

بررسی وردایی الگوهای پیوند از دور و اثر آنها بر بارش ایران

منوچهر فرج زاده اصل^{۱*}، محمد احمدی^۲، بهلول علیجانی^۳، یوسف قویدل رحیمی^۴، عباس مفیدی^۵، ایمان بابائیان^۶

۱- دانشیار گروه جغرافیای دانشگاه تربیت مدرس

۲- دانشجوی دکتری دانشگاه تربیت مدرس

۳- استاد گروه جغرافیای دانشگاه خوارزمی تهران

۴- استادیار گروه جغرافیای دانشگاه تربیت مدرس

۵- استادیار گروه جغرافیای دانشگاه فردوسی مشهد

۶- استادیار مرکز ملی اقلیم شناسی کشور.

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۲/۱۰/۵

تاریخ وصول مقاله: ۹۱/۳/۲۷

چکیده:

این تحقیق با هدف درک تغییرات یا نوسان های شاخص های بارز پیوند از دور و اثرات آن ها روی بارش سالانه کشور ایران صورت گرفته است. داده های مورد استفاده بارش ماهانه بیست و چهار ایستگاه هواشناسی در سطح کشور از سازمان هواشناسی کشور و داده های ماهانه شاخص ها و الگوهای بارز پیوند از دور از مرکز اقیانوس شناسی و جوشناسی ملی نوآ (NOAA) در دوره آماری ۲۰۰۵-۱۹۵۱ دریافت گردید. در ادامه با استفاده از روش های آماری مانند همبستگی پیرسن و رگرسیون، تجزیه و تحلیل داده ها انجام شد. یافته های تحقیق نشان دهنده تغییر الگوی بارشی کشور زیر تاثیر تغییر برخی از الگوهای پیوند از دور می باشد؛ به طوری که تغییر در برخی شاخص ها نظیر الگوهای پیوند از دور در اقیانوس اطلس و اسکاندیناوی سبب کاهش بارش و افزایش نمایه های اقیانوس آرام در جهت بهبود بارش میانگین کشور شده است. به عنوان نتیجه مهم دیگر این تحقیق، گرمایش جهانی به عنوان یکی از اصلی ترین عوامل کاهش و نوسان بارش کشور طی ده های جدید شناسایی شد.

واژگان کلیدی: بارش ایران، شاخص ها و الگوهای دورپیوندی، نمایه های اقلیمی، وردایی.

مقدمه

نوسان به قرن ۱۸ میلادی برمی‌گردد. از جمله محققینی که روی شاخص‌های فشاری کار کرده‌اند: دیفانت (Defant, 1924)، والکر و بلیس (Walker & Bliss, 1932) و کوتزباخ (Kutzbach, 1970) می‌باشند. واکر و بلیس (Walker & Bliss, 1932) نوسان فشار و دمای منطقه اقیانوس اطلس را به عنوان شاخص نوسان شمالی نام نهادند. براساس کار آنها ترکیب کم فشار ایسلند^۵ قوی و کم فشار آلتوشین^۶ ضعیف (آنتی‌نودها یا مراکز عمل در شمال دو اقیانوس) سبب کاهش ضخامت منطقه خاورمیانه و افزایش ضخامت در شمال غرب اروپا می‌شود. بطور رسمی اولین بار راجرز (Ragers, 1981) شاخص PNA^۷ را که ابتدا NPO نام نهادند معرفی نمود در حالی که شاخص PNA پیش از این نیز توسط واکر و بلیس (Walker & Bliss, 1932) و بیرکنس (Bjerknes, 1969) ارایه شده بود. همچنین اولین بار لورنز (Lorenz, 1951) تقارن فشار بین شمال اقیانوس‌های اطلس و آرام را شناسایی نمود. والاس و گوتزler (Wallace & Gutzler, 1980) با استفاده از داده‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین در یک دوره ۱۵ ساله چند شاخص پیوند از دور به روش ماتریس همبستگی بین هر نقطه شبکه با نقاط شبکه‌های دیگر و بردارهای ویژه ارائه نمودند. آنها دریافتند که فشار سطح دریا بین قطب و عرض‌های میانه‌داری همبستگی منفی می‌باشد در حالی که در تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال خود را بصورت الگوهای باروتروپیک منطقه‌ای که با افزایش ارتفاع تقویت می‌شوند نشان می‌دهد. ژانگ و همکاران (Zhang et al., 2005) با بررسی ۵۲ ایستگاه شاخص در ۱۵ کشور منطقه خاورمیانه در دوره آماری ۲۰۰۳-۱۹۵۰ دریافتند که دمای سالانه، دمای بیشینه روزانه، دمای کمینه، تعداد شب‌های تابستانه و تعداد روزهایی دمای روزانه بالاتر از از نودمین صدک دوره آماری منطقه با معناداری آماری، در حال افزایش می‌باشد. سنسوی و همکاران (Sensoy et al., 2004) در یک بررسی که نتایج آن کمک به تکمیل گزارش

با توجه به پیچیدگی سازوکار اقلیم به ویژه در تغییرات سال به سال و دهه ای، لزوم تحقیق روی آشکارسازی فرایندهای اثرگذار بر این تغییر و نوسانات ضروری می‌باشد. یکی از مهمترین عوامل اثر گذار بر نوسانات آب و هوایی سال به سال هر منطقه، نقش الگوها و شاخص‌های آب و هوایی دور از منطقه مورد نظر است. شاخص‌ها و الگوهای آب و هوایی معیارهایی هستند که بوسیله آنها تغییرات زمانی شدت و تغییرات مکانی الگوهای گردش جو اندازه گیری می‌شود و حسن مهم آن خلاصه شدن توان یک الگوی گسترده سینوپتیکی در یک عدد خواهد بود و رابطه و همبستگی معنی دار بین تغییرات زمانی دو الگو یا سیستم گردش دور از هم خاص «پیوند از دور»^۱ نامیده می‌شود (علیجانی، ۱۳۸۱). تحقیقات زیادی روی شناخت اقلیم از راه شناخت نمایه‌های آن طی قرن بیستم و قرن حاضر صورت گرفته است: با توجه به اینکه رویداد های النینو و لاینو به تغییرات فشار الاکلنگی دو طرف اقیانوس هند در ارتباط است و این اختلاف به شاخص نوسان جنوبی^۲ (SOI) موسوم گشته و اولین بار بطور رسمی واکر آن را معرفی کرد ولی بطور کلی سیر کارهای انجام شده را می‌توان اینگونه بطور خلاصه بیان داشت^۳ که: شاخص نوسان جنوبی اولین بار توسط هیلده برندسون (Brandsson, 1987) شناخته شد و بوسیله والکر و بلیس (Walker & Bliss, 1932) بطور رسمی معرفی گردید و توسط تروپ (Troup, 1965) و رایت (Right, 1977) با مطالعاتی جدیدتر تایید گردید. در ادامه مطالعات بیرکنس (Birkens, 1969)، کروگر و گری (Kruger & Gray, 1969)، رمیچ (Ramag, 1975)، مدلسازی روتتری (Runtery, 1972) و دیگران بیش ما را درباره آن زیاد کرد. شاخص نوسان شمالی^۴ (NAO) به عنوان یکی دیگر از شاخص‌های مهم اولین بار توسط ون لون و راجرز (Loon & Rogers, 1978) شناسایی شد، به گفته آنها سابقه این

1. Teleconnection
3. Wallace and Gutzler, 1980
5. Icelandic Low
7. North Pacific Oscillation

2. Southern Oscillation Index
4. North Atlantic Oscillation
6. Aleutian Low

شدت ITCZ^۳ و حرکات نیمروزی آن اثر می‌گذارد (Williamse & Balling 1996). چن (Chen, 2002) در مطالعه خود به این نتیجه رسید که در منطقه حاره فرارفت گرما ناکافی است بنابراین گرمایش در رو از اولین واداشته‌هایی است گردش واگرایی منطقه را تداوم می‌بخشد. موناها و همکاران (Monahan et al., 2003) با یک مطالعه به روش تحلیل عاملی دریافتند که لاینو و لاینو به ترتیب از طریق اثر در فاز (+PNA و -PNA) بر گردش عمومی جو نیمکره شمالی و تاوه قطبی اثر می‌گذارند. کالوو و همکاران (Calvo et al., 2007) و کالوو و همکاران (Calvo et al., 2009) در مطالعه‌ای با شبیه‌سازی مدل (MAECHAM5) دریافتند که گرمایش و تضعیف تاوه قطبی وابسته به فاز گرم انسو در آخر زمستان در طول هر دو فاز نوسان^۴ (QBO) رخ می‌دهد. هنگ چون و همکاران (Hengchun et al., 1995) با استفاده از روش تحلیل عاملی و کلاسترینگ بروی اثر دمایی تاوه قطبی و هشت شاخص اقلیمی نشان دادند که اولین عامل از شش عامل، تاوه قطبی به تنهایی ۳۰ درصد واریانس دما را توجیه می‌کند. یکی دیگر از نمایه‌های اقلیمی مهم شاخص PDO است که یک الگوی «شبه انسو» می‌باشد. در کل این دو نوسان اقلیمی شبیه به هم از نظر رفتار زمانی کاملاً با هم اختلاف دارند. در سال ۱۹۹۶ استیون هار^۵ که دانشمند امور شیلات بود اختصار PDO را پیشنهاد نمود، وی در حالی که ارتباط تولید ماهی آزاد را در آلاسکا با آب و هوای اقیانوس آرام بررسی می‌کرد (رساله دکتری به راهنمایی رابرت فرانسیس^۶) به این نوسان پی برد. کریستفر و همکاران (Christopher et al., 2003) با استفاده از ۲۳ سال داده‌ها و نقشه‌های (OLR^۷ و HRC^۸ و QBO) به نتایج زیر دست یافتند: وزش باد در فاز (+QBO): باد غربی، گرمایش در تروپوپاز، کاهش ارتفاع تروپوپاز در تروپیک، سرعت‌های باد مثبت و وزش باد در فاز (-QBO): باد شرقی، سرمایش در تروپوپاز، کاهش ارتفاع تروپوپاز در جنب تروپیک، سرعت‌های باد مثبت، کاهش قدر مطلق نمایه SOI و تمایل

ارزیابی چهارم هیئت بین‌المللی تغییر اقلیم (IPCC) بوده و با توجه به آمار کم و ناقص منطقه دریافتند که بررسی ایستگاه‌های چند کشور همسایه درک بهتری از نحوه تغییر اقلیم بدست می‌دهد. همچنین بیشتر گرمایش در دمای کمینه رخ داده است و تغییرات بارش منطقه دارای رفتار پیچیده‌ای می‌باشد. کریچاک و آلپرت (Krichak & Alpert, 2007) با برقراری همبستگی بین بارش ماهانه و شاخص (EAWR)^۹ بر روی آمار ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۰ به نتایج زیر رسیدند که بطور معنا داری شاخص EAWR در دوره‌های با مقادیر بالا و پایین اثرات خود را به صورت تغییر گردش منطقه‌ای جو روی جنوب اروپا و شرق مدیترانه می‌گذارد.

در مطالعه یانگ و همکاران (Yong et al., 2004) هنگامی که پشته روی شمال هند، که موقعیت آن فرود روی هند را تحت تاثیر قرار می‌دهد، جنوبی تر از مکان هنجار قرار گیرد شمال و مرکز هندوستان تحت تاثیر هجوم بادهای غربی از عرض‌های شمالی قرار می‌گیرد که سبب تاخیر بارش در منطقه در فصل بارشی پیش روی می‌شود. دوگام و همکاران (Dugam et al., 2009) در یک مطالعه روی داده‌های ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۶ بوسیله روش تحلیل مولفه‌های اصلی میانگین باد مداری در روی فلات تبت را بررسی نمودند نتیجه آنکه بین شاخص وزش باد زونالی در سطح ۲۰۰ هکتوپایسکالی در فصل قبل از باران‌های موسمی و بارش‌های موسمی همبستگی معکوس و معناداری وجود دارد که می‌تواند به عنوان یک سیگنال پیش بینی به کار رود. نصر... و همکاران (Nasrallah et al., 2001) بر اساس داده‌های ۱۹۵۸ تا ۱۹۹۸ مدل پیش بینی بارش زمستانه برای کویت بشرح زیر ارائه نمودند: گردش زمستانی جریان‌های آب در اقیانوس هند و دریای عرب پاد ساعتگرد است که سبب انتقال آب گرم به خلیج فارس و افزایش رطوبت منطقه می‌گردد. در سال‌های لاینو ماه‌های آوریل تا جون سرعت بادهای جنوبی در کل منطقه افزایش پیدا می‌کند و در سال‌های لاینو برعکس. دمای سطح اقیانوس‌ها روی احتمال بارش اثر قابل توجهی دارد بطوریکه مستقیم روی

1. Intergovernment Panel on Climat Change
3 Intertropical Convergence Zone
5. Steven Hare
7. Outgoing Long wave Radiation

2. East Atlantic- West Russian
4. Quasi Biannual Oscillation
6. Robert Francis
8. Highly Reflective Cloud

الینو بتدریج در ژانویه ۱۹۹۸ ضعیف شد، با وجود این، سطح آب های گرم آن هنوز حدود ۱۰ میلیون کیلومتر مربع (۱۰ برابر مساحت ایران) بود (عسکری، ۱۳۷۷). بین شاخص NINO1.2 و NINO3 و بارش بهاره آذربایجان ارتباط مستقیم وجود دارد. بنابراین در فازهای گرم انسو (الینو) بارش فصل بهار این بخش از کشور افزایش می یابد. بیشترین ضریب همبستگی از ایستگاه های استان آذربایجان شرقی مربوط به مراغه و میانه و کمترین همبستگی مربوط به ایستگاه سراب می باشد (قویدل، ۱۳۸۴). همچنین ارتباط شاخص چند متغیره انسو (MEI) فقط با بارش پاییزه منطقه معنادار می باشد (خورشید دوست و قویدل، ۱۳۸۵). با توجه به گسترش روش های نوین از جمله شبکه های عصبی امکان پیش بینی دبی رودخانه ها بوجود آمده است. به طوری که با استفاده از داده های شاخص های SOI و NAO در یک فصل قبل از فصل بهار مورد نظر، می توان دبی رودخانه نازلوچای ارومیه را تا ۸۰٪ دبی پیش بینی نمود (برهانی و فاتحی، ۱۳۸۷). فاز الینو موجب افزایش دبی رودخانه های استان فارس در اکثر ماه ها بویژه در بهار و تابستان می شود در حالی که فاز لانینو سبب افزایش دبی در فصل زمستان و کاهش در سایر فصول می شود (ناظم السادات و همکاران، ۱۳۸۵). بین شاخص SOI و بارش سالانه کشور ارتباط قوی و معکوس وجود دارد. از بین ۲۹ ایستگاه کشور بیشترین همبستگی برای قزوین و کمترین همبستگی برای بیرجند محاسبه شده است (عزیزی، ۱۳۷۹). بارش و دمای استان خراسان نیز تحت تاثیر انسو می باشد. این ارتباط معکوس با شاخص SOI برای مناطق شمالی و مرکزی استان معنی دارتر است معتمدی و همکاران، ۱۳۸۶). ارتباط بارش ۲۵ ایستگاه اصلی کشور و شاخص های اقلیمی (SOI, AO, NAO, SST3.4, MEI, PDO, TNI) در فصل بهار از کمترین میزان همبستگی برخوردار است (یاراحمدی و عزیزی، ۱۳۸۶). نوسان اطلس شمالی با ۳۵٪ بارش ماه های اکتبر، نوامبر، دسامبر، مارس و اوت ایران رابطه دارد (مسعودیان، ۱۳۸۷). ناهنجاری فشار در قطب و عرض های میانه با شاخص AO تبیین می شود. این نوسان با

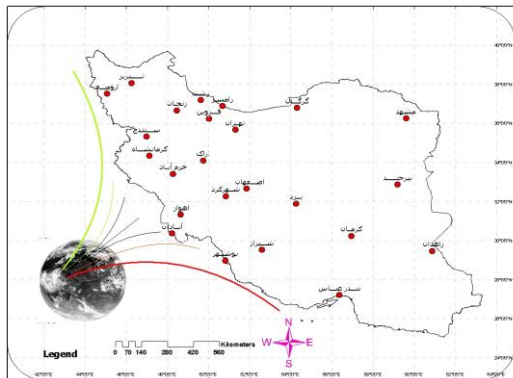
به مقادیر منفی. چوآ و نلین (Chou & neelin, 2004) در مطالعه ای با مدل میان مقیاس اقیانوسی- جوی روی مکانیزم اثر گذاری گرمایش جهانی روی بارش منطقه ای حاره به این نتیجه رسیدند که افزایش گازهای گلخانه ای سبب جذب بیشتر امواج بلند زمین و کاهش مقدار OLR شده است. ساجی و همکاران (۲۰۰۵) تاثیرات انسو و نوسان "دوقطبی اقیانوس هند" (IOD) را با استفاده از مدل های گردش عمومی جو بررسی کردند. هنگامی که همزمان با الینو فاز IOD مثبت رخ می دهد، اثرات منفی الینو بر مونسون جنوب غرب آسیا کاهش می یابد. در واقع نوسان الگوی "دوقطبی اقیانوس هند" روی پدیده «انسو» اثر تعدیل کننده دارد. راکوول^۲ و همکاران (۲۰۰۰) با بررسی کم فشارهای بریده و با استفاده از ۴۱ سال داده از ۱۹۵۸ تا ۱۹۹۸ دریافتی از مرکز داده (NCEP/NCAR) سه منطقه را در نیم کره شمالی که محل بیشینه تشکیل سیستم های کم ارتفاع بریده است را شناسایی نمودند. سابقه تحقیقات «انسو» و الگوهای پیوند از دور در ایران با مقالاتی در ارتباط با شناخت پدیده الینو شروع می شود (بیرقدار، ۱۳۶۸). در ادامه تحقیقات در این زمینه، با تحلیلی روی داده های ماهانه بارش، دما و فشار ۱۵ ایستگاه کشور در ارتباط با شاخص SOI صورت گرفت، در این تحقیق مشخص شده که دمای فصل پاییز سال وقوع الینو در بخش های شمال شرق و جنوب غرب کشور، در فصل زمستان کل کشور بجز جنوب شرق کشور بیشتر از نرمال است (مدرس پور، ۱۳۷۶). در فاز AO مثبت بادهای غربی در شمال اقیانوس اطلس تقویت می شود در نتیجه اروپای شمالی هوای گرم و مرطوب تری را تجربه می کند. در بخش دیگر مشخص گردید که شدیدترین بارش های تابستانه جنوب شرق کشور در فاز سرد انسو و فاز AO مثبت روی می دهد (غیور، ۱۳۸۰). الینوی دوره ۱۹۹۸-۱۹۹۷ یکی از قوی ترین الینوها بوده به نحوی که دمای منطقه حاره اقیانوس آرام حدود ۲ تا ۵ نسبت به نرمال بیشتر بوده است. همچنین سرعت تشکیل و افزایش دمای آن نیز بی سابقه بوده است. این الینو سبب شد دمای میانگین کره زمین حدود ۰/۴۴ بیشتر از نرمال گردد. این

شمال شرقی جنوب غربی باشد تا عرض حدود ۲۰ درجه هوای قطبی کشور را در بر گرفته و کم فشارها بیشتر از روی اروپا عبور می کنند و الگوی کم بارشی حاکم است (حبیبی، ۱۳۷۷). بررسی به روش همبستگی (SCA) متوالی دمای سطح خلیج فارس با بارش ایستگاه های جنوبی و جنوب غربی کشور در فصل زمستان همبستگی معکوس و معناداری را نشان می دهد. همچنین بین انحراف منفی دمای خلیج فارس و افزایش نسبی فشار در شبه جزیره عربستان رابطه معکوس وجود دارد (ناظم السادات، ۱۳۷۷). در النینو رودباد نزدیک حاره (STJ) مسیر جنوبی تری را می پیماید و در شروع فصل پاییز زودتر عقب نشینی می کند (غیور و خسروی، ۱۳۸۰). نکته مهم براساس یافته محققین اخیر اینکه فصل تابستان ۱۳۸۹ همزمان شد با وقوع یک لاینای نسبتاً قوی با رشد سریع از اواخر فصل بهار که سبب نفوذ پر فشار نزدیک حاره به عرض های بالا گردید. براساس تحقیقات نگارندگان و بخشی از بررسی (بابائیان و کریمیان، ۱۳۸۹) این ناهنجاری سبب وقوع موج گرما و آتش سوزی در روسیه و سیل کم سابقه در پاکستان (تقویت مونسون در فاز سرد اقیانوس آرام) شده است. بنابراین با مروری مختصر بر تحقیقات انجام شده، اهمیت الگوهای دورپیوندی و لزوم شناخت و بررسی آنها بیش از پیش نمایان می گردد.

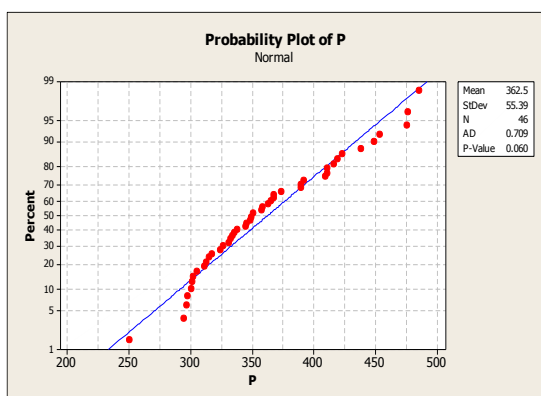
مواد و روش ها

گستره کشور ایران به عنوان منطقه مورد مطالعه معرفی می گردد. در این تحقیق از داده های بارش ماهانه ۲۴ ایستگاه اصلی کشور که دارای آمار بلندمدت در کشور بودند از سال ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۵ از سازمان هواشناسی دریافت شد (شکل ۱). به منظور بررسی ارتباط بارش با شاخص های بارز اقلیمی، اقدام به محاسبه مجموع بارش کشور و میانگین آن شد. برای درستی استفاده از عدد بارش مجموع در شکل ۲ توزیع نسبتاً بهنجار بارش تجمعی کشور دیده می شود. بارش میانگین زراعی کشور با استفاده از ۲۴ ایستگاه ۳۶۳ میلیمتر با کرانه پایین ۲۵۰ میلیمتر در سال ۲۰۰۰ و ۵۱۸ در سال ۱۹۶۹ می باشد. در این مطالعه از روش همبستگی پیرسن به منظور اثر و برهمکنش شاخص ها و بارش استفاده

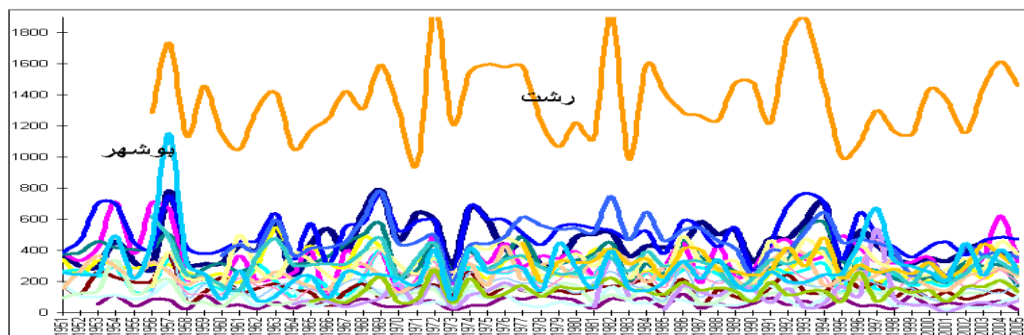
دمای کمینه ایستگاه شهرکرد رابطه معکوس و معناداری دارد (خسروی و همکاران، ۱۳۸۶). ارتباط معکوس، ضعیف ولی معناداری بین شاخص NAO و بارش ایستگاه های تبریز، جلفا و اهر دیده شده است (صلاحی و همکاران، ۱۳۸۶). ارتباط بین شاخص خشکسالی (SPI) ۱۸ ایستگاه هواشناسی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و ۵ شاخص پیوند از دور مهم بصورت ارتباط بارز SOI با بارش پاییزه و NAO با بارش زمستانه می باشد (فاتحی، ۱۳۸۵). در نیمکره شمالی ۱۴ الگوی پیوند از دور شناسایی شده اند، هیچیک از این الگوهای پیوند از دور توان تبیین درصد بزرگی از تغییرات دمای قلمرو وسیعی از ایران را در همه ماه های سال ندارند (اکبری و مسعودیان، ۱۳۸۶). نوسان اطلس شمالی و نوسان جنوبی تا ۴۰٪ نوسان دمای ایستگاه جاسک را توجیه می کند (غیور و عساکره، ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱). در تابستان سال هایی که کجی محور قائم کم فشار جنوب آسیا به سمت جنوب شرق کمتر شود و جریانات مساعد سطح ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال برقرار شود، نفوذ جریانات موسمی جنوب شرق کشور را بیشتر تحت تاثیر قرار می دهد (نچار سلیقه، ۱۳۸۰، ۱۳۸۲). در منطقه جنوب شرق بارش های بیشتر از نرمال تابستانه در سال های لاینو و کمترین بارش ها در سال های النینو رخ می دهند. در این منطقه بارش پاییزه بصورت معکوس بدین صورت که بارش های بیشتر از نرمال در فاز گرم و کمتر از نرمال در فاز سرد رخ داده است. از نظر علل در فاز النینو جابجایی جنوب سوی رودبادها از مهمترین عوامل بارش های بالاتر از نرمال می باشد (غیور و خسروی، ۱۳۸۰). بارش ایستگاه شهرکرد بویژه بارش پاییزه با یک تاخیر ۴ ماهه با دمای منطقه نینو ۳ اقیانوس آرام همبستگی معکوس دارد (کریمی خواجه لنگی، ۱۳۸۵). نوسان مونسون جنوب شرق کشور از اقلیم جهانی تاثیر می پذیرد. در سال های هجوم مونسون به علت بزرگی شار گرمای نهان در فرایند تبخیر دمای سطح دریای عرب کاهش می یابد (بشردوست ممقانی، ۱۳۷۷). حرکت محور پر فشار جنب حاره ای بستگی به تغییرات نورد قطبی، محور جت استریم و پرفشار سیبری دارد. در سال هایی که محور پرفشار سیبری شرقی - غربی است و در نوار شمالی ایران گسترش دارد سال های ترسالی و برعکس در سال هایی که محور آن



شکل ۱- ایستگاه‌های مورد استفاده



شکل ۲- توزیع نرمال بارش میانگین کشور



شکل ۳- سری زمانی بارش سالانه ایستگاه‌های مورد بررسی کشور

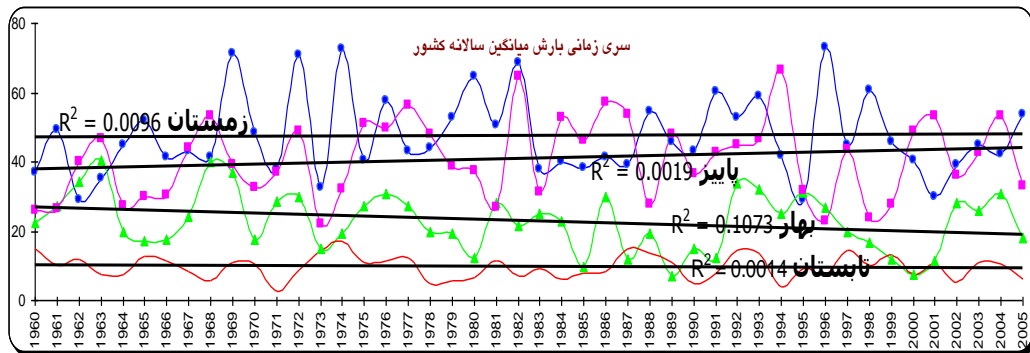
گردید. پیش از بحث اصلی در قسمت بعد، به دلیل آشکار شدن ویژگی‌های بارش کشور خلاصه‌ای از وضعیت و روند بارش کشور به عنوان یکی از داده‌های مورد استفاده، آمده است. به منظور آشکارسازی روند کلی بارش در شکل ۳ سری زمانی بارش تجمعی کشور در فصول مختلف سال و در شکل ۴ سری زمانی بارش تجمعی سالانه آورده شده است. هر چند روند معنی دار نیست ولی روند بارش فصل بهار و تابستان کاهشی و فصول پاییز و زمستان افزایشی است. آنچه از نمودار پیداست تمرکز بارش کشور در فصل سرد سال و کاهش بارش در فصل گرم سال می‌باشد. در واقع فصول بهار و تابستان و همزمان فصول پاییز و زمستان در حال شبیه شدن از نظر مقادیر و رژیم بارش، بهم می‌باشند.

سری زمانی بارش کشور نشان دهنده هماهنگی مکانی-زمانی در خشک سالی‌ها و ترسالی‌ها در بیشتر سال‌ها است، به طوری که در سال‌های ۱۹۵۷، ۱۹۶۹ و ۱۹۷۳ این هماهنگی بسیار مشخص می‌باشد. این هماهنگی‌ها نشان دهنده ساز و کار کنترل کننده بارش کشور در یک مقیاس بزرگ سینوپتیکی است که تنها می‌تواند در کنترل واداشت‌ها جو-اقیانوسی و گردش‌های پیچیده نیم کره‌ای و سیاره‌ای باشد (شکل ۳).

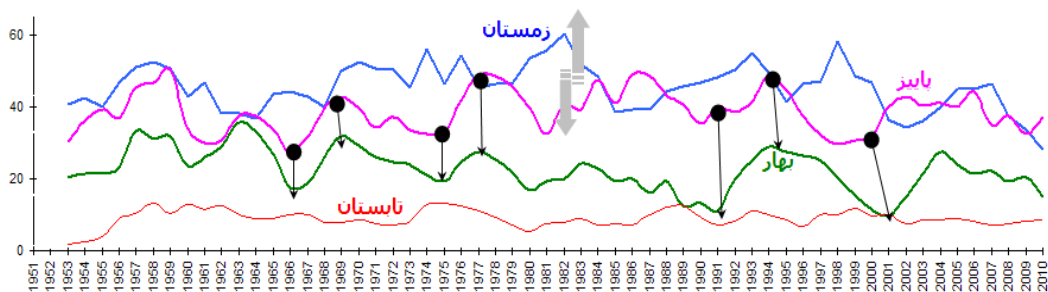
البته بصورت چشمی قابل مشاهده است. با توجه به شکل‌های ۴ و ۵ بارش فصل پاییز و زمستان کشور با هم حالت معکوس دارند بطوری که در سال‌هایی که پاییز پر بارشی سپری شده بارش فصل زمستان کاهش پیدا کرده است، همچنین در سال‌هایی که پاییز مرطوبی داشته‌ایم بهار

آن چه از روی نمودار سری زمانی استنباط می‌گردد گویای سیکل‌های نسبتاً منظم افزایش و کاهش بارش از سال ۱۹۶۶ تا ۱۹۹۶ می‌باشد، نکته مهم تغییر و روند کاهشی بارش از سال ۱۹۹۶ تا کنون می‌باشد. در شکل ۴ روند کاهشی بارش فصول بهار-تابستان و افزایش بارش فصول پاییز-زمستان

سال بعد نیز مرطوب بوده و برعکس. در یک دهه گذشته درک این تغییر و پی بردن به علل آن از بررسی ارتباط بارش کشور و الگوهای پیوند از دور استفاده شده است.



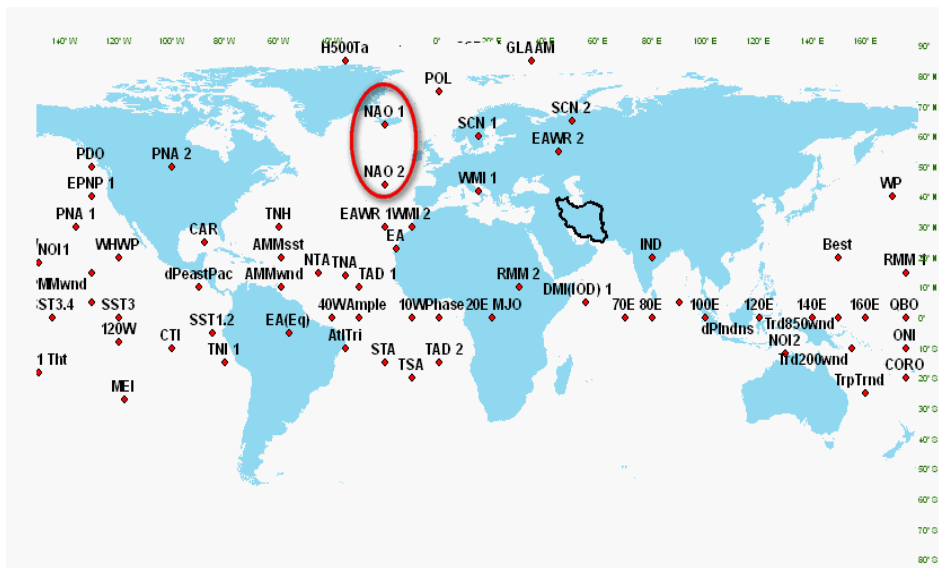
شکل ۴- سری زمانی و روند بارش میانگین فصلی کشور، به ترتیب از بالا بارش زمستان، پاییز، بهار و تابستان



شکل ۵- میانگین لغزان سه ساله بارش میانگین فصلی کشور به ترتیب از بالا بارش زمستان، پاییز، بهار و تابستان

شاخص های آب و هوایی و پیوند از دور مرکز اقیانوسی-جوی NOAA قابل دریافت و تعریف می باشد (شکل ۶).

در این تحقیق از ۵۵ شاخص و الگوی دورپیوندی موجود استفاده شده که شرح و معرفی آن ها به دلیل گستردگی در متن آورده نشده اند، بیشتر این شاخص ها از قسمت



شکل ۶- موقعیت نسبی شاخص های مطالعه شده، در این نقشه دوقطبی های هر شاخص نیز نمایش داده شده اند (نمونه: NAO).

در این تحقیق به دلیل حجم بالای مطالب، فقط همبستگی هم فاز زمانی محاسبه و تحلیل گردیده است؛ البته در صورت تشکیل ماتریس همبستگی با تاخیر یک تا سه ماه، نتایج متفاوت خواهد بود و بیشتر برای پیش بینی بارش ماهانه و فصلی کاربرد خواهد داشت. همچنین در این تحقیق اثر تک تک شاخص‌ها به طور جداگانه بر بارش کشور بررسی شده و اثر ترکیبی آن‌ها از اهداف این تحقیق خارج بوده و موضوع مهم تحقیق دیگری خواهد بود. در واقع این تحقیق با هدف آشکارسازی اثرات دورپیوندهای سیاره‌ای ابرماشین اقلیم، بر بارش کشور ایران و به عنوان مقدمه‌ای بر مطالعه جامع پیوند از دورها می‌باشد. با توجه به اینکه بیش از ۷۰ درصد از کره زمین را آب فرا گرفته، بدیهی به نظر می‌رسد که هرگونه تغییر در این بخش بزرگ زمین که در بیشتر شاخص‌های پیوند از دور انعکاس می‌یابد؛ بر سایر مناطق اثر گذار خواهد بود. با توجه به اینکه ویژگی اصلی بارش‌های ایران تغییرپذیری آن است و این تغییرات نیز ناشی از تغییرات عوامل تولید کننده آن می‌باشد و همچنین بی نظمی موجود در عوامل ایجاد بارش به توزیع مکانی و زمانی بارش منجر می‌شود (علیچانی، ۱۳۸۰)، بنابراین این در این تحقیق در واقع دنبال تغییر یا وردایی در عوامل تولید کننده نوسانات هستیم.

یافته‌های تحقیق

در ادامه به منظور درک بهتر ساز و کار اثرگذاری نمایه‌های پیوند از دور، به صورت جداگانه در پنج مقیاس زمانی سالانه، فصل زمستان، فصل بهار، فصل تابستان و فصل پاییز ضرایب همبستگی همزمان بین تمامی شاخص‌های پیوند از دور و بارش تجمعی کشور محاسبه گردید که به ترتیب معنی‌داری در جدول‌های ۱ تا ۶ آمده است، به طوری که جدول ۱ سطح معنی‌داری و همبستگی به ترتیب معنی‌داری همبستگی بارش سالانه کشور با ۲۶ شاخص معنادار پیوند از دور جهانی از بین تمامی شاخص‌ها را نشان می‌دهد.

با توجه به جدول ۱ شاخص‌های مشخص شده با توجه به همبستگی آن‌ها با بارش، نشان دهنده نوع اثر مثبت یا منفی هر شاخص بر بارش کشور می‌باشند. در شکل ۷ توزیع آماری ضریب همبستگی بین بارش تجمعی سالانه کشور با

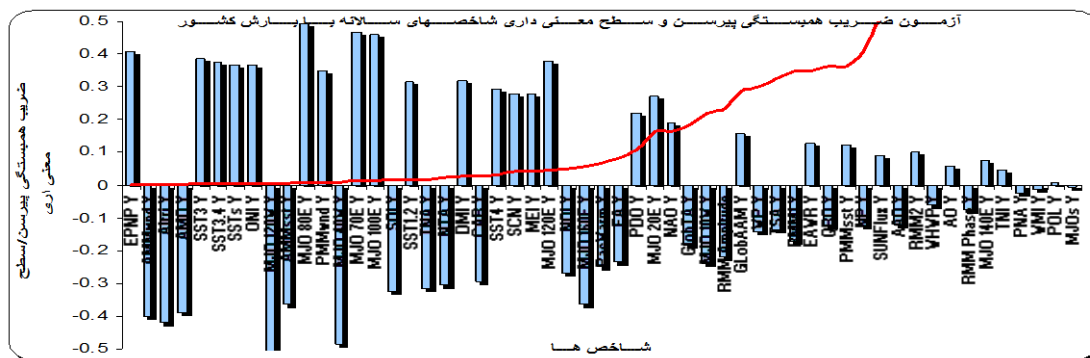
شاخص‌های پیوند از دور مهم نشان داده شده است. همزمان با مشخص شدن تغییرات معنی دار در شاخص‌ها، نوع تغییرات الگوهای گردش عمومی اثرگذار بر کشور مشخص می‌شود. با توجه به جدول ۱ بیشترین ضریب همبستگی بارش سالانه کشور با شاخص‌های شرق آرام- و شمال آرام (EPNP)، و وزش باد نصف النهاری اقیانوس اطلس (AMMwnd) و نوسان دمایی و فشاری در بخش‌های مختلف اقیانوس آرام بدست آمد. با توجه به جدول ۱ ارتباط قوی بارش سالانه کشور با دمای آب منطقه گرمسیری اقیانوس آرام نیز دیده می‌شود. در مرحله بعد اقدام به روندیابی و مشخص نمودن تغییر معنادار در سری زمانی شاخص‌های جدول ۱ گردید که نتیجه آن در جدول ۲ آمده است، نتیجه مهم اینکه از بین مهمترین شاخص‌های اثرگذار بر بارش سالانه کشور، تغییر معنادار در شاخص‌های (AMMwnd, SOI, SST4, MEI, NOI) و تا حدودی شاخص‌های (PDO و NAO) در جهت بهبود شرایط بارشی کشور و شاخص‌های (SCN, CAR, NTA) و تا حدودی (MJO 20E, EA, PACWarm) و الگوی گرم شدن جهانی (GlobTA) در جهت کاهش بارش کشور رخ داده است. در واقع آنچه در حال رخ دادن است موازنه منفی در جهت کاهش بارش بین تغییر در الگوهای مختلف دورپیوندی به ویژه در منطقه اقیانوس اطلس تا روسیه می‌باشد که دلایل و بررسی علل آن از سطح این بررسی مختصر خارج بوده و پیشنهاد می‌شود در تحقیقات بعدی همکاران محقق مد نظر قرار گیرد. بطور نمونه یکی از شاخص‌های اثرگذار بر بارش کشور، شاخص نوسان اسکاندیناوی است (SCN)، در صورتی که مقادیر این شاخص مثبت باشد نشان‌دهنده افزایش فشار نسبت به شرایط نرمال روی اروپای شمالی و مرکزی و همزمان آنومالی منفی فشار روی حوضه مدیترانه (تقویت کم فشار مدیترانه) می‌باشد، بنابراین بطور کلی مقادیر بالای آن برای افزایش نسبی بارش کشور مساعد خواهد بود، اما با توجه به تغییر معنی‌دار در جهت کاهش این شاخص در سری زمانی و همزمان کاهش بارش کشور در دوره آماری مشابه، به خوبی تبیین کننده بخشی از تغییرات ناهنجار و نامساعد در الگوهای فشار در منطقه اوراسیا در دهه‌های اخیر می‌باشد.

جدول ۱- ضریب همبستگی و سطح معنی داری شاخص های معنی دار از بین کل شاخص ها، به ترتیب معنی داری

تعریف لاتین	تعریف و منطقه	سطح معنی داری	ضریب همبستگی بین بارش میانگین کشور و شاخص	شاخص / الگو	
East Pacific-North Pacific	الگوی شرق آرام- شمال آرام	0.002	0.407	EPNP	۱
Atlantic Meridional Mod (Wind)	الگوی باد نیم روزی اطلس	0.002	-0.401	AMM _{wnd}	۲
Atlantic Tripole	بی هنجاری دمای نقاط سه گانه اطلس	0.002	-0.417	Atltri	۳
Atlantic Multidecadal Oscillation	نوسان چند دهه ای اطلس	0.003	-0.388	AMO	۴
Sea Surface Temperature in Niño 3 regional	نوسان دمای اقیانوس آرام در منطقه نینو ۳ (مرکز اقیانوس)	0.004	0.385	SST3	۵
Sea Surface Temperature in Niño 3.4 regional	نوسان دمای اقیانوس آرام در منطقه نینو ۳/۴ (مرکز اقیانوس)	0.005	0.376	SST3.4	۶
Sea Surface Temperature in all Niño regional	نوسان دمای اقیانوس آرام (تمام اقیانوس)	0.006	0.368	SSTs	۷
Oceanic Nino Index	نمایه نینوی اقیانوسی	0.006	0.369	ONI	۸
Madden and Julian Oscillation	نوسان مادن-جولین در ۱۲۰ درجه غربی	0.006	-0.506	MJO 120W	۹
Atlantic Meridional Mod (SST)	الگوی دمای سطح نیم روزی اطلس	0.007	-0.363	AMM _{sst}	۱۰
Madden and Julian Oscillation	نوسان مادن-جولین در ۸۰ درجه شرقی	0.008	0.491	MJO 80E	۱۱
Pacific Meridional Mod (Wind)	الگوی باد نیم روزی آرام	0.009	0.35	PMM _{wnd}	۱۲
Madden and Julian Oscillation	نوسان مادن-جولین در ۴۰ درجه غربی	0.009	-0.485	MJO 40W	۱۳
Madden and Julian Oscillation	نوسان مادن-جولین در ۷۰ درجه شرقی	0.013	0.465	MJO 70E	۱۴
Madden and Julian Oscillation	نوسان مادن-جولین در ۱۰۰ درجه شرقی	0.014	0.458	MJO 100E	۱۵
Southern Oscillation index	نوسان جنوبی	0.017	-0.322	SOI	۱۶
Sea Surface Temperature in Niño 1.2 regional	نوسان دمای اقیانوس آرام در منطقه نینو ۱/۲ (شرق اقیانوس)	0.018	0.317	SST1.2	۱۷
Tropical North Atlantic	الگوی گرمسیری اطلس شمالی	0.018	-0.317	TNA	۱۸
		0.023	-0.306	NTA	۱۹
Dipole of Caribbean Pattern	الگوی دو قطبی اقیانوس هند	0.026	0.321	DMI	۲۰
Caribbean Pattern	شاخص کارائیب	0.029	-0.295	CAR	۲۱
Sea Surface Temperature in Niño 3.4 regional	نوسان دمای اقیانوس آرام در منطقه نینو ۴ (غرب مرکزی اقیانوس)	0.03	0.293	SST4	۲۲
Scandinavian Pattern	الگوی اسکانندیناوی	0.041	0.277	SCN	۲۳
Multi ENSO Index	شاخص چند متغیره انسو	0.041	0.277	MEI	۲۴
Madden and Julian Oscillation	نوسان مادن-جولین در ۱۲۰ درجه شرقی	0.047	0.378	MJO 120E	۲۵
North Oscillation Index	نوسان شمالی اقیانوس آرام	0.05	-0.266	NOI	۲۶

جدول ۲- ضرایب همبستگی و سطح معنی داری بین بارش سالانه کشور و الگوهای دورپیوندی سالانه دارای روند معنی دار

شاخص	ضریب همبستگی بین بارش کشور و شاخص مورد نظر	سطح معنی داری	ضریب همبستگی تغییر روند شاخص	سطح معنی داری	تغییر معنی دار در سری زمانی شاخص پیوند از دور
۱	AMMwnd	↓-0.401	0.002	↓-0.31	0.021
۲	SOI	↓-0.322	0.017	↓-0.24	0.078
۳	NTA	↓-0.306	0.023	↑0.331	0.014
۴	CAR	↓-0.295	0.029	↑0.232	0.088
۵	SST4	↑0.293	0.03	↑0.307	0.022
۶	SCN	↑0.277	0.041	↓-0.298	0.027
۷	MEI	↑0.277	0.041	↑0.34	0.011
۸	NOI	↓-0.266	0.05	↓-0.301	0.026
۹	PacWarm	↓-0.249	0.067	↑0.81	0
۱۰	EA	↓-0.235	0.084	↑0.609	0
۱۱	PDO	↑0.218	0.11	↑0.487	0
۱۲	MJO 20E	↑0.271	0.163	↓-0.388	0.041
۱۳	NAO	↑0.19	0.164	↑0.304	0.024
۱۴	GlobTA	↓-0.183	0.182	↑0.792	0



شکل ۷- توزیع آماری سطح معنی داری همبستگی (منحنی) و ضریب همبستگی بین بارش میانگین سالانه کشور با شاخص های پیوند از دور

است. در این فصل بیشترین شاخص اثر گزار روی بارش کشور الگوی اسکاندیناوی و نوسان مادن- جولین در ۱۰۰ درجه طول شرقی بوده است. همبستگی بارش تجمعی تابستان کشور با مهمترین شاخص های پیوند از دور در این فصل در جدول ۵ آمده است. در این فصل بیشترین شاخص اثرگزار روی بارش کشور الگوی نوسان مادن- جولین در منطقه ۲۰ و ۱۴۰ درجه طول شرقی می باشد.

در ادامه، دامنه محاسبه ضریب همبستگی بصورت فصلی به ترتیب آمده است: بطوریکه در جدول ۳ همبستگی بارش تجمعی زمستان کشور با مهمترین شاخص های پیوند از دور محاسبه شده است. در این فصل همانند محاسبه شاخص سالانه بیشترین ارتباط بین بارش فصل با نمایه نوسان اسکاندیناوی و نوسان غرب دریای مدیترانه بدست آمده است. همبستگی بارش تجمعی بهار کشور با مهمترین شاخص های پیوند از دور در این فصل در جدول ۴ آمده

جدول ۳- شاخص های با همبستگی معنی دار در فصل زمستان

شاخص	تغییرات بهینه	ضریب همبستگی	سطح معنی داری
SCN	+	.57	.00
PMMwnd	+	.27	.04
PNA	-	.26	.051
WMO	-	.48	.00

جدول ۴- شاخص های با همبستگی معنی دار در فصل بهار

شاخص	تغییرات بهینه	ضریب همبستگی	سطح معنی داری
SCN	+	.25	.06
PMMsst	+	.23	.09
MJO 100E	+	.33	.08

جدول ۵- شاخص های با همبستگی معنی دار در فصل تابستان

شاخص	تغییرات بهینه	ضریب همبستگی	سطح معنی داری
TNI	+	.27	.05
MJO 20E	-	.46	.013
MJO 10E	-	.4	.028
MJO 140E	+	.52	.0004
MJO 160E	+	.4	.032
RMM2	-	.48	.005

نظر می رسد با توجه به شکل ۶ می توان استنباط نمود که در صورت شروع شدن یک پاییز نرمال از نظر بارش در کشور بیشتر اوقات ادامه سال زراعی نیز تا حدودی نرمال خواهد بود. این نتایج با نتایج محققین داخلی مبنی بر ارتباط معنی دار تر شاخص های پیوند از دور با بارش فصل پاییز به ویژه شاخص های خانواده انسو تطابق دارد.

شکل ۸ نشان دهنده شاخص هایی است که با بارش سالانه کشور همبستگی معنی دار منفی یا مثبت دارند (شبهه شکل ۷). در صورتی که شاخص های این نمودار در جهت مقدار همبستگی نشان داده شده تغییر یابند یا به عبارت بهتر این الگو در الگوهای فشار منطقه ای دارای فراوانی بیشتری باشند؛ بصورت یک مدل آماری، تاثیر مثبت در بهبود بارش جمعی کشور خواهند داشت. با توجه به شکل ۸ و جدول ۲ به عنوان یکی از مهمترین یافته های این تحقیق آشکارسازی نقش افزایش دمای کره زمین^۱ (شکل ۹) در کاهش بارش کشور بدیهی به نظر می رسد، به نحوی که در شکل ۸ دیده می شود از بین تمام الگوهای پیوند از دور دارای ارتباط معنی دار با افزایش بارش جمعی کشور، شش شاخص در جهت کاهش بارش (ستون های با رنگ آبی) و

همبستگی بارش جمعی پاییز کشور با مهمترین شاخص های پیوند از دور در این فصل در جدول ۶ آمده است. در این فصل بیشترین شاخص اثرگذار روی بارش کشور الگوی چند متغیره انسو (MEI)، شاخص فشاری نوسان جنوبی و نوسان های دمایی مناطق مختلف نینو در اقیانوس آرام، اطلس و هند می باشند. بنابراین با توجه به بررسی جداول مختلف همبستگی در بالا، هرچند سایر فصول نیز زیر تاثیر مستقیم و غیر مستقیم انسو هستند ولی با توجه به جدول ۶ بیشترین اثر انسو روی بارش پاییز کشور می باشد که این نتیجه را همانگونه که در بخش مقدمه آمده محققین مختلف نیز در تحقیقات پیشین خود اثبات نموده اند.

نتیجه گیری

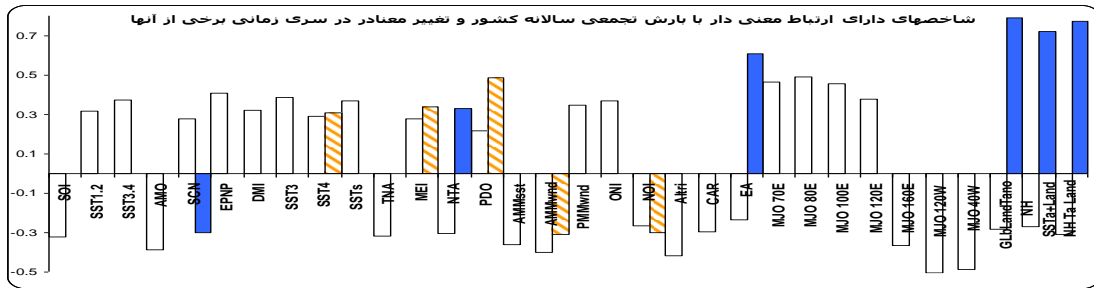
نتایج بدست آمده در این تحقیق با رویکرد ویژه آن، برای نخستین بار در کشور ارایه گردیده است. با توجه به جداول بالا و الگوهای فصلی، مشخص شد که فصل پاییز بیشترین ارتباط را با بیشتر نمایه های پیوند از دور دارد، در حالی که سایر فصل ها، بویژه بهار زیر تاثیر پسخورندی نوسانات ترکیبی شاخص های این فصل قرار می گیرند. بنابراین با توجه به آغاز دوره بارش جدید در هر سال در فصل پاییز به

گردد (شکل ۹). آنچه مشخص است اقلیم ایران در حال تغییر است، و سوای طبیعی بودن یا غیر طبیعی بودن آن، آنچه از این تحقیق مختصر نتیجه گرفته می‌شود این است که تغییر در پراکنش دمایی در سطح دریا و خشکی طی نیم قرن گذشته سبب تغییر در الگوهای فشار جهانی و ایجاد نوسان در بارش دست کم در قلمرو این تحقیق شده است. با توجه به اینکه از شش نمایه در حال تغییر در جهت کاهش بارش کشور و هر پنج نمایه در حال تغییر در جهت افزایش بارش کشور، همگی توابع دمایی هستند بنابراین به نظر می‌رسد گرمایش جهانی می‌تواند یکی از عوامل اصلی کاهش بارش ایران دست کم در دهه‌های اخیر باشد.

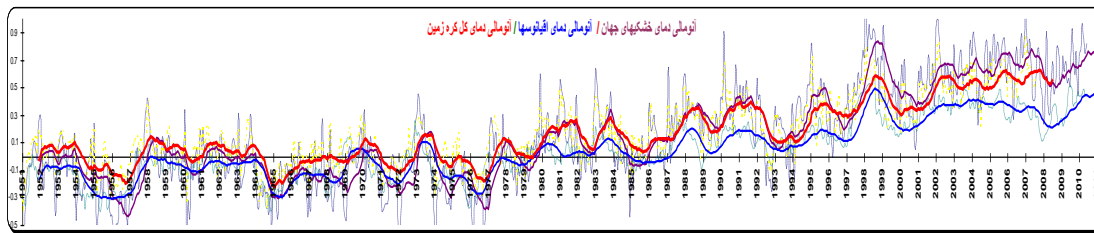
پنج شاخص در جهت افزایش بارش (ستون‌های هاشور خورده) در سری زمانی تغییر معنی‌دار یافته‌اند. نکته مهم اینکه از بین پنج شاخص یاد شده، کاهنده بارش سه شاخص مربوط به نوسانات شاخص‌های دمای کره زمین می‌باشد. یعنی دمای خشکی و دریای نیمکره شمالی (NHSSTa+ Land)، دمای خشکی‌های جهان (GlobLand Tano) و دمای نیمکره شمالی (NHTaLand). نکته مهم افزایش بیشتر دمای خشکی‌ها نسبت به پهنه‌های آبی است که این می‌تواند سبب کاهش گرادیان دمایی و فشاری در کره زمین و در نهایت تضعیف گردش عمومی جو گردد که این خود می‌تواند در برخی مناطق منجر به کاهش بارش

جدول ۶- شاخص‌های با همبستگی معنی‌دار در فصل پاییز

شاخص	تغییرات بینه	ضریب همبستگی	سطح معنی داری
MEI	+	.۵۲	.۰۰۰
SST4	+	.47	.000
SST3.4	+	.52	.000
SST3	+	.49	.000
SOI	-	.52	.000
DMI	+	.4	.005
MJO 80E	+	.47	.009
MJO 100E	+	.45	.013
MJO 120E	+	.43	.021
MJO 40W	-	.45	.015
MJO 120W	-	.46	.012
MJO 10W	-	.37	.045
All MJOs	+	.4	.03
RMM2	-	.56	.001
AMMsst	-	.4	.000
NOI	-	.34	.012
SST1.2	+	.42	.001
NAO	+	.34	.012
AMMwnd	-	.39	.003
EAWR	+	.42	.002



شکل ۸- توزیع شاخص های دارای ارتباط معنی دار با تغییرات بارش تجمعی سالانه کشور و تغییر معنی دار در سری زمانی برخی از آنها



شکل ۹- سری زمانی آنومالی دمای سطح خشکی، دریا و کل کره زمین (روند افزایشی)

College of Engineering, Tabriz University, No. 35,

8. Calvo Natalia, Giorgetta Marco A., Garcia-Herrera Ricardo, Manzini Elisa, 2009, Nonlinearity of the combined warm ENSO and QBO effects on the Northern Hemisphere polar vortex in MAECHAM5 simulations, journal of geophysical research, vol. 114, d13109, P. 11-19.

9. Calvo Natalia, Giorgetta Marco A., Garcia-Herrera Ricardo, Manzini Elisa. 2005, ENSO modulation of the QBO effects on the polar vortex in a GCM simulation, 14th Conference on Middle Atmosphere

10. Chen T. C., 2002, Maintenance of Summer Monsoon Circulations: A Planetary-Scale Perspective, Atmospheric Science Program, and Department of Geological and Atmospheric Sciences, Iowa State University, and Ames, Iowa.

11. Chou Chia, Neelin J. David, 2004, Mechanism of Global Warming impacts on regional tropical Precipitation, Journal of Climate, Volume 17, P. 2688-2699.

12. Christopher C. Plimmore et al., 2003, on the relationship between QBO and Tropical Deep Convection.

13. Dugam, S. S., S. D. Bansod, and S. B. Kakade, 2009, Pre-monsoon zonal wind Index over Tibetan Plateau and sub-seasonal Indian summer monsoon rainfall variability, Geophys. Res. Lett., 36, L11809, doi: 10.1029/2009GL038207.

منابع

1. Akbari Tayebe and Sayed Abolfazl Masudian, 2007, Study on influence of Teleconnection Pattern in Northern Hemisphere on Temperature, Journal of Research on Humanities Science, No. 22, P. 35-42.

2. Alijani B., 2002, Synoptic Climatology, SAMT publisher.

3. Alijani B., 2002, Vorticity calculated based on identifying types rainy of Tehran, Geographical Research Quarterly, and No. 63- 64, P. 115-128.

4. Askari, Ahmad, 1377, El Nino phenomenon and its occurrence in 1998-1997, scientific and technical journals Nyvar Meteorological Organization, No. 37, P. 11- 19.

5. Azizi Ghasem, 2000, El Nino and drought periods - wet in Iran, Journal of Geographical Research, No. 32,

6. Babaeian Iman and Maryam karimian, 2010, flooding in Pakistan, the consequences of climate change in the region, the Department of Climate Change, National Center for Climatology.

7. Borhani Daryan and Alireza Fatehi, 2008, Application of artificial neural network streamflow forecasting using climate indices case study: Nazloochoaei basin, Journal of

25. Nazemosadat S.M. J., 1998, the effect of sea surface temperature of the Persian Gulf over rainfall of south of Iran, Nyvar Meteorological Organization Scientific and Technical Journal, No. 38, P.33-44.
26. Nieto Raquel (1), Gimeno Luis (1), Ribera Pedro (1), Gallego David (1), García Ricardo (2) and Hernández Emiliano (2), 2000, Effects of the North Atlantic Oscillation on the spatial distribution of cut of cut- off low off low (COL) (COL) systems systems in in the Northern Hemisphere, 1) Universidade de Vigo, (2) Universidad Complutense de Madrid.
27. Karimi Khajelangi, Relationship ENSO and Variation pattern of monthly precipitation of Iran (case study: Shahre Kord), Journal of full scientific Nyvar Meteorological Organization, No. 60-61, Spring and Summer 1385. P. 43-54.
28. Krichak, S. O., Alpert, P. Decadal trends in the East Atlantic-West Russia pattern and Mediterranean, 2007, Department of Geophysics and Planetary Sciences, Raymond and Beverly Sackler Faculty of Exact Sciences, Tel Aviv University, Ramat Aviv, Tel Aviv 69978, Israel. International Journal of Climatology.
29. KhorshidDust Mohammad and Yusuf Qavidel Rahimi, 2006, Evaluation of the phenomenon of "yonder" of the Province of seasonal precipitation variability using "Multivariate ENSO Index, Journal of Geographical Research, No. 38, 15 p.
30. Khosravi Mahmoud, Sadoq Karimi Khajelangi and Mohammad Najar Salique, 2007, Relationship between Arctic Oscillation index and temperature fluctuations; Shahrekord Station, Journal of Geography and Development, No. 5, P. 38-45.
31. Gholami Barghdar Mohammad Ali, 1989, El Nino phenomenon: interaction of ocean and atmosphere, Journal Nyvar Meteorological Organization, No. 18, P. 43-45.
32. Hengchun Ye, Daniel J. Leathers, Laurence S. Kalkstein, 1995, Classification of upper level circulation patterns in the polar region and their relationship to surface air teperature, Department of Geography University of Delaware Newark, DE 19711.
33. Motamedi Mohammad, Korosh Ehtramian and Alireza Shahabfar, 2007, Study on teleconnection, meteorological ENSO signal, in precipitation and temperature fluctuations in Khorasan, Journal of Environmental Sciences, No. 4, P. 69-75.
14. Ghavidel Rahimi, Yusef, 2004, due to the large scale atmospheric circulation patterns - Ocean on ENSO variability in seasonal climatic effects of El Nino and Lanynv spring rainfall variability in East Azarbaijan, Journal of Human Sciences Lecturer, Geography Supplement, No. 35, P. 44-49.
15. Ghayoor HasanAli and Hosien Asakereh, 2002, Effects of Teleconnection on Climate of Iran, Case Study: The North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation effects on changes in mean monthly temperature of Jask, Journal of Geographical Research, No. 25, P. 16-17.
16. Ghayoor Hasanali and Mahmoud Khosravi, 2001, The impact of ENSO events over the summer and autumn precipitation anomalies in the South East of Iran, Geographical Research Quarterly, No. 62m P. 143-149.
17. Habibi, Farideh, 1998, Study and identification of air masses that have influenced Iran, scientific and technical journals Nyvar Meteorological Organization, No. 39, P. 61-72.
18. Hasanali Qayur and Mahmoud Khosravi, 2001, The impact of ENSO events over the summer and autumn precipitation anomalies in the region of South East, Geographical Research Quarterly, No. 42, P. 37-42.
19. Monahan Adam Hugh, fyfe john c., pandolfo Lionel, 2003, the vertical structure of wintertime climate regimes of the northern hemisphere extratropical atmosphere, journal of climate, volume 16, P. 62-71.
20. Masoudian Saaf, 2008, Related to the precipitation of the North Atlantic Oscillation, Journal of Geographical Research, No. 23, P. 44-51.
21. Nasrallah.H.A, Balling.R.C, Selover.N.J, Vose.R.S, 2001, Development of a seasonal forecast model for Kuwait Winter precipitation, Journal of Arid Environments No. 48, P. 233-242.
22. Najar Saligheh Mohammad, 2001, Synoptic patterns of summer precipitation in South East Iran, Geographical Research Quarterly, No. 62, P. 47-56.
23. Najjar Saligheh Mohammad, 2002, Modeling of climatic effects of thermal low on subtropical region, Geographical Research Quarterly, No. 70, P. 75-88.
24. Nazemosadat SMJ and M. Rahimi and A. Keshavarzi, 2005 Evaluating the effects of El Nino Southern Oscillation phenomenon (ENSO) on the yield and drought (wet) of important hydrologic river in Fars province, Iran Journal of Agricultural Sciences, No. 37, P. 39-54.

- Monitoring and Indexes, Workshop, 4-9 October 2004, Alanya, Turkey.
42. Wallace John M, Gutzler David S, 1980, Teleconnection in the Geopotential height field during the northern hemisphere winter, Monthly Weather Review, Volume 109, and P. 87-98.
43. Yong S. et al., 2004, Upstream Subtropical Signals Preceding the Asian Summer Monsoon Circulation, Climate Prediction Center, NOAA/NWS/NCEP, Camp Springs, Maryland, School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul, South Korea.
44. Yarahmadi Daryoosh and Qasem Azizi, 2007, Multivariate analysis of the relationship between seasonal rainfall and climatic parameters, Journal of Geographical Research, No. 39, P. 45-66.
45. Zhang , Xuebin and Enric Aguilar, Serhat Sensoy, Hamlet Melkonyan, Umayra Tagiyeva, Nader Ahmed, Nato Kutaladze, Fatemeh Rahimzadeh, Afsaneh Taghipour, T. H. Hantosh, Pinhas Albert, Mohammed Semawi, Mohammad Karam Ali, Mansoor Halal Said Al-Shabibi, Zaid Al-Oulan, Taha Zatari, Imad Al Dean Khelet, Saleh Hamoud, Ramazan Sagir, Mesut Demircan, Mehmet Eken, Mustafa Adiguzel, Lisa Alexander, Thomas C. 2005, Peterson, and Trevor Wallis), Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 110, D22104, doi:10.1029/2005JD006181
34. Modarespur Azadeh, 1997, Impact of ENSO (El Nino / Southern Oscillation) over the rainfall and temperature of Iran, Scientific and technical journals Nyvar Meteorological Organization, No. 33, P. 72-79.
35. Modarespur Azadeh, 1998, Study on ENSO Event (El Nino / Southern Oscillation), Nyvar Meteorological Organization Scientific and Technical Journal, No. 38, P 35-45.
36. Mamaghani Bashar Doost Manuxhehr, 1998, Interaction Mansoon summer and Oman Sea and its impact on the country's South East region, Scientific and technical journals Nyvar Meteorological Organization, No. 39, P. 44.
37. Salahi Brumand , Mohammad Khorshid Doost and Yosof Ghavidel Rahimi, 2007, North Atlantic atmospheric circulation fluctuations associated with drought in East Azerbaijan, Geographical Research, No. 39, P. 35-49.
38. Saji N.H, Ambrizzi .T, Ferrazb.S.E.T, 2005, Indian Ocean Dipole mode events and australsurface air temperature anomalies.
39. Todd C Martin, Mackay W Anson , 2003, Large-Scale climate control on Lake Baikal Ice cover, Department of Geography, University college , London, London, United Kingdom.
40. Tritel Hayley, 2000, Understanding and Forecasting ENSO.
41. Sensoy, Serhat; Peterson, Thomas C; Alexander Lisa V, Zhang Xuebin, Enhancing, 2004, Middel East Climate Change