تحقیق حاضر با استفاده از تحلیل مولفه اصلی، الگوهای میانگین فصلی دمای سطح پهنه های آبی منطقه شامل دریاها، خزر، سیاه، مدیترانه، سرخ، عمان، عرب، خلیج فارس و بخش های شمالی اقیانوس هند استخراج گردید و ارتباط بین بارش های فصلی کشورمان با دمای سطح پهنه های آبی در دوره ۱۹۸۰-۲۰۰۹ محاسبه گردید. از طریق آنالیز مولفه های اصلی، ۴۸۳ متغیر اولیه دمای سطح آب به کمتر از ۱۰ عامل که بیش از ۹۰ درصد واریانس کل داده ها را تبیین می کردند، تقلیل یافتند. نتایج نشان دادند که مهمترین کانون های تغییر در آب های غرب اقیانوس هند در مجاورت سواحل کشور سومالی، سواحل جنوبی هند، شرق مدیترانه - دریای سیاه و شمال دریای عرب واقع شده اند و اقیانوس هند و دریای عرب اولین و مهمترین کانون تغییر در تمامی فصول سال بوده اند. پس از اقیانوس هند دومین کانون تغییر بر روی دریای مدیترانه واقع شده است. مشخص شد که بخش کمی از تغییر پذیری های فصل بهار (با ۲/۹ درصد واریانس) مربوط به دریای خزر می باشد. هرچند اقیانوس هند بعنوان مهمترین کانون تغییر در فصل تابستان می باشد، اما نقش دریاها، مدیترانه، سیاه و خزر در این فصل تقویت شده و به عنوان اولویت دوم ظاهر می شود. همبستگی بین مقادیر نرمال شده بارش های فصلی ایران با الگوهای میانگین مولفه اصلی دمای همان فصل نشان می دهند که بالاترین همبستگی های معنی دار مربوط به فصل بهار است، به طوریکه در این فصل تعداد کل ایستگاه های با همبستگی معنی دار ۱۰۵ ایستگاه از کل ۱۴۱ ایستگاه می باشد که معادل ۷۵ درصد کل ایستگاه های مورد مطالعه می باشد. میانگین همبستگی های معنی دار در فصول پاییز، زمستان، بهار و تابستان به ترتیب ۴۲/۹، ۴۲/۷، ۴۷/۱ و ۴۴/۱ درصد می باشد. بنابراین بخش قابل ملاحظه ای از تغییر پذیری های بارش کشورمان به دمای میانگین سطح پهنه های آبی منطقه وابسته است.

کلید واژه ها: بارش های فصلی، پهنه های آبی منطقه ای، ERSST، ایران، تحلیل عاملی

مقدمه

نتایج تحقیقات یادشده حاکی از تاثیر دمای سطح

پهنه های آبی بر بارش های فصلی ایران می باشند. تحقیق غیور و خسروی (۱۳۸۰) نشان می دهد که در جنوب شرق کشورمان میزان بارش فصل پاییز در فازهای گرم بطور معنی داری بیشتر از شرایط عادی و فاز سرد انسو بوده و حداکثر بارش های پاییزه در اکثر ایستگاه های منطقه با قویترین ال نینو های سال های ۱۹۸۲ و ۱۹۹۷ منطبق است. آنها دریافتند که در فازهای گرم انسو مسیر رودباد جنب حاره ای به عرض های جنوبی تر جابجا شده و هسته بیشینه سرعت این رودباد به جنوب شرق ایران تا دریای سرخ کشیده می شود. اما در فاز های سرد هسته مرکزی رودباد به سمت مرزهای شمالی منطقه هدایت شده، به طوریکه در لاینهای قوی سال های ۱۹۹۷ و ۱۹۹۹ (همراه با خشکسالی) موقعیت متوسط منطقه رودباد به شمالی ترین حد خود جابجا گردیدند.

هر چند برخی محققین تاثیر پدیده مذکور را بر بارش های ایران ضعیف یافته اند، اما بطور کلی یافته های آنها نشان می دهند که در هنگام وقوع پدیده النینو بارش های کشورمان، بخصوص در فصل پاییز، متمایل به بیش از نرمال می گردند و در هنگام رویداد لایننا شرایط به سوی کم بارشی و وقوع خشکسالی پیش می رود (ناظم السادات و کوردری ۲۰۰۰b و ناظم السادات و شیروانی ۱۳۸۳).

برخی از این پژوهش ها علیرغم تایید افزایش بارش کشورمان در حین رویداد النینو، این افزایش را معنی دار ندانسته اند (احمدی و همکاران ۱۳۸۸).

پژوهش های دیگری بر روی ارتباط بین سایر پدیده های دورپیوندی مانند نوسان اطلس شمالی با بارش کشورمان انجام شده است (صلاحی ۱۳۸۶، خوش اخلاق

منابع رطوبتی بارش های ایران از پهنه های آبی مجاور مانند دریای خزر، خلیج فارس و دریای عمان و منابع آبی دوردست منطقه ای مانند دریای مدیترانه، سیاه، سرخ، خلیج بنگال و اقیانوس هند تامین می گردد (علیجانی ۱۳۷۹). در این بین دمای سطح آب (SST)^۱ پهنه های آبی مذکور نقش به سزایی در تبخیر آب و افزایش رطوبت جو دارد. ناظم السادات و همکاران (۱۳۸۳) نشان دادند که سردی بیش از حد سطح دریای خزر در زمستان منجر به افزایش بارش زمستانه در ناحیه غربی و مرکزی این دریا، مناطق مرکزی و جنوبی استان فارس و تمام ایستگاه های استان خوزستان می شود. وقوع شرایط گرم در دمای دریای خزر عموماً موجب کاهش ۲۰ درصدی در بارش فصل زمستان در سواحل دریای خزر و نواحی شمالی استان های فارس و خوزستان می گردد.

در فاز گرم دمای زمستانه، تمام ایستگاه های مورد بررسی در نواحی ساحلی دریای خزر با افزایش بارش بهاره همراه می باشند، به طوریکه وقوع فاز گرم موجب افزایش ۸۰ درصدی در بارش دو ایستگاه بندر انزلی و آستارا می گردد. علاوه بر این مطالعات مختلفی نیز به بررسی اثر دمای سطح پهنه های آبی مجاور و دوردست منطقه ای بر بارش های ناحیه ای ایران پرداخته اند (موسوی بایگی و همکاران ۱۳۸۷، ناظم السادات و شیروانی ۱۳۸۴ و قاسمی و خلیلی ۲۰۰۸) که در این بین مطالعات ناظم السادات (۱۳۸۴) و قاسمی (۲۰۰۸) بر روی پهنه های آبی مجاور کشورمان و مطالعات موسوی بایگی (۱۳۸۷) با استفاده از شبکه عصبی و شامل پهنه های آبی دوردست هم بوده است.

^۱ Sea Surface Temperature

و همکاران (۱۳۸۷). پژوهش های یادشده عمدتاً بر افزایش بارش ایران در حین رویداد فاز منفی نوسان اطلس شمالی تاکید دارند.

ارتباط بین دمای پهنه های اقیانوسی و بارش مناطق مختلف کره زمین مورد توجه محققین زیادی بوده است که از جمله می توان به بررسی همبستگی بین دمای اقیانوس آرام و بارش بخش هایی از قاره آمریکا، کشورهای واقع در دریای کارائیب، جنوب شرق آسیا، استرالیا و آفریقا (مارکوفسکی و نورث ۲۰۰۳، ویر ۱۹۸۷، لیم و همکاران ۲۰۰۷، لی و ژنگ ۲۰۰۸ و میسر ۲۰۰۳)، دمای سطح آب اقیانوس هند با بارش های مونسون هندوستان، آفریقا و استرالیا (آنامالایی ۲۰۰۵، راکسی و تانیموتو ۲۰۰۷، کریشان ۲۰۰۳، کوزوما و همکاران ۱۹۸۷ و دمای اقیانوس اطلس با بارش غرب آفریقا، آمریکای جنوبی و مرکزی (یه ۲۰۰۱، دیاز ۱۹۹۸، شوبرت و دیگران ۲۰۰۹، پلو و همکاران ۲۰۰۸ و لوف ۱۹۸۶) اشاره کرد.

اخیراً از روش های گوناگون آماری مانند PCA^1 ، CCA^2 و EOF^3 برای بررسی همبستگی و تبیین ارتباط بین دمای سطح پهنه های آبی و بارش استفاده شده است.

ناظم السادات و همکاران (۱۳۸۴) روش PCA را برای استخراج مولفه های اصلی و کاهش حجم داده های دمای سطح آب خلیج فارس (PGSST)^۴ مورد استفاده قرار دادند و چهار سری زمانی جدید (PC1، PC2، PC3 و PC4) که ۷۳/۵ درصد از واریانس کل را شرح می دادند را به عنوان مولفه های اصلی انتخاب کردند. این مولفه ها به ترتیب معرف تغییرات دما در فصل زمستان، پاییز، بهار و تابستان بودند قاسمی و خلیلی (۲۰۰۸) با استفاده از آنالیز مولفه اصلی ارتباط بین الگوهای چرخش جوی و

بارش های زمستانه ایران را در شرایط ترسالی و خشکسالی بررسی کردند.

آنها نشان دادند که در شرایط خشک (تر) آنومالی دمای سطح آب در غرب اقیانوس هند منفی (مثبت) و در شرق مثبت (منفی) استموناها و دای (۲۰۰۴) با استفاده از آنالیز مولفه اصلی رفتارهای غیرخطی را بین چهار نوع داده های دمای سطح پهنه های آبی کره زمین شامل $ERSST^5$ v.1، Kaplan، HadISST و $ERSST$ v.2 که توسط مراکز مختلف اقلیمی تهیه شده و به دفعات مورد استفاده محققین قرار می گیرند را مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند.

آن ها نشان دادند که همبستگی بسیار زیادی بین رفتار های غیرخطی داده های $HadISST$ ، Kaplan و $ERSST$ v.2 و داده های دیدبانی شده از سال ۱۸۷۱ تا کنون وجود دارد.

محققین دیگری (ترکیش و همکاران ۲۰۰۹، ناظم السادات و شیروانی ۱۳۸۵، ناظم السادات و همکاران ۱۳۸۲، بهرنگی و همکاران ۲۰۰۹ و مالمگرین و وینتر ۱۹۹۹) نیز روش های آماری یاد شده را در مطالعات اقلیمی مورد استفاده قرار داده اند.

تاکنون مطالعات مرتبط با بارش های کشورمان و دمای سطح پهنه های آبی یا در قالب پدیده انسو بوده و یا اینکه محدود به دو یا سه پهنه آبی از جمله دریای خزر و خلیج فارس بوده اند. این مطالعه سه تفاوت عمده با مطالعات قبلی دارد: الف- گستره پهنه های آبی بسیار وسیع تر انتخاب شده است، ب- کانون های اصلی تغییر دما در پهنه های یادشده شناسایی شده اند و ج- ارتباط بین الگوهای میانگین دمای پهنه های آبی منطقه ای به صورت

¹ Principal Component Analysis

³ Empirical Orthogonal Function

⁵ Hadley center Interpolated Seas Surface Temperature

² Canonical Correlation Analysis

⁴ Persian Gulf Sea Surface Temperature

⁶ Extended Reconstruction Sea Surface Temperature version 1

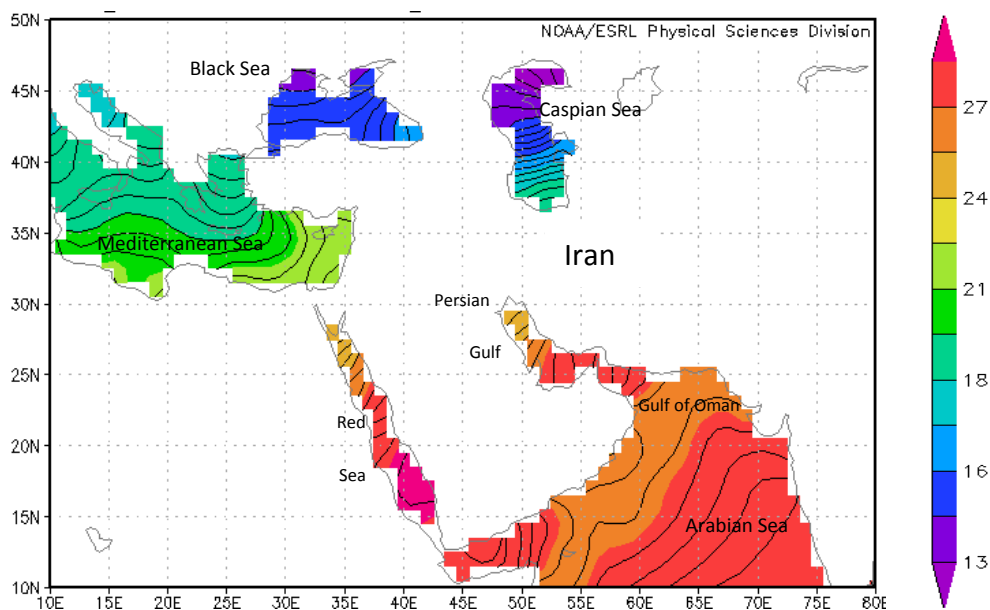
اختلاف دمای سطح آب بین گرمترین (جنوب دریای عرب) و سردترین (شمال دریای خزر) نقطه بیش از ۱۴ درجه سلسیوس است. در بین پهنه های آبی مورد بررسی دریای خزر هیچ گونه ارتباطی با آبهای آزاد ندارد و دریای سیاه هم دارای کمترین ارتباط با دریای مدیترانه می باشد که خود از طریق باریکه جبل الطارق به اقیانوس اطلس متصل است. به همین دلیل دمای سطح آب دریاهای خزر و سیاه متاثر از دمای اقیانوس های آزاد نمی باشد. اما سایر پهنه های آبی از طریق جریان های اقیانوسی با اقیانوس تبادل حرارتی دارند. در فصل زمستان در حالی که آب های کرانه های شمالی دریای خزر یخ بسته است آب های سطحی آن در کرانه های جنوبی حرارتی بین ۸ تا ۱۰ درجه سلسیوس دارند. دریای سیاه میانگین دمایی در حدود ۱۵/۵ درجه در طول سال دارد. میانگین بارش ترکیه در سواحل دریای سیاه حدود ۸۰۰ میلیمتر است که بیشترین بارش در این کشور است.

فصلی با بارش کشور محاسبه شده اند. در این مطالعه ابتدا به معرفی منطقه مورد مطالعه، داده ها و روش کار می پردازیم و سپس به تحلیل مولفه های اصلی دمای پهنه های آبی، طبقه بندی الگوهای دمایی و در نهایت به بررسی ارتباط بین بارش های فصلی کشورمان و دمای سطح پهنه های آبی منطقه خواهیم پرداخت.

مواد و روش ها

• منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه تمامی پهنه های آبی محصور بین عرض جغرافیایی ۰ تا ۵۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۱۰ تا ۱۰۰ درجه شرقی را در بر می گیرد که شامل دریاهای خزر، سیاه، مدیترانه در نواحی شمالی این منطقه و خلیج فارس، دریاهای عمان، عرب، سرخ و نواحی شمالی اقیانوس هند در جنوب این ناحیه می شود. در شکل ۱ میانگین دمای سالانه بین دوره ۱۹۸۰-۲۰۰۹ دیده می شود.



شکل ۱. میانگین دمای سطح آب پهنه های آبی مورد مطالعه طی دوره پایه

در دوره سرد سال با استقرار جبهه قطبی بر سواحل شمالی دریای مدیترانه و بوجود آمدن گردادین دمایی بین دریا و خشکی، این دریا در تشکیل چرخندها شرکت می کند. اختلاف دمای بیشتر بین دمای سطح آب و جبهه قطبی فرآیند تشکیل چرخندزائی در این منطقه را تشدید می نماید.

سواحل دریای سرخ از دو طرف بوسیله ارتفاعات بلندی احاطه شده است. لذا در دوره سرد سال سبب می شود در نیمه جنوبی جریانهای جنوب - جنوب شرق و در نیمه شمالی آن جریانهای هوایی شمال - شمال غرب ایجاد شود.

این دو جریان مخالف در منطقه ای بین عرض ۱۸ تا ۲۲ درجه شمالی بر روی دریای سرخ به هم رسیده و همگرا می شوند. این همگرایی موجب چرخندزائی بر روی این دریا می گردد که با جابجایی به سمت فلات ایران بارش های سنگینی را موجب می گردد.

میانگین دمای خلیج فارس و دریای عمان به ترتیب حدود ۲۵/۵ و ۲۶ درجه سلسیوس می باشد. در سال های اخیر با افزایش دمای دریای عرب و دریای عمان شرایط برای ایجاد چرخندهای حاره ای بر روی این دریا و نفوذ آن به سواحل کشور های همجوار مهیا شده است (جداری عیوضی ۱۳۸۰، علیجانی ۱۳۸۳، لشکری ۱۳۷۹، سازمان اقیانوس شناسی و هواشناسی آمریکا).

• داده ها

در این مطالعه از داده های ماهانه شبکه ای ERSSTv.2 استفاده شده است. این داده ها با استفاده از داده های فراگیر دیدبانی شده جوی - اقیانوسی (COADS)^۱ تهیه شده اند و دارای قدرت تفکیک ۲×۲ درجه می باشند. داده های فراگیر جوی اقیانوسی شامل کلیه داده های

واقعی اندازه گیری شده توسط کشتی ها، بویه های شناور و ایستگاه های ثابت دریایی و سنجنده های ماهواره سازمان اقیانوس شناسی و هواشناسی آمریکا می باشد. بر روی این داده ها فرآیند های کنترل کیفی، بهبود و بازسازی انجام شده است. علاوه بر آن در تهیه آنها خطا و عدم قطعیت به دو روش نمونه ای و تحلیلی مد نظر قرار گرفته است. از آنجا که داده های دیدبانی قبل از سال ۱۸۸۰ بصورت بسیار پراکنده هستند، لذا واریانس دوره ۱۸۸۰-۱۸۵۴ با بکارگیری رفتار داده های دیدبانی های انجام شده بعد از این دوره و بکارگیری روش های آماری بهبود یافته است. داده های دمای سطح آب ERSST با داده های HadISST که توسط مرکز هادلی سازمان هواشناسی انگلیس تهیه شده است، همخوانی خوبی دارند (رینولدز و اسمیت، ۲۰۰۲).

دوره زمانی مورد مطالعه برای داده های بارش کشور و داده های دمای سطح پهنه های آبی ۲۰۰۹-۱۹۸۰ (۳۰ سال) می باشد که شامل ۱۴۱ ایستگاه همدیدی کشور است. برای تحلیل و ترسیم داده ها بر روی پهنه های آبی مورد بررسی از نرم افزار های Excell، و GrADS و SPSS استفاده گردید.

• روش تحقیق

آنالیز مولفه اصلی: در این مطالعه از روش آنالیز مولفه اصلی (PCA) برای کاهش حجم ۴۸۳ متغیر دما در تلاقی های ۲×۲ درجه در سطح پهنه های آبی استفاده شده است. آنالیز مولفه اصلی یک روش آماری است که مجموعه ای از متغیر ها را به تعداد کمی از مدهای متعامد تقلیل می دهد که می تواند بخش زیادی از واریانس داده ها را تشریح نماید. روش آنالیز مولفه اصلی بطور گسترده ای در پژوهش های اقلیمی بکار برده شده است (ناظم السادات

^۱ Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set- release 2

آنست که مولفه مربوطه از آن نیز درصد بیشتری از اطلاعات متغیرهای اولیه را در بر می گیرد. چون در تشکیل هر مولفه از تمام مقادیر اولیه استفاده می شود، لذا تفسیر آن را با مشکل مواجه می سازد. از اینرو برای رفع این مشکل و تفسیر ساده تر مولفه ها آنها را چرخش می دهند. در بیشتر مطالعات علمی از چرخش واریماکس^۱ استفاده می شود.

برای استخراج مولفه های اصلی ماتریس ها را به صورتی که سطرهای آن نمایانگر دیدبانی های لحظه ای و ستون های آن متغیر های دیدبانی در مکان های مختلف باشد، مرتب می کنیم و ماتریس کوواریانس X را به صورت زیر محاسبه می کنیم:

$$S_{XX} = E(X^T X) \quad (1)$$

که در آن E عملگر امید ریاضی است. بایستی توجه داشت که مولفه های اصلی تحت تبدیلات مقیاس ناوردا^۲ نیستند. ماتریس تجزیه متعامد S_{XX} را می توانیم به شکل زیر بنویسیم:

$$S_{XX} = U_X D_X U_X^T \quad (2)$$

در فرمول فوق ماتریس U_X در بر گیرنده مقادیر ویژه متعامد ماتریس کواریانس S_{XX} و $D_X = \text{diag}(\lambda_1, \dots, \lambda_k)$ ماتریس قطری مقادیر ویژه S_{XX} بر اساس مقادیر کاهشی است. مولفه های اصلی با کمک معادله ۵ محاسبه می شود:

$$V_X = X U_X \quad (3)$$

در فرمول ۵ هر یک از ستون های V_X نشان دهنده مولفه های اصلی منفرد هستند. ماتریس X را می توان به شکل زیر بازسازی کرد:

$$X = V_X U_X^T \quad (4)$$

و همکاران ۱۳۸۴، بهرنگی و همکاران ۲۰۰۹، موناهان و دای (۲۰۰۴). در اینجا به اختصار به معرفی این روش با استفاده از مراجع فوق می پردازیم.

وقتی که در مسائل اقلیمی با حجم زیادی از داده ها مواجه هستیم، بکارگیری PCA موجب می شود متغیرهای اولیه به مولفه های جدید و مستقل از همدیگر که ترکیب خطی از متغیرهای اولیه هستند، تبدیل شوند. مولفه های جدید تمام اطلاعات متغیرهای اولیه را با کمترین تلفات دارا بوده که با دنباله زیر مشخص می شود:

$$Z_i = a_{i1}X_1 + a_{i2}X_2 + \dots + a_{ip}X_p \quad (1)$$

که در آن Z_i معرف مولفه اصلی، a_{ij} ضریب مربوط به متغیرهای اولیه و X_i متغیر اولیه می باشد. ضرایب متغیرهای اولیه از فرمول (۲) بدست می آیند:

$$|R - \lambda I| = 0 \quad (2)$$

که در آن I ماتریس واحد، R ماتریس همبستگی بین متغیرهای اولیه و λ نیز مقدار ویژه می باشد. با حل رابطه (۲) ویژگی های هر مولفه شامل مقدار بردار ویژه بدست می آیند.

هر مولفه نیز درصدی از اطلاعاتی که توسط متغیرهای اولیه بیان می شود را در بر می گیرد و معادل بخشی از اطلاعات مسئله است که به صورت عدد و رقم در متغیرهای اولیه نهفته است. بعبارت دیگر وقتی که گفته می شود مولفه اول بیش از ۹۰ درصد اطلاعات متغیرهای اولیه را به ما می دهد، بدین معنی است که با استفاده از این مولفه به جای متغیرهای اولیه می توان در عین این که ۹۰ درصد اطلاعات مسئله را حفظ کرد، از حجم و پیچیدگی مسئله نیز کاست.

هر چه کمیت عددی مقادیر ویژه بزرگتر باشد، بیانگر

¹ Varimax

² Invariant

مقادیر فاکتور^۱ KMO برای بررسی امکان اجرای روش مولفه اصلی محاسبه گردید که در تمامی موارد این مقدار از ۰/۸ بالاتر بوده است. در صورتی که مقادیر KMO بالای ۰/۵ باشد امکان بکارگیری روش مولفه اصلی وجود دارد (نوری و دیگران ۱۳۸۶، ترکیش و همکاران ۲۰۰۹).

روش بررسی ارتباط بین بارش های فصلی و دمای پهنه های آبی

در این تحقیق با استفاده از روش آنالیز مولفه اصلی تعداد متغیرهای دمای سطح پهنه های آبی از ۴۸۳ متغیر به ۶ عامل اصلی کاهش یافتند که حداقل ۹۰ درصد از واریانس دمای فصول مختلف را تبیین می کنند. ارتباط بین عامل های اصلی و متغیرهای اولیه از طریق بارگویه ها^۲ که نشان دهنده میزان همبستگی بین متغیرهای اولیه و مولفه های اصلی می باشند، مشخص شد.

برای تحلیل الگوهای اصلی دمای سطح پهنه های آبی، توزیع مکانی بارگویه ها به تفکیک فصل ترسیم شدند و از این طریق کانون های اصلی تغییر در بین پهنه های آبی مشخص شدند. کانون های تغییر مکان هایی هستند که در آن بیشترین همبستگی بین عامل اصلی و متغیرهای دما در آن مناطق وجود دارد. با محاسبه نمرات عاملی، به هر یک از عامل های اصلی یک ارزش عددی نسبت داده شد که مقدار آن از طریق حاصل ضرب نمرات استاندارد داده های اولیه در ماتریس بارگویه ها بدست می آید (علیچانی ۱۳۸۱). برای برآورده کردن استقلال خوشه بندی متغیرها، عامل ها چرخش داده می شوند و سپس با استفاده از روش خوشه بندی وارد^۳، الگوهای دمای سطح متوسط دریا بر اساس نمرات عاملی تهیه می شوند. ارتباط بین بارش های فصلی کشور با دمای پهنه های آبی با

تعیین همبستگی های معنی دار (در سطح ۵ درصد) بین مقادیر نرمال شده بارش های ایران با الگوهای میانگین دمای سطح پهنه های آبی که قبلا نمرات عاملی آنها محاسبه شده اند، بدست آمد.

تحلیل نتایج

برای کاهش حجم داده ها، شناسایی کانون های تغییر، الگوهای غالب دمای سطح پهنه های آبی، موقعیت و دوره های استیلای هر کدام از الگوها، میانگین فصلی (پاییز، زمستان، بهار و تابستان) ماتریس دمای سطح آب در ۴۸۳ تلاقی های ۲×۲ درجه جغرافیایی در یک دوره ۳۰ ساله ۲۰۰۹-۱۹۸۰ از داده های ERSST تهیه و با استفاده از تحلیل عاملی، مولفه های اصلی به تفکیک فصول مختلف استخراج شدند.

بر اساس این روش ۴۸۳ متغیر اولیه به کمتر از ۱۰ عامل تقلیل یافتند که عمدتاً بیش از ۹۰ درصد از واریانس داده های اولیه را تبیین می کردند.

• تحلیل مولفه های اصلی دمای فصلی

در شکل های ۲ تا ۵ الگوهای مربوط به بارگویه ها و کانون های اصلی تغییر در فصول مختلف آورده شده است.

در فصل پاییز شش مولفه اصلی اولیه در مجموع ۸۴/۶ درصد از واریانس داده های اولیه را تبیین می کنند که این مقدار به ترتیب برای مولفه های اول تا ششم ۲۹/۹، ۲۱/۶، ۱۵/۴، ۸/۱، ۵/۵ و ۴/۲ درصد می باشند (شکل ۲). در فصل زمستان مهمترین کانون های تغییرات دما در اقیانوس هند و دریای عرب (مولفه های اصلی اول و دوم) قرار دارند که در مجموع ۶۰/۳ درصد واریانس کل را تبیین می کنند (شکل ۳).

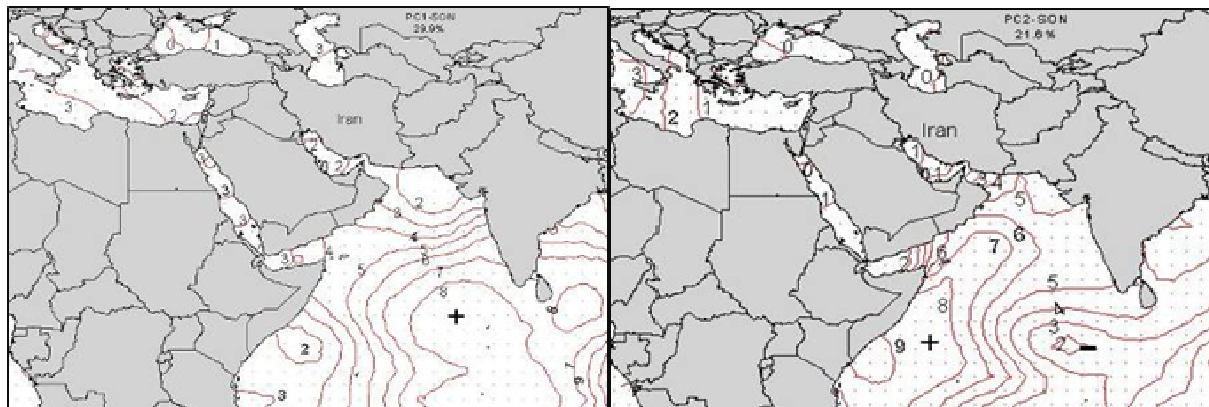
^۱. Kaiser-Meyer-Olkin

^۳. Ward

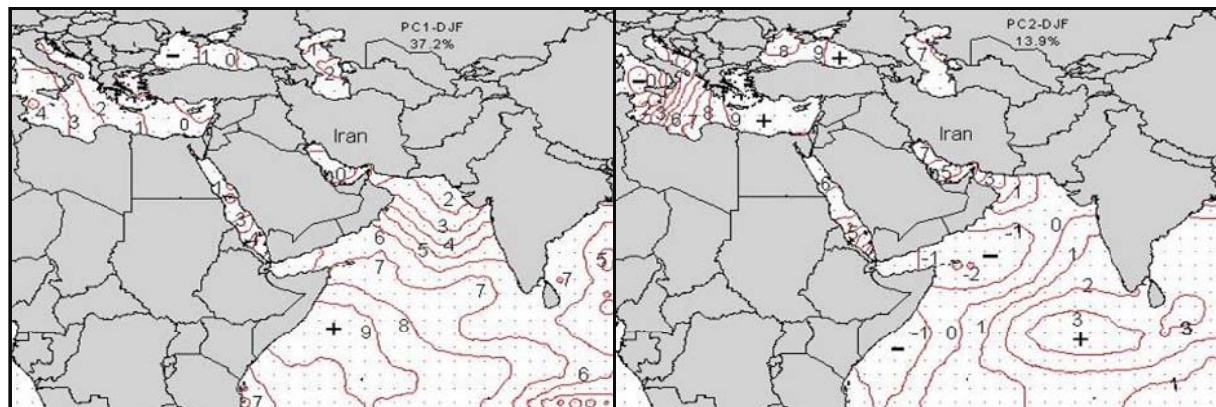
^۲. Loading

مشخصات شش مولفه اول، درصد واریانس و کانون های تغییر به تفکیک فصل آورده شده است. بررسی الگوهای فصلی بارگویه های دما نشان می دهد که بطور کلی ۹ کانون تغییر دمای سواحل جنوبی هند، سواحل سومالی، شرق مدیترانه-دریای سیاه، شمال دریای عرب، غرب مدیترانه، خلیج بنگال، دریای خزر و سواحل یمن در منطقه وجود دارد که در این بین کانون های تغییر در سواحل جنوبی هند، سواحل سومالی، شرق مدیترانه - دریای سیاه و شمال دریای عرب در تمامی فصول به عنوان یکی از مولفه های اصلی و موثر دیده می شود. باستانی تابستان کانون غرب مدیترانه در تمامی فصول دیگر دیده می شود. کانون خلیج بنگال در دو فصل پاییز و زمستان وجود دارد.

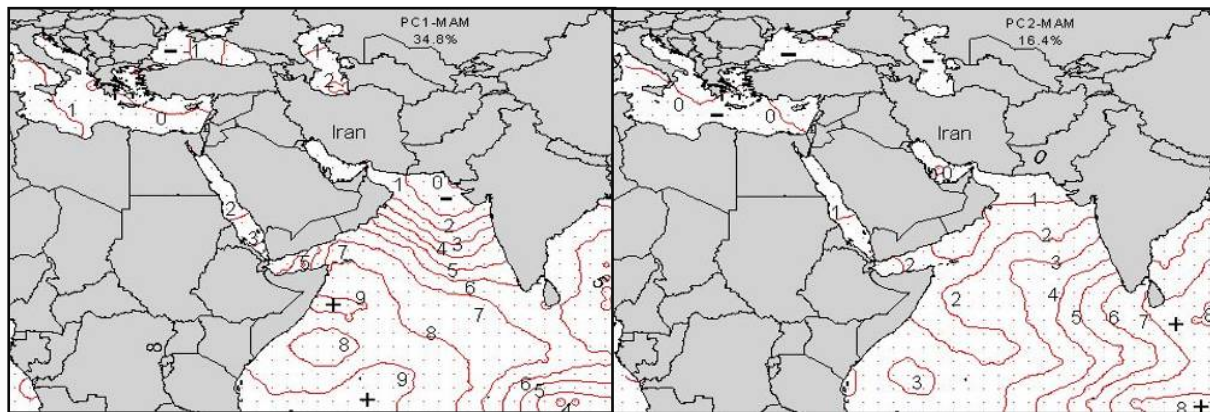
در این فصل چهار مولفه اصلی ۷۳/۱ درصد واریانس کل را پوشش می دهند. در فصل بهار مهمترین کانون تغییرات دما در غرب اقیانوس هند، در مجاورت سواحل سومالی واقع است. در فصل بهار بخشی از واریانس های دما را غرب دریای مدیترانه و دریای خزر پوشش می دهند (شکل ۴). مطابق شکل ۵، اولین عامل تغییر دما در فصل تابستان در جنوب غرب دریای عرب و در سواحل شرقی یمن واقع شده است. دومین عامل تغییر دما بر روی شرق دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریای خزر متمرکز است. در حالی که در فصول پاییز، زمستان و بهار بخش قابل توجهی از واریانس کل در شمال دریای عرب واقع شده است، اما در فصل تابستان نقش این ناحیه کمتر شده است. در جدول ۱



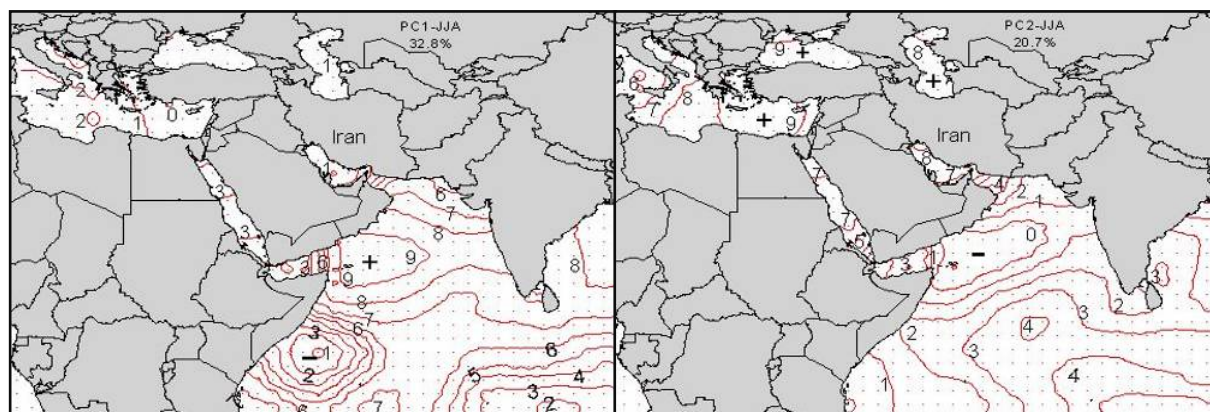
شکل ۲. الگوهای بارگویه های دو مولفه اصلی دمای فصل پاییز. کانون های تغییر با علامت + یا - نشان داده شده اند. مقادیر بارگویه ها در ۱۰ ضرب شده اند.



شکل ۳. الگوهای بارگویه های دو مولفه اصلی دمای فصل زمستان



شکل ۴. الگوهای بارگوبه های دو مولفه اصلی دمای فصل بهار



شکل ۵. الگوهای بارگوبه های دو مولفه اصلی دمای فصل تابستان

ادامه به توضیح هر کدام از آنها می پردازیم.

پاییز

اولین الگوی فصلی پاییز با آنومالی منفی دما بر روی کل پهنه های آبی منطقه همراه است که بیشترین کاهش بر روی دریای خزر به مقدار 0.5^- درجه سلسیوس نسبت به میانگین دوره ۱۹۸۰-۲۰۰۹ می باشد (شکل ۶). ۳۰ درصد الگوهای فصل پاییز در این طبقه شناسایی شده اند. با توجه به نبود ارتباط بین دریای خزر و آبهای آزاد، بنظر می رسد این کاهش دما ناشی از تاثیر حضور الگوی پرفشار سبیری در این فصل از سال باشد. دومین الگوی میانگین فصلی با آنومالی مثبت دما به میزان 0.6^+ درجه سلسیوس بر روی خزر همراه است. در تمامی این الگو میانگین دما بر روی پهنه های آبی مثبت می باشد. مهمترین مشخصه الگوهای

دریای خزر به عنوان کانون تغییر مهم در فصل زمستان دیده نمی شود ولی در سایر فصول بطور مشترک با شرق دریای مدیترانه و دریای سیاه حضور دارد، اما در فصل بهار به عنوان یک کانون مستقل ظاهر شده است. سواحل یمن تا سومالی نیز مهمترین کانون تابستانه می باشد.

• طبقه بندی الگوهای فصلی دمای پهنه های آبی

برای تهیه نقشه الگوهای فصلی دمای سطح پهنه های آبی، دو روش خوشه بندی نمرات عاملی و تنظیم صعودی نمرات عاملی و تهیه الگو برای بالاترین و پایینترین نمرات عاملی از روش های متداول است (علیجانی ۱۳۸۱). در اینجا نمرات عاملی شش مولفه اصلی اولیه به تفکیک فصل خوشه بندی گردیدند، سپس نقشه های متوسط الگوهای آنومالی دمای فصلی تهیه شدند که در

آنومالی مثبت در شمال دریای عرب در مجاورت سواحل پاکستان و آنومالی منفی در غرب دریای مدیترانه وجود دارد.

در الگوی پنجم مجدداً دوقطبی منفی بر روی اقیانوس هند دیده می شود که حاکی از اهمیت و حاکمیت این پدیده به عنوان مد غالب نوسانات این اقیانوس می باشد. علاوه بر آن شرایط مشابهی بین خلیج فارس و شمال دریای عرب دیده می شود، به طوری که دمای خلیج فارس بیش از نرمال می باشد.

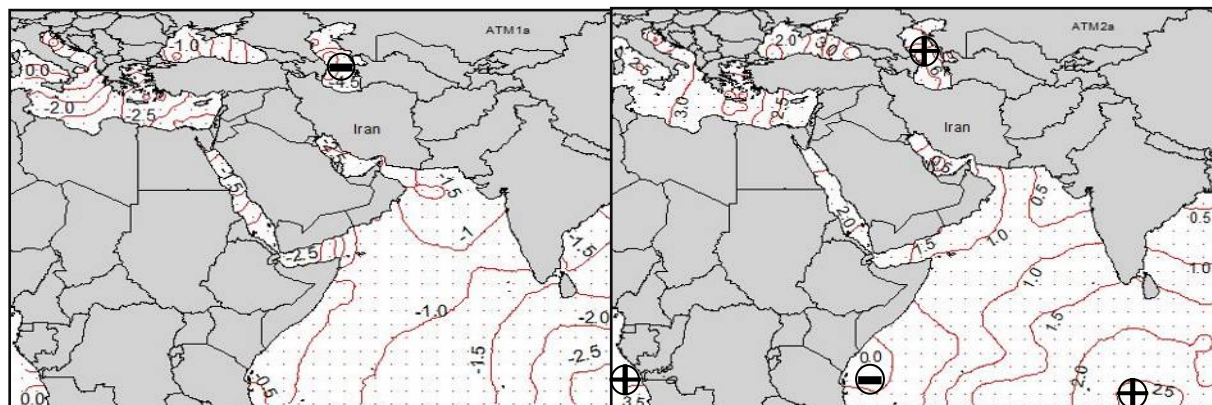
همچنین بین شرق و غرب دریای مدیترانه نیز دوقطبی دمایی شکل گرفته است که با آنومالی مثبت در شرق آن

سوم و چهارم وجود دوقطبی دمایی بین غرب و شرق اقیانوس هند می باشد. در الگوی سوم غرب اقیانوس هند (سواحل شرقی آفریقا) دارای آنومالی منفی و شرق آن دارای آنومالی مثبت می باشد که این حالت با فاز مثبت پدیده دوقطبی اقیانوس هند همراه است. در این الگو دمای میانگین دریای های خزر، سیاه و مدیترانه تا ۰/۳ درجه سلسیوس از نرمال کمتر است.

فاز منفی دوقطبی هند و آنومالی مثبت دما بر روی شمال شرق دریای عرب دو مشخصه مهم الگوی چهارم می باشد که حدود ۱۰ درصد از کل الگوهای میانگین این فصل را تشکیل می دهند. علاوه بر آن در این الگو

جدول ۱. مشخصات عامل های اصلی دمای پهنه های آبی منطقه

مولفه اصلی	پاییز		زمستان		بهار		تابستان	
	کانون تغییر	واریانس	کانون تغییر	واریانس	کانون تغییر	واریانس	کانون تغییر	واریانس
PCA1	سواحل جنوبی هند	۲۹/۹	سواحل سومالی	۳۷/۲	سواحل سومالی	۳۴/۸	سواحل یمن تا سومالی	۳۲/۸
PCA2	سواحل سومالی	۲۱/۶	شرق مدیترانه و دریای سیاه	۱۳/۹	سواحل جنوبی هند	۱۶/۴	شرق مدیترانه، دریای سیاه و دریای خزر	۲۰/۷
PCA3	شرق مدیترانه، دریای سیاه و دریای خزر	۱۵/۴	شمال شرق دریای عرب	۱۲/۷	شمال شرق دریای عرب	۱۳/۴	سواحل جنوبی هند	۱۵/۵
PCA4	شمال شرق دریای عرب	۸/۱	خلیج بنگال	۹/۳	شرق مدیترانه و دریای سیاه	۱۳/۱	سواحل سومالی	۱۰/۶
PCA5	غرب مدیترانه	۵/۵	سواحل جنوبی هند	۶/۴	غرب مدیترانه	۶/۳	شمال دریای عرب	۳/۱
PCA6	خلیج بنگال	۴/۲	غرب مدیترانه	۵/۸	دریای خزر	۲/۹	سواحل غربی آفریقای مرکزی	۳



شکل ۶. الگوهای آنومالی میانگین دمای فصل پاییز. ATM1a و ATM2a به ترتیب الگوهای اول و دوم را نشان می دهند. مقادیر آنومالی دما در ۱۰ ضرب شده اند.

مشابه الگوی اول می باشد، اما در این الگو آبهای شمال دریای عرب تا $0/4$ درجه نسبت به نرمال سردتر شده است. در الگوی چهارم دمای دریای خزر و خلیج فارس با کاهش دما نسبت به نرمال همراه است، ولی غرب دریای سیاه و آبهای اقیانوس هند در منطقه باب المندب نسبت به میانگین گرمتر شده اند.

الگوی پنجم با اختلاف دمایی بیش از یک درجه بین شرق و غرب دریای مدیترانه همراه است. در این الگو دمای اقیانوس هند در مجاورت سواحل سومالی حدود $0/5$ درجه و در مجاورت سواحل غربی آفریقای مرکزی تا $1/4$ درجه نسبت به میانگین گرمتر شده است. مشخصه الگوی ششم اختلاف شدید بین غرب و شرق دریای مدیترانه تا $1/6$ درجه می باشد که در هیچ کدام از الگوهای فصلی دیده نمی شود. در این الگو دمای دریای خزر تا 1 درجه کاهش یافته است.

بهار

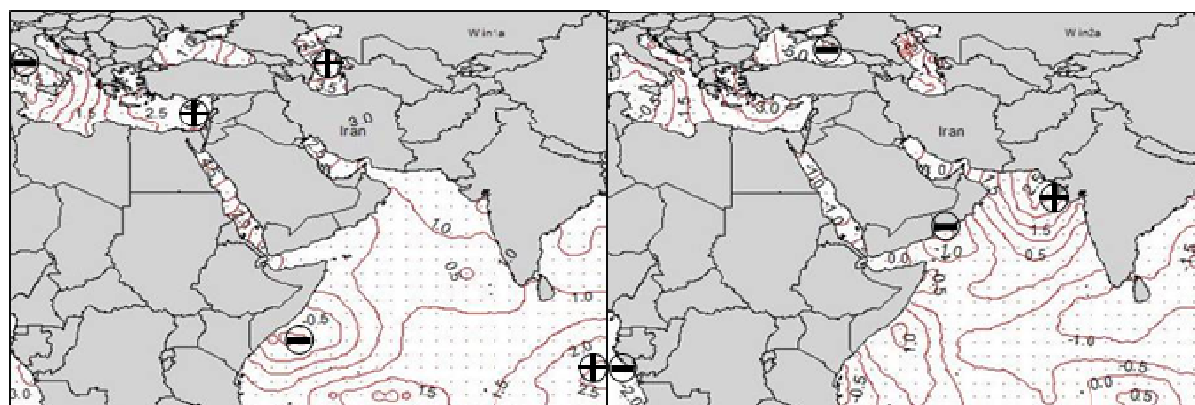
بطور کلی الگوهای میانگین فصل بهار نسبت به دو فصل پاییز و زمستان نوسانات کمتری دارند. اولین الگوی فصل بهار که 27 درصد از الگوهای فصلی این فصل را پوشش می دهد، با آنومالی مثبت دمایی به میزان $0/4$ درجه سلسیوس بر روی دریای خزر همراه است. در این الگو در

همراه است. در الگوی ششم آنومالی مثبت دمایی بر روی دریای آدریاتیک، آبهای سواحل سومالی و جنوب شبه قاره هند و همچنین آنومالی منفی بر روی خلیج فارس و شرق دریای سیاه وجود دارد (به دلیل کمبود فضا، فقط دو الگوی آنومالی دما در شکل آورده شده است).

زمستان

دو الگوی اول و دوم آنومالی دمایی فصل زمستان در شکل ۷ نشان داده شده اند. این دو الگو در مجموع 47 درصد از الگوهای فصل زمستان را در دوره مورد مطالعه پوشش می دهند که هر کدام دارای سهم مساوی هستند. الگوی اول با اختلاف دمای حدود $0/7$ درجه سلسیوس بین شرق و غرب دریای مدیترانه همراه است که به شکل یک دوقطبی بر روی نقشه نمایان شده است.

الگوی دوقطبی دریای مدیترانه مد غالب نوسانات فصلی این دریا می باشد. در این الگو دمای دریای خزر حدود $0/4$ درجه سلسیوس نسبت به نرمال گرمتر است، اما در سواحل سومالی دما تا بیش از $0/5$ درجه نسبت به نرمال سردتر شده است. دومین الگوی این فصل با کاهش $0/5$ درجه ای دما بر روی دریای سیاه و افزایش دما بر روی شمال دریای عرب همراه است. شرایط دمایی بر روی دریا های مدیترانه، سیاه و خزر در الگوی سوم کم و بیش



شکل ۷. الگوهای اول و دوم (Win1a و Win2a) آنومالی میانگین دمای فصل زمستان

بیشترین افزایش بر روی دریای سیاه به میزان ۰/۴ درجه است. هر کدام از الگوهای دوم و سوم ۲۳ درصد از نوسانات این فصل را پوشش می دهند. مهمترین مشخصه الگوی چهارم که به میزان ۱۰ درصد در الگوهای فصلی تابستان سهمیم است، وجود دوقطبی دمایی بین غرب و شرق اقیانوس هند می باشد که دارای اختلاف دما در حد ۰/۹ درجه سلسیوس می باشد.

در این الگو دما در آبهای مجاور سوماتی حدود ۰/۴ درجه نسبت به میانگین گرمتر شده است. در این الگو دما در پهنه های آبی شمالی نسبت به میانگین کاهش یافته است که بیشترین کاهش بر روی دریای خزر به میزان ۰/۷ درجه می باشد. الگوی پنجم با کاهش دما در تمامی پهنه های آبی همراه است که بیشترین کاهش بر روی دریای خزر با ۱/۱ درجه سلسیوس می باشد. کاهش دمایی این الگو بر روی دریای خزر در هیچکدام از الگوهای فصلی دیده نمی شود.

این الگو ۱۰ درصد از الگوهای فصلی تابستان را تشکیل می دهد. در ششمین الگو یک دوقطبی بین آبهای مجاور سوماتی و آبهای جنوب هند تشکیل شده است که ۰/۷ درجه اختلاف بین هسته های این دوقطبی وجود دارد. در این الگو دمایی شرق مدیترانه و شمال دریای

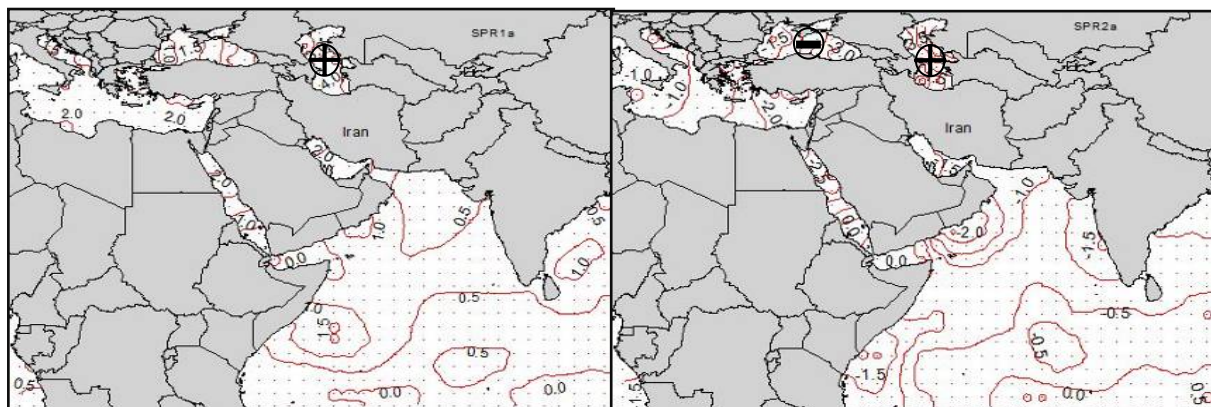
تمامی پهنه های آبی افزایش دما مشاهده می شود که بیشترین افزایش بر روی دریاهای خزر، سیاه و مدیترانه قرار می گیرد (شکل ۸).

در دومین الگو دریای خزر با آنومالی مثبت و دریاهای سیاه و مدیترانه با آنومالی منفی مواجه هستند و دمایی پهنه های آبی جنوب نیز نسبت به نرمال کاهش یافته است. می توان گفت وجه مشخصه الگوی سوم کاهش دما در مقایسه با میانگین در تمامی پهنه های آبی است که در این بین بیشترین کاهش در دریای خزر به میزان ۰/۹ درجه رخ داده است.

تابستان

اولین الگوی میانگین فصل تابستان که ۲۷ درصد از الگوهای فصلی را تشکیل می دهد، با افزایش حدود یک و ۰/۵ درجه سانتیگراد دما به ترتیب بر روی دریای سیاه و دریای سرخ مشخص می شود، اما در دومین الگو دما بر روی دریای خزر حدود ۰/۵ درجه نسبت به میانگین دوره کاهش را نشان می دهد. در این الگو به استثنای آبهای سواحل سوماتی، در تمامی پهنه ها دما کاهش یافته است (شکل ۹).

در سومین الگو میانگین دما بجز در آبهای غرب اقیانوس آرام، در سایر پهنه ها افزایش یافته است که



شکل ۸ الگوهای اول و دوم (SPR1a و SPR2a) آنومالی میانگین دمایی فصل بهار

مرکزی و استان گلستان دیده می شود. در الگوی چهارم همبستگی های مثبت چندان مناسب نبوده اما در غرب کشور همبستگی های منفی نسبتا بالایی بین بارش پاییز و الگوهای دمای پهنه های آبی در این فصل وجود دارد.

در الگوی پنجم بیشترین همبستگی ها در یک سوم شمالی کشور و زاگرس مرکزی دیده می شود که بالاترین آن در ایستگاه های جنوب رشته کوه البرز قرار دارد. الگوی ششم که نماینده کمترین درصد الگوهای فصلی بارش می باشد، همبستگی خوبی بین بارش فصلی و الگوی دمایی این فصل را نشان نمی دهد، هر چند همبستگی نسبتا مناسبی در جنوب غرب خزر ملاحظه می شود.

زمستان

در اولین الگوی زمستانه، همبستگی های مثبت بالایی دیده نمی شود، ولی بیشترین همبستگی منفی در سواحل جنوب شرقی خزر قرار دارد. در الگوی دوم همبستگی مثبت در باند جنوب غرب به شمال شرق کشور مشاهده می شود که بیشترین آن بر روی استان خوزستان، فارس، کهگیلویه و بویر احمد و اصفهان می باشد. در سومین الگو، همبستگی های منفی بین بارش نواحی واقع در بین استان های بوشهر تا خراسان رضوی وجود دارد که در

عرب نسبت به میانگین کاهش یافته است.

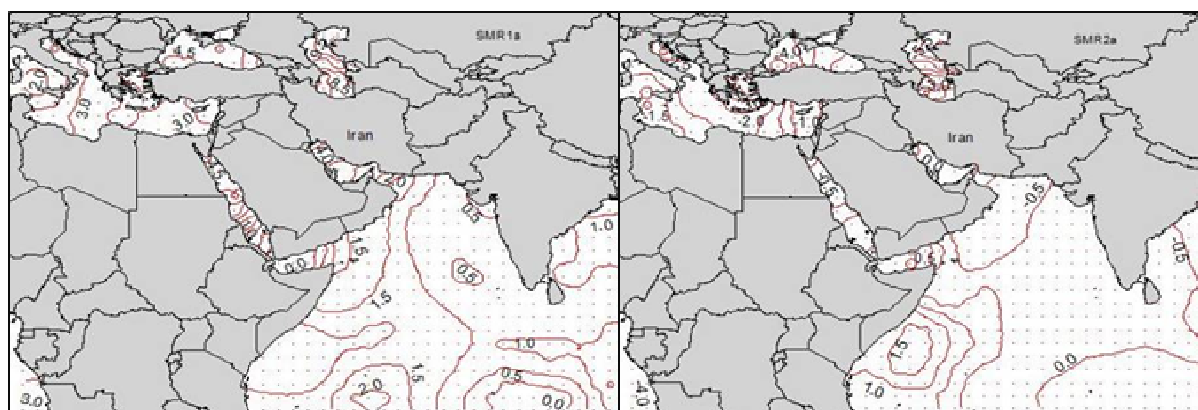
• بررسی همبستگی بین بارش های فصلی ایران و SST

پس از طبقه بندی الگوهای فصلی دمای سطح پهنه های آبی منطقه ای، همبستگی بین مقادیر نرمال شده بارش های فصلی ایران با الگوهای میانگین دمای همان فصل محاسبه شدند که در شکل های ۱۰ تا ۱۳ همبستگی های مکانی آنها (بر حسب درصد) آورده شده است. مناطق با هاشورپررنگ نشان دهنده همبستگی مثبت و نواحی کم رنگ تر نشان دهنده همبستگی کمتر و یا منفی می باشند. در این بخش نتایج هر کدام از همبستگی های هم زمان فصلی بین بارش ایران و میانگین دمای پهنه های آبی منطقه ای مورد تجزیه و تحلیل قرار می گیرد.

پاییز

در اولین الگوی فصل پاییز بیشترین همبستگی مثبت بین بارش های شمال شرق کشور شامل استان های خراسان رضوی، شمال خراسان جنوبی، یزد و شرق اصفهان دیده می شود. الگوی دوم همبستگی های نسبتا مناسب را در شرق، جنوب شرق و تا حدودی بخش های مرکزی کشور را نشان می دهد.

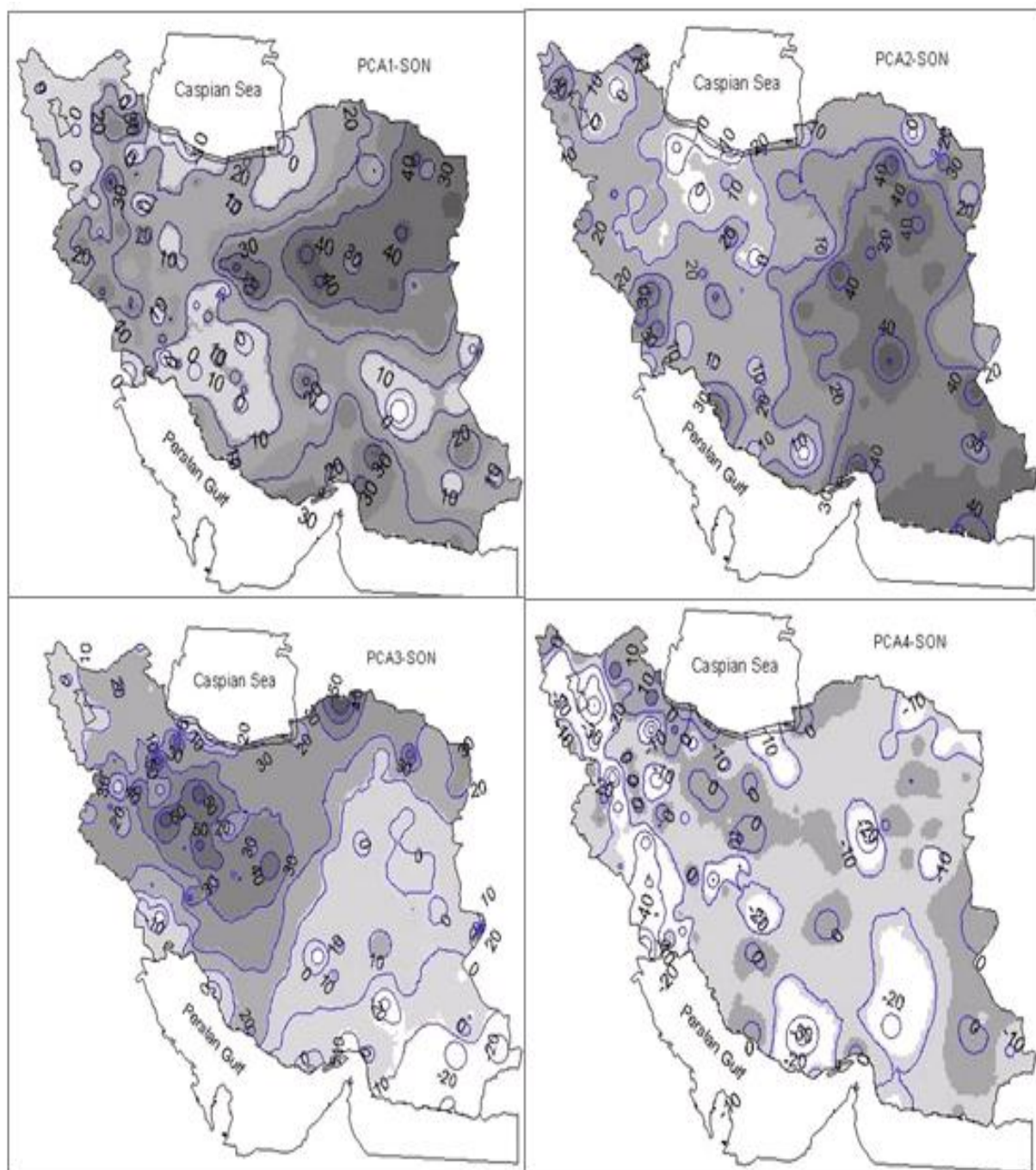
در الگوی سوم ناحیه همبستگی بالا در منطقه زاگرس



شکل ۹. الگوهای اول و دوم (SMR2a و SMR1a) آنومالی میانگین دمای فصل تابستان

خراسان رضوی قرار دارد. در این الگو همبستگی های بالای ۵۰ درصد نیز در غرب و سواحل جنوبی خزر محاسبه شده است. در الگوی ششم نیز همبستگی های منفی غالب است که عمدتاً در استان خراسان شمالی متمرکز شده اند.

برخی موارد به بیش از ۴۰ درصد می رسد. الگوی چهارم مشابه الگوی سوم ولی مقادیر همبستگی در آن مثبت می باشد. در الگوی پنجم همبستگی های بالایی بین بارش و مولفه های اصلی دمای پهنه های آبی وجود دارد که مقادیر مثبت در شمال خط واصل بین استان فارس تا



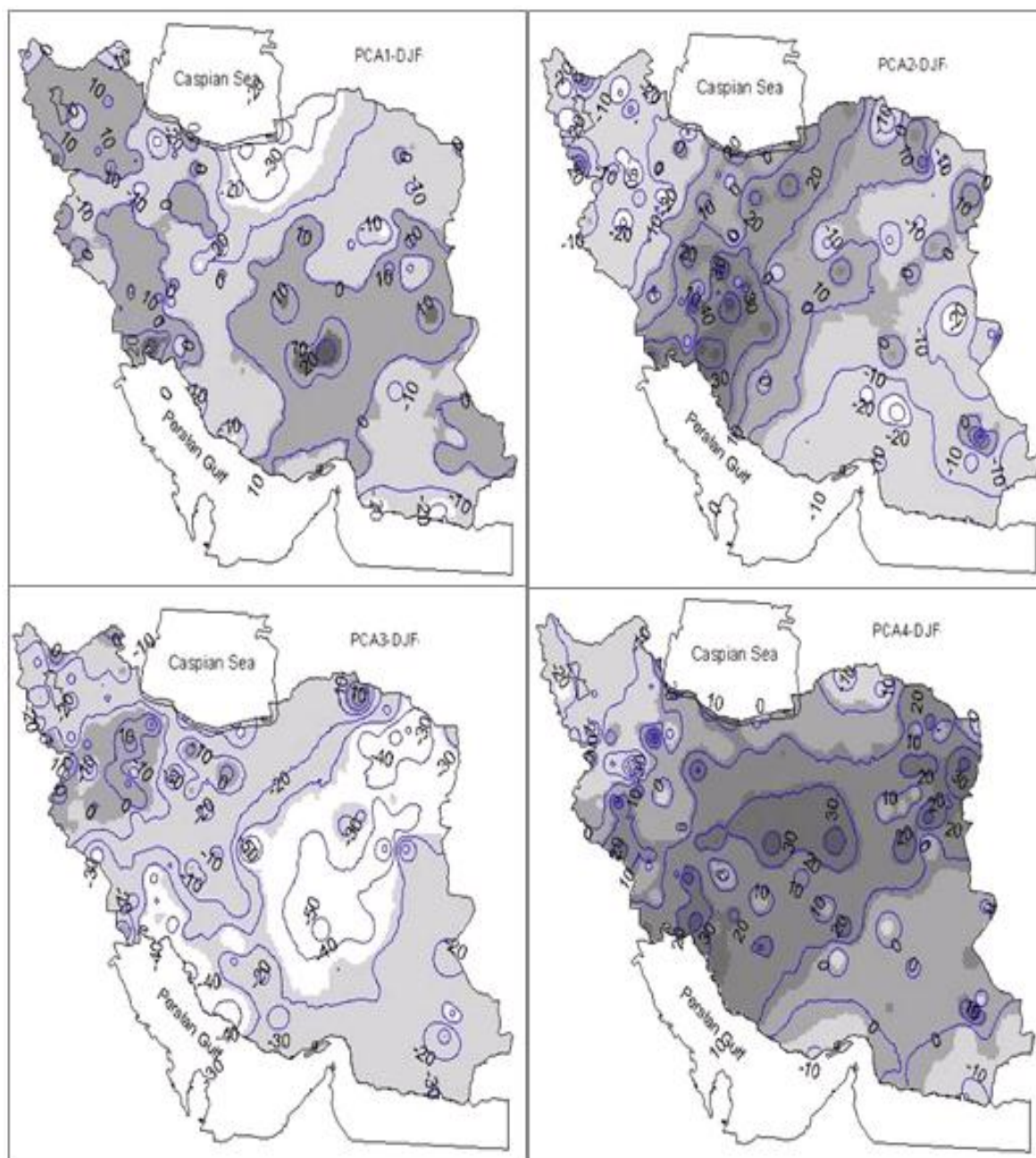
شکل ۱۰. همبستگی بین مولفه های اصلی SST و بارش فصل پاییز

نسبتا بالایی نیز بطور محلی در جنوب شرق کشور مشاهده می شود.

در الگوی سوم بالاترین همبستگی ها در شمال کشور و بخش هایی از زاگرس می باشد که بالاترین آن در استان گلستان با بیش از ۵۰ درصد است. در چهارمین الگو همبستگی های منفی بالا تا حد ۶۰ درصد در اکثر نقاط

بهار

اولین الگوی این فصل با همبستگی بالا با بیش از ۵۰ درصد در شمال شرق کشور قرار دارد. همبستگی بین مولفه اصلی دوم فصل بهار با بارش های این فصل مقادیر مثبت و بالا را در منطقه زاگرس، غرب و نواحی شمالی کشور نشان می دهد. در همین الگو همبستگی های منفی

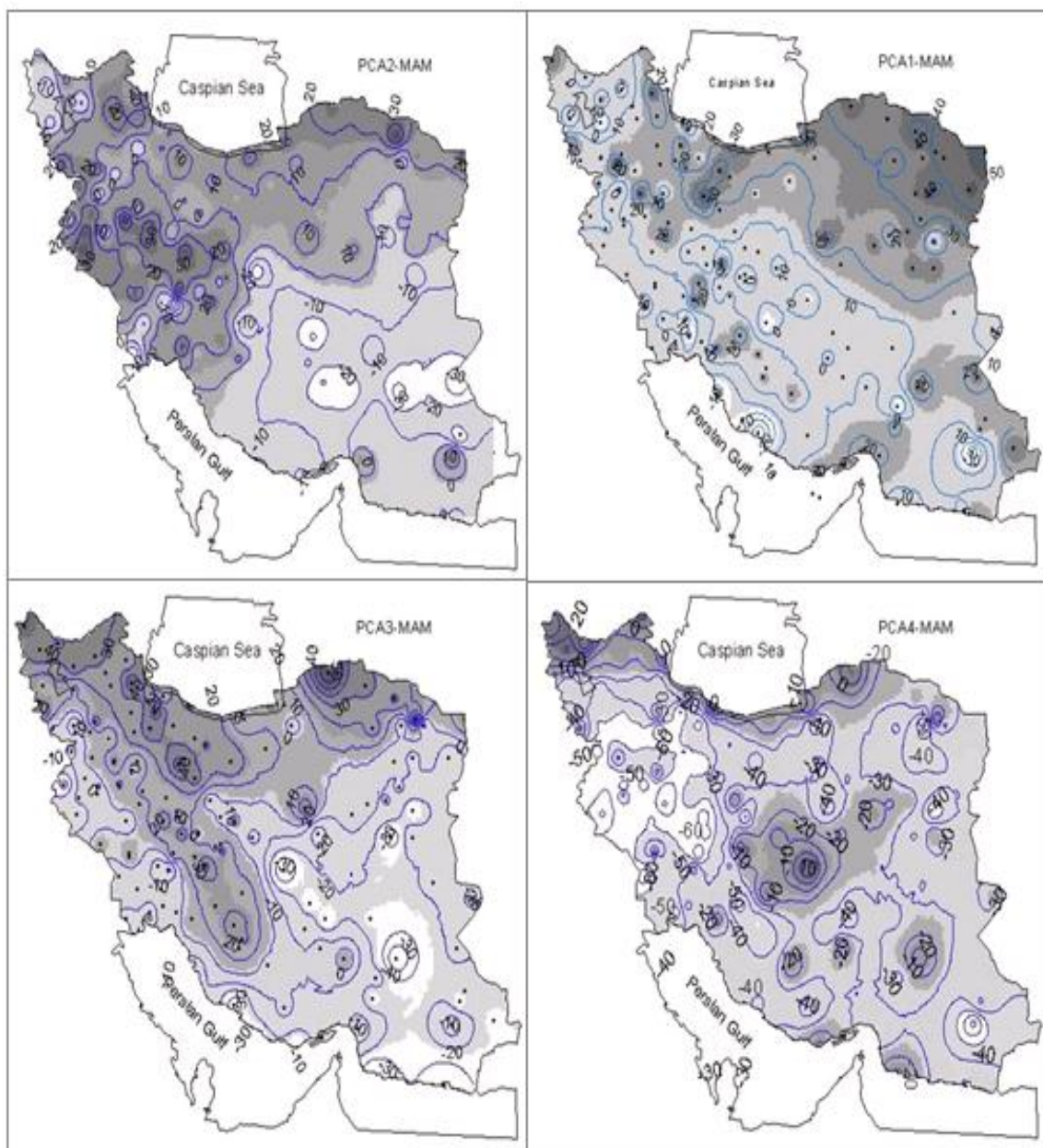


شکل ۱۱. همبستگی بین مولفه های اصلی SST و بارش فصل زمستان

تابستان

میزان همبستگی بین مولفه اصلی اول دما با بارش تابستانه ایران در اغلب نقاط کشور در حدود ۳۰ درصد و بالاتر می باشد. دومین الگوی همبستگی، توزیع معنی داری را در کل کشور نشان نداده و مقادیر آن بین ۲۰ تا ۲۰ درصد متغیر است. در الگوی سوم همبستگی های منفی مقادیر نسبتا بالایی دارند که ایستگاه های مربوط به

کشور دیده می شود. این مقدار بالاترین همبستگی بین تمامی الگوهای مورد بررسی است. در پنجمین الگو همبستگی بین بارش و مولفه اصلی پنجم عمدتا منفی است. بیشترین هماهنگی بین بارش و مولفه اصلی در استان های خراسان و یزد می باشد. بارش های نوار جنوبی کشور با ششمین مولفه اصلی هماهنگ است (در اینجا فقط الگوهای اول تا چهارم ترسیم شده اند).



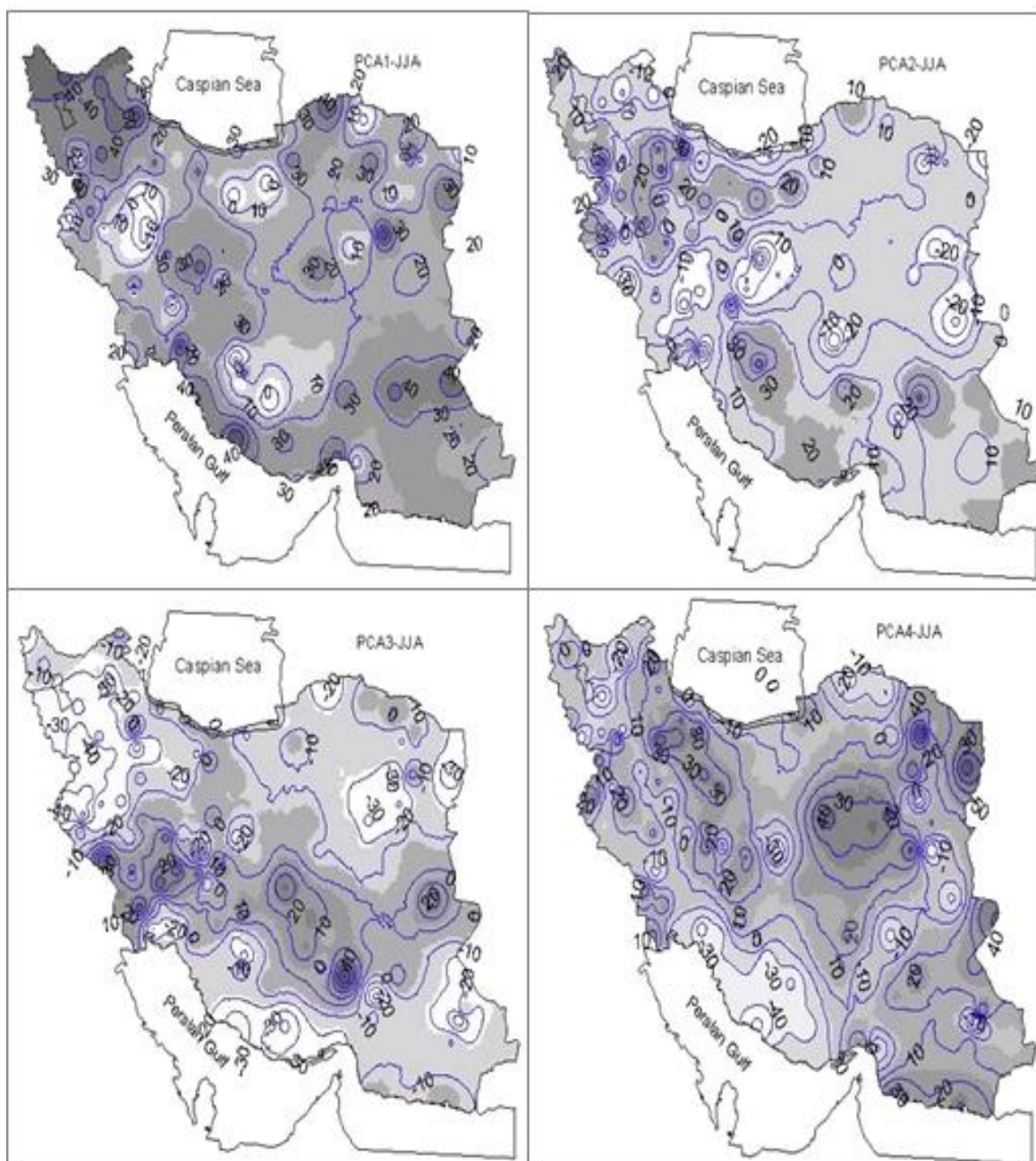
شکل ۱۲. همبستگی بین مولفه های اصلی SST و بارش فصل بهار

همبستگی های منفی بالای ۴۰ درصد نیز در استان های فارس و بوشهر مشاهده می شود.

نقشه همبستگی بارش با مولفه اصلی پنجم دمای سطح آب در تابستان حاکی از وجود همبستگی های بالا در مناطق کوهستانی شمال و شرق کشور می باشد. در سایر نقاط و بخصوص در جنوب و غرب کشور همبستگی ها

آن ها در استان های واقع در زاگرس شمالی، بخش هایی از استان های خراسان رضوی و یزد و استان های بوشهر و هرمزگان قرار دارند.

در الگوی چهارم همبستگی های مثبت بالا در بین ایستگاه های خراسان رضوی، یزد و استان های واقع بر حاشیه البرز شرقی دیده می شود، اما در همین الگو



شکل ۱۳. همبستگی بین مولفه های اصلی SST و بارش فصل تابستان

معنی دار در فصول تابستان، زمستان و پاییز به ترتیب ۵۸/۶، ۵۱/۴ و ۴۰/۷ درصد از مجموع ایستگاه‌های مورد مطالعه می باشد (جدول ۲).

در شکل ۱۴ تعداد ایستگاه‌های با همبستگی معنی دار بین بارش فصلی و مولفه های اصلی دمای سطح پهنه های آبی منطقه ای در همان فصل آورده شده است.

بیشترین تعداد ایستگاه‌های با همبستگی معنی دار مربوط به فصل بهار می باشد که در آن بارش ۷۵ درصد از ایستگاه‌های کشور با الگوی دمای پهنه های آبی دارای همبستگی معنی دار است.

بحث و نتایج

در این تحقیق ابتدا مولفه های اصلی دمای سطح آب پهنه های آبی دریاهای خزر، سیاه، مدیترانه، سرخ، عرب، خلیج فارس و بخش هایی از اقیانوس هند در فصول مختلف استخراج گردیدند. بر اساس این روش تعداد ۴۸۳ متغیر اولیه به کمتر از ۱۰ عامل تقلیل یافتند که عمدتاً بیش از ۹۰ درصد از واریانس داده های اولیه را تبیین می کردند.

بررسی مولفه های اصلی نشان می دهند که مهمترین کانون های تغییر در آب‌های مجاور کشور سومالی، سواحل جنوبی هند، شرق مدیترانه - دریای سیاه و شمال دریای عرب واقع هستند. در فصل پاییز مهمترین کانون های تغییرات دما در اقیانوس هند و دریای عرب قرار دارند که به تنهایی ۶۰/۳ درصد واریانس کل این فصل را تبیین می کنند. پس از آن دریای مدیترانه با ۱۵/۴ درصد واریانس کل قرار دارد. در فصل زمستان اولین کانون تغییر غرب اقیانوس هند و دومین آن شرق دریای مدیترانه و دریای سیاه می باشد.

پایین است. الگوی ششم با بخش هایی از بارش های شرق کشور و استان یزد هماهنگ است.

به طور کلی در فصل پاییز بارش های فصلی بیش از نیمی از کشور (نیمه شرقی و زاگرس مرکزی) با الگوهای دمای سطح پهنه های آبی منطقه ای دارای همبستگی مثبت معنی دار و بارش بخش هایی از استان خوزستان و جنوب شرق سواحل خزر با الگوهای دمای پهنه های آبی دارای همبستگی منفی معنی دار هستند.

در فصل زمستان همبستگی های مثبت معنی دار در استان های واقع در زاگرس جنوبی و همبستگی های منفی معنی دار در استان های واقع در خط واصل بین بوشهر تا خراسان رضوی قرار دارند.

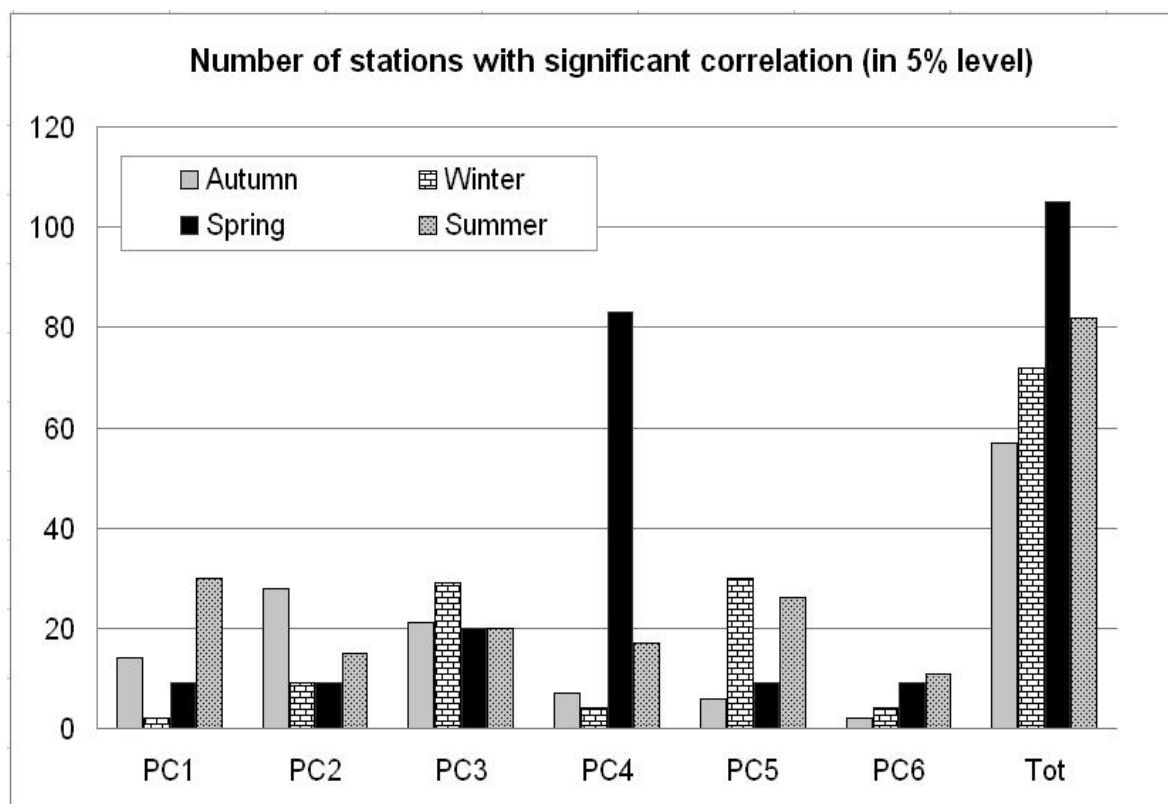
در فصل بهار الگوهای دما با بارش های نواحی یک سوم شمالی کشور دارای همبستگی مثبت و با بارش های غرب و بخش هایی از جنوب کشور دارای همبستگی منفی هستند. در فصل تابستان بیشترین همبستگی های مثبت در استان های شمال غرب کشور، خراسان رضوی، یزد و شمال سیستان و بلوچستان واقع شده اند. در همین فصل بارش بخش هایی از جنوب غرب و غرب کشور با الگوهای دمای سطح پهنه های آبی دارای همبستگی های منفی معنی دار هستند.

بررسی میزان معنی داری همبستگی ها نشان می دهد که بالاترین همبستگی معنی دار در سطح ۵ درصد بین مقادیر نرمال شده بارش های فصل بهار با نمرات عاملی مولفه های اصلی دمای سطح پهنه های آبی می باشد.

در این فصل تعداد کل ایستگاه‌های با همبستگی معنی دار ۱۰۵ ایستگاه از کل ۱۴۱ ایستگاه مورد بررسی می باشد که معادل ۷۵ درصد کل ایستگاه‌های مورد مطالعه می باشد. تعداد کل ایستگاه‌های دارای همبستگی

جدول ۲. تعداد ایستگاه های با همبستگی معنی دار در سطح ۵ درصد به همراه ضرایب همبستگی و تبیین

ضریب تبیین	میانگین ضریب همبستگی	ایستگاه های با همبستگی معنی دار (در سطح ۵ درصد)		فصل
		درصد	تعداد	
۰/۲۲	۴۷/۱	۷۵	۱۰۵	بهار
۰/۲۰	۴۴/۱	۵۹	۸۳	تابستان
۰/۱۹	۴۲/۹	۴۰	۵۷	پاییز
۰/۱۸	۴۲/۷	۵۲	۷۳	زمستان



شکل ۱۴. تعداد ایستگاه های با همبستگی معنی دار بین بارش فصلی و مولفه های اصلی دمای پهنه های آبی منطقه

با خوشه بندی نمرات عاملی الگوهای آنومالی دمای فصلی سطح پهنه های آبی تهیه شدند. اولین الگوی فصلی میانگین دمای فصل پاییز که ۳۰ درصد از الگوهای فصلی را تشکیل می دهد، با آنومالی منفی دما بر روی کل پهنه های آبی منطقه ای همراه است که بیشترین کاهش بر روی دریای خزر به مقدار ۰/۵- درجه سلسیوس نسبت به

در فصل بهار مهمترین کانون های تغییر در اقیانوس هند و دریای مدیترانه واقع هستند و دریای خزر تنها ۲/۹ درصد از تغییرات را تبیین می کند. در فصل تابستان هرچند اقیانوس هند بعنوان مهمترین کانون تغییر می باشد، اما نقش دریا های مدیترانه، سیاه و خزر تقویت شده و به عنوان اولویت دوم دیده می شود.

فصلی کشورمان با الگوهای میانگین دمای سطح پهنه های آبی نشان می دهد که بخش قابل ملاحظه ای از تغییرپذیری های بارش کشورمان توسط دمای میانگین سطح آب های منطقه تبیین شود.

نتایج این تحقیق از این نظر حائز اهمیت است که عمده مطالعاتی که تا کنون در کشورمان انجام شده و به نوعی با دمای سطح پهنه های آبی مرتبط بوده اند، متمرکز بر بررسی ارتباط بین بارش بخش هایی از کشورمان با پدیده دورپیوندی انسو و یا دمای سطح آب دریای خزر و خلیج فارس بوده اند. در این مطالعه گستره پهنه های آبی منطقه ای وسیع تر انتخاب گردید و مشخص شد که ارتباط قابل توجهی بین دمای سطح آب پهنه های منطقه ای و بارش کشورمان وجود دارد.

برخی یافته های این تحقیق با نتایج سایر محققین همخوانی دارد. از جمله بر اساس یافته های ناظم السادات و قاسمی (۱۳۸۳) با کاهش دمای فصل زمستان بارش در نواحی جنوبی خزر افزایش می یابد که در این تحقیق نیز کاهش دمای دریای خزر در دومین الگوی مولفه اصلی دمای سطح پهنه های آبی ملاحظه شد که با افزایش بارش در نواحی جنوبی دریای خزر و مرکز کشور همراه است. نتایج این تحقیق می تواند به عنوان یکی از مولفه های مهم و تاثیرگذار در پیش بینی بارش های فصلی کشور مورد استفاده قرار گیرد.

مراجع

- احمدی ف.، پرهیزکار د. و حجام س.، ۱۳۸۸، **بررسی اثر انسو بر توزیع بارش فصلی ایران در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱**، مجله فیزیک فضا و زمین، دوره ۳۵، شماره ۴، صص ۹۵-۱۱۳.

میانگین دوره ۲۰۰۹-۱۹۸۰ می باشد. با توجه به نبود ارتباط بین دریای خزر و آب های آزاد، به نظر می رسد این کاهش ناشی از گسترش سامانه پرفشار سیبری بر روی این منطقه باشد.

در فصل زمستان مهمترین الگو وجود دو قطبی دمایی بین شرق و غرب دریای مدیترانه می باشد که موجب شده است دمای شرق این دریا حدود ۰/۸ درجه از غرب آن بیشتر باشد. در فصل بهار در تمامی پهنه های آبی افزایش دما مشاهده می شود که بیشترین افزایش به میزان ۰/۴ درجه سلسیوس بر روی دریای خزر می باشد. اولین الگوی میانگین فصل تابستان با افزایش حدود یک و ۰/۵ درجه سلسیوس دما به ترتیب بر روی دریای سیاه و دریای سرخ مشخص می شود. در الگوهای پاییز و تابستان یک دو قطبی دمایی بین غرب و شرق اقیانوس هند دیده می شود که با آنومالی دمایی در غرب آن همراه است.

همبستگی بین مقادیر نرمال شده بارش های فصلی ایران با الگوهای میانگین مولفه های اصلی دمای همان فصل نشان می دهند که بالاترین همبستگی های معنی دار بین بارش های فصل بهار با مولفه های اصلی دمای سطح پهنه های آبی وجود دارد. به طوریکه در این فصل تعداد کل ایستگاه های با همبستگی معنی دار ۱۰۵ ایستگاه از کل ۱۴۱ ایستگاه می باشد که معادل ۷۵ درصد کل ایستگاه های مورد مطالعه می باشد. در سایر فصول تعداد کل ایستگاه های دارای همبستگی معنی دار به ترتیب ۵۸/۶، ۵۱/۴ و ۴۰/۷ درصد در فصول تابستان، زمستان و پاییز می باشند.

میانگین همبستگی های معنی دار به ترتیب در فصول پاییز، زمستان، بهار و تابستان ۴۲/۹، ۴۲/۷، ۴۷/۱ و ۴۴/۱ درصد می باشد. این همبستگی نسبتا بالا بین بارش های

۲. جداری عیوضی ج.، ۱۳۸۰، **جغرافیای آبها**، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۳۰ صفحه.
۳. خوش اخلاق ف.، قنبری ن. و معصوم پور سماکوش ج.، ۱۳۸۷، **مطالعه اثرات نوسان اطلس شمالی بر رژیم بارش و دمای سواحل جنوبی دریای خزر**، مجله پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۶ (زمستان ۱۳۸۷)، صص ۷۰-۵۷.
۴. صلاحی ب.، خورشیددوست ع. م. و قویدل رحیمی ی.، ۱۳۸۶، **ارتباط بین نوسان های گردش جوی-اقیانوس اطلس شمالی با خشکسالی های آذربایجان شرقی**، مجله پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۰ (تابستان ۱۳۸۶)، صص ۱۵۶-۱۴۷.
۵. علیجانی ب.، ۱۳۷۹، **آب و هوای ایران**، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۲۱ صفحه.
۶. علیجانی ب.، ۱۳۸۱، **اقلیم شناسی سینوپتیک**، انتشارات سمت، ۲۵۷ صفحه.
۷. غیور ح. و خسروی م.، ۱۳۸۰، **تأثیر پدیده انسو بر نابهنجاری های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۲، صص ۱۷۴-۱۴۱.
۸. قویدل رحیمی ی.، ۱۳۸۴، **اثر الگوی بزرگ مقیاس جوی-اقیانوسی رانسو بر تغییرپذیری فصلی اقلیم ایران: آثار النینو و لانینا بر تغییرپذیری بارش های بهاری در آذربایجان شرقی**، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۹، شماره ۴، زمستان ۱۳۸۴، صص ۷۱-۸۸.
۹. لشکری ح.، ۱۳۷۹، **مکانیسم تکوین منطقه همگرایی دریای سرخ**، مجله تحقیقات جغرافیایی، سال ۱۵، شماره ۵۸ و ۵۹، صص ۱۸۴-۱۶۷.
۱۰. موسوی بایگی م.، فلاح قاهره غ. و حبیبی نوخندان م.، ۱۳۸۷، **بررسی ارتباط نشانه های پهن مقیاس اقلیمی با بارش خراسان**، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، جلد پانزدهم، شماره دوم (خرداد - تیر ۱۳۸۷)، صص ۲۲۴-۲۱۷.
۱۱. ناظم السادات س. ج. و شیروانی ا.، ۱۳۸۳، **کاربرد CCA به منظور ارزیابی و مقایسه توانایی SOI و Nino's SST در پیش بینی بارش زمستانه سواحل دریای خزر**، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال هشتم، شماره اول (بهار ۱۳۸۳)، صص ۲۴-۱۱.
۱۲. ناظم السادات س. م. ج. و شیروانی ا.، ۱۳۸۴، **پیش بینی دمای سطح آب خلیج فارس با استفاده از رگرسیون چندگانه و تحلیل مولفه اصلی**، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال نهم، شماره ۳ (پاییز ۱۳۸۴)، صص ۱۰-۱.
۱۳. ناظم السادات س. م. ج. و شیروانی ا.، ۱۳۸۵، **پیش بینی بارش زمستانه مناطق جنوبی ایران با استفاده از دمای سطح آب خلیج فارس: مدل سازی تحلیل همبستگی متعارف**، مجله علمی کشاورزی، جلد ۹، شماره ۲، سال ۱۳۸۲، صص ۷۷-۶۵.
۱۴. ناظم السادات س. م. ج. و قاسمی ا. ر.، ۱۳۸۳، **تأثیر نوسان های دمای سطح آب دریای خزر بر بارش فصول زمستان و بهار نواحی شمالی و جنوب**

- Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans**, Journal of Climate, Vol.11, PP.251-271.
20. Ghasemi A. R. and Khalili D., 2008, **The association between regional and global atmospheric patterns and winter precipitation in Iran**, Journal of atmospheric research, Vol. 88, PP. 116-133.
21. <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/?report=global> (National Oceanic and Atmospheric Administration).
22. Krishnan R., Mujumdar M., Vaidya V., Ramesh K. V. and Satyan V., 2003, **The abnormal Indian summer Monsoon of 2000**, Journal of Climate, Vol. 16 (15 April 2003), PP. 1177-1194.
23. Kusuma, G.R., Goswaami, B. N., 1987, **Interannual variations of sea surface temperature over the Arabian Sea and the Indian Monsoon: A new perspective**, Monthly Weather Review, Vol. 116, PP. 558-568.
24. Li F. and Zeng Q., 2008, **Statistical prediction of East Asian summer Monsoon rainfall based on SST and sea ice concentration**, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 86, No. 1, PP. 237-243.
25. Lim E., Hendon H., Alves O., 2007, Seasonal
- غربی ایران، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال هشتم، شماره چهارم، زمستان ۱۳۸۳، صص ۱-۱۴.
۱۵. ناظم السادات س. م. ج.، بیگی ب. و امین س.، ۱۳۸۲، **پهنه بندی بارندگی استان های بوشهر، فارس و کهگیلویه و بویراحمد با استفاده از روش تحلیل مولفه اصلی**، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال هفتم، شماره ۱ (بهار ۱۳۸۲)، صص ۶۱-۷۱.
۱۶. نوری ر.، کراچیان ر.، خدادادی دربان ا. و شکیبایی نیا ا.، ۱۳۸۶، **ارزیابی اهمیت ایستگاههای پایش کیفی رودخانه ها با استفاده از آنالیز مولفه های اصلی و آنالیز فاکتور، مطالعه موردی: رودخانه کارون**، مجله آب و فاضلاب، شماره ۶۳، صص ۶۰-۶۹.
17. Annamalai H., Ping L. And Shang-Ping X., 2005, **Southwest Indian Ocean SST Variability: Its Local Effect and Remote Influence on Asian Monsoons**, Journal of Climate, Vol. 18, PP.4150-4167.
18. Behrangi, A., Kuo-lin H., Bisher I., Sorooshian S., Huffman G. J., Kuligowski R. J., 2009, **PERSIANN-MSA: A Precipitation Estimation Method from Satellite-Based Multispectral Analysis**, Journal of Hydrometeorology, Vol. 10, PP.1414-1429.
19. Diaz, Alvaro F., Caarem D. Studzinski, Carlos R. Mechoso, 1998, **Relationships between Precipitation Anomalies in**

- Journal of Climatology, Vol. 20, PP. 47-62.
32. Polo I., Belen R., Losadam T. and Garcia-Serrano J., 2008, **Tropical Atlantic Variability Modes (1979–2002) Part I: Time-Evolving SST Modes Related to West African Rainfall**, Journal of Climate, Vol.21, PP.6457-6475.
33. Smith T. M. , Reynolds R. W. , 2002 , **Extended reconstruction of global seas surface temperature based on CODAS data (1854-1997)**, Journal of Climate, Vol. 16, pp1495-1510.
34. Roxy M. and Tanimoto Y., 2007, **Role of SST over the Indian Ocean in influencing the intraseasonal variability of the Indian summer Monsoon**, Journal of meteorological society of Japan, Vol. 85, No. 3, PP. 349-358.
35. Schubert, Siegfried, and Coauthors, 2009, **A U.S. CLIVAR Project to Assess and Compare the Responses of Global Climate Models to Drought-Related SST Forcing Patterns: Overview and Results**, Journal of Climate, Vol.22, PP.5251-5272.
36. Turkes M., Koc T and Saris F., 2009, **spatiotemporal variability of precipitation totals series over Turkey**, International journal of climatology, Vol. 29, PP. 1056-1074.
37. Uvo C. B. , Repelli C. A. , Zebiak S. E. , forecast of the tropical Indo-Pacific SST and Australian rainfall, Bureau of Meteorology of Australia, Project report No, 3.2.2. 33-39.
26. Lough J. M., 1986, **Tropical Atlantic Sea surface temperature and rainfall variations in Subsaharan Africa**, Monthly weather review, Vol. 114, PP. 561-570.
27. Malmgren B. and Winter A., 1999, **Climate zonation in Puerto Rico based on principal components analysis and an artificial neural network**, Journal of Climate, Vol. 12 (April 1999), PP. 977-985.
28. Markowski G. R. and North G. R., 2003, **Climatic influence of Sea Surface Temperature: evidence of substantial precipitation correlation and predictability**, Journal of Hydrometeorology, Vol. 4, October 2003, PP. 856-877.
29. Misra V., 2003, **The influence of Pacific SST variability on the precipitation over Southern Africa**, Journal of Climate, Vol. 16 (July 2003), PP. 2408 – 2418.
30. Monahan A. H. and Dai A., 2004, **The spatial and temporal structure of ENSO nonlinearity**, Journal of Climate, Vol. 17, PP. 3026-3036.
31. Nazemosadat M. J. and Cordery I., 2000a, **On the relationships between ENSO and autumn rainfall in Iran** , International

- Weather** Review, Vol. 115, November 1987, PP. 2687-2698.
39. Ye, Hengchun, 2001, **Characteristics of Winter Precipitation Variation over Northern Central Eurasia and Their Connections to Sea Surface Temperatures over the Atlantic and Pacific Oceans**, Journal of Climate, Vol.14, PP.3140-3155.
- Kushnir Y, 1998, **The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation**, Journal of climate Vol. 11, PP. 551-562.
38. Weare B. C., 1987, **Relationship between monthly precipitation and SST variations in the tropical pacific region**, Monthly