

شناسایی کانون‌های فعالیت تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مؤثر بر بارندگی در ایران

آریتا امیری^{۱*}، بهلول علیجانی^۲، ابراهیم فتاحی^۳

۱- دکتری جغرافیا، کارشناس هواشناسی، اداره کل هواشناسی استان مازندران

۲- استاد، دانشگاه خوارزمی تهران

۳- دانشیار، عضو هیات علمی پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو

چکیده

به منظور واکاوی همبستگی بین بارندگی بخش‌های مختلف ایران با پراکنش زمانی و مکانی کانون‌های فعالیت تاوایی نسبی، مقادیر ماهانه تاوایی نسبی در بازه زمانی ۲۰۱۷-۱۹۸۱ با استفاده از باد مدار و نصف‌النهار پایگاه داده‌های بازتحلیل NCEP-DOE در تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده مکانی ۱۰ تا ۷۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی محاسبه شد. داده‌های بارندگی ماهانه کشور نیز در همان بازه زمانی از ۹۷ ایستگاه سینوپتیک کشور دریافت شدند. آنگاه با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی، کانون‌های فعالیت تاوایی نسبی در منطقه مورد مطالعه و کانون‌های بارشی کشور شناسایی شدند. سپس تحلیل همبستگی کانونیکال بر روی نمره عاملی این کانون‌ها اجرا شد و با شناسایی سه ترکیب خطی مختلف، محدوده‌های فضایی فعالیت تاوایی نسبی مؤثر بر بارندگی بخش‌های مختلف کشور شناسایی شدند. در ترکیب خطی اول تغییرات تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده خاورمیانه و مدیترانه شرقی با بارندگی شرق کشور، به میزان ۰,۷ همبستگی مثبت دارد و در صورتی که مقادیر تاوایی نسبی در محدوده یاد شده مثبت باشد، بارندگی در شرق کشور افزایش می‌یابد. در ترکیب دوم تغییرات تاوایی نسبی تراز یاد شده در محدوده شرق اروپا با بارندگی سواحل جنوبی دریای خزر به میزان ۰,۶۵ همبستگی منفی دارد. بدین معنی که هر چه تمایل مقادیر تاوایی نسبی روی شرق اروپا به سمت مقادیر منفی‌تر باشد، بارندگی در حاشیه جنوب غربی دریای خزر بیش‌تر می‌شود. در ترکیب سوم نیز تغییرات تاوایی نسبی روی منطقه چرخندزایی ترکیه و قبرس نیز با بارندگی شمال غربی ایران به میزان ۰,۵ همبستگی مثبت داشته و تاوایی مثبت در آن محدوده منجر به افزایش بارندگی در شمال غربی کشور می‌شود. این سه ترکیب خطی در مجموع ۸۲,۵ درصد از پراش مشترک بین تاوایی نسبی و بارندگی را توضیح می‌دهند.

کلید واژه‌ها: تاوایی نسبی، تحلیل همبستگی کانونیکال، بارندگی، ایران.

مقدمه

شد. تحلیل همبستگی بین مؤلفه‌های اصلی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی با بارش و دمای کشور بیانگر آن است که ناوه بلند شرق مدیترانه در برخی سال‌ها با حرکت شرق‌سوی خود در بستر بادهای غربی به ناوه دریای خزر تبدیل می‌شود و این جابجایی ناوه، مناطق بیشینه بارش را نیز به سوی مناطق شرقی‌تر کشور هدایت می‌کند (Alijani, 2002, 52). وقتی ناوه ژرف دریای خزر شکل می‌گیرد، از طریق نفوذ هوای سرد و ایجاد شیب دمایی، شرایط جوی در کشور ناپایدار شده و بارندگی شروع می‌شود. هم‌زمان روی شرق مدیترانه در تراز میانی پشته ایجاد شده است (Alijani, 2002, 54). الگوهای گردش جوی تغییرات وضع هوا را کنترل می‌کنند و میدان تاوایی نسبی از جمله مؤلفه‌هایی است که الگوهای گردش جوی را توضیح می‌دهد. بنابراین از این مؤلفه به عنوان یکی از مؤلفه‌های گردش عمومی جو در کنار ارتفاع ژئوپتانسیل استفاده شده است تا همبستگی بین الگوهای گردش جوی با رژیم فصلی بارندگی در ایران مشخص شود (Raziei, et al, 2012, 1227). این تحقیق نشان داد که توزیع فضایی بارش کشور توسط الگوهای گردش جوی به ویژه موقعیت جغرافیایی ناوه‌ها و پشته‌های تراز میانی و سامانه واچرخندی دریای عرب به عنوان منبع رطوبتی کنترل می‌شود. زمانی که یک ناوه روی مدیترانه شرقی به سمت عراق گسترش می‌یابد بارندگی در غرب کشور افزایش یافته و زمانی که این ناوه به سمت شرق حرکت کرده و روی غرب ایران شکل می‌گیرد و پشته آن روی پاکستان قرار می‌گیرد بارندگی در شرق ایران افزایش می‌یابد (Raziei, et al, 2012, 1236). فاطمی و همکاران (۲۰۱۵) و امیدوار و همکاران (۲۰۱۶) جهت تعیین ارتباط بین الگوهای گردش جوی و دوره‌های مرطوب در مرکز ایران از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل خوشه‌ای استفاده کردند. آن‌ها دریافتند که با تشکیل ناوه عمیق روی شرق مدیترانه و دریای سرخ درحالی‌که شرق ناوه روی مرکز ایران واقع شود و هم‌زمان یک مرکز کم‌فشار سطح زمین روی منطقه مورد مطالعه حاکم گردد، شرایط برای ناپایداری و صعود هوا فراهم می‌شود که در صورت وجود رطوبت بارندگی رخ می‌دهد (Fatemi, et al, 2015; Omidvar, et al, 2016). در مطالعه‌ای که توسط روستا و همکاران (۲۰۱۶) انجام شد یافته‌های همدیدی حاکی از آن است که دو الگوی ناوه و

ایران کشوری کم‌باران در منطقه جنب حاره است که در سال‌های اخیر بارها در معرض کم‌آبی شدید قرار گرفته است (IPCC, 2013). بنابراین شناخت قوانین حاکم بر بارندگی در این کشور اهمیت بسیاری دارد. برای کشف قوانین حاکم بر بارندگی کشور، مؤلفه‌های گردش عمومی جو در منطقه باید مورد بررسی قرار گیرند (Alijani, 1391, 62; Flocas, et al, 2001, 1759 & 2010, 5244; Lolis, et al, 2008, 1340; Perron and Sura, 2013, 1064). در این میان، تاوایی نسبی شاخص مهمی در بررسی گردش عمومی جو در عرض‌های میانه به شمار می‌رود (Alijani, 1391, 73; Flocas, et al, 2001, 1759) و برای تعیین چرخندهای سطح زمین نیز متغیر بهتری نسبت به فشار جو است (Sinclair, 1994, 2241; Flocas, et al, 2001, 1760) and 2010, 5244; Hoskins and Hodges, 2002, 1042, Campins, et al, 2011, 1598) زیرا بررسی تاوایی این اجازه را می‌دهد که سامانه‌های چرخندی و واچرخندی در مراحل اولیه تشکیل خود شناسایی شوند (Hoskins and Hodges, 2002, 1042) و این شناسایی به پیش‌بینی وضع هوا و درک دینامیک جو و چگونگی تأثیر آن بر اقلیم آینده منطقه کمک می‌کند (Flocas, et al, 2010, 5243). گردش جوی روی منطقه خاورمیانه با توجه به جابجایی فصلی رودباد قطبی و جنب حاره‌ای (Alijani, 1392, 27; Asakere, et al, 1394, 57)، دچار تغییرات فصلی می‌شود. معمولاً از ماه اکتبر به سبب نفوذ رودباد قطبی به عرض‌های پایین‌تر به تدریج واچرخند جنب حاره‌ای از مناطق شمالی ایران شروع به عقب‌نشینی به سمت جنوب کرده و تا اواخر نوامبر به کلی از ایران خارج می‌شود. بنابراین در این زمان بخش زیادی از منطقه مورد مطالعه به‌خصوص خاورمیانه و مدیترانه توسط تاوایی مثبت پوشیده می‌شود و امکان نفوذ سامانه‌های سرد و بارشی به کشور فراهم می‌شود (Ahmed, et al, 2014, 6). نقش چرخندهای دریای مدیترانه در بارندگی خاورمیانه و ایران طی تحقیقات متعددی شناخته شده است (Alijani, 2002; Raziee et al., 2012; Fatemi et al, 2015; Omidvar et al, 2016; Rosta, et al, 2016). در سال ۲۰۰۲ به منظور بررسی ارتباط بین تغییرات زمانی و فضایی الگوهای جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با اقلیم ایران از تحلیل مؤلفه‌های اصلی استفاده

در اتیوپی تأثیر دمای سطح آب بر بارش فصلی کشور با استفاده از تحلیل همبستگی کانونیکال مورد بررسی قرار گرفت (Fekadu, 2015, 112). در این مطالعه مشخص شد که دورپیوند انسو می‌تواند مهم‌ترین منبع پیش‌بینی بارش فصلی اتیوپی باشد. الخلیدی (۲۰۱۷) نیز با همین روش آماری رابطه بین نوسان اطلس شمالی و نوسان اقیانوس هند را با دما و بارش زمستانه و تابستانه عراق بررسی کرد و دریافت که دمای زمستان عراق با الگوی اطلس شمالی اسکاندیناوی و بارش زمستان آن با نوسانات اطلس شمالی رابطه مستقیم دارد (Al-Khalidi et al., 2017, 1). تحلیل همبستگی کانونیکال که تاکنون کمتر وارد مطالعات اقلیم‌شناسی داخل کشور شده است، در مطالعه حاضر برای بررسی رابطه بین تغییرات تاوایی نسبی منطقه با بارش کشور مورد استفاده قرار گرفت.

داده‌ها و روش‌ها

در این تحقیق سعی شده است با استفاده از روش‌های آمار چند متغیره تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل همبستگی کانونیکال رابطه سری زمانی تاوایی نسبی منطقه مورد مطالعه با تغییرات بارندگی ماهانه کشور پیدا شود. مؤلفه تاوایی نسبی به دلیل اهمیت تأثیر فیزیکی آن بر سامانه زمین-جو انتخاب شده است (Perron and Sura, 2013, 1064). زیرا بیشتر مؤلفه‌های همدید سطوح بالا مانند واگرایی، همگرایی، حرکات عمودی و چرخندهای عرض‌های میانی همگی به تاوایی بستگی دارند (Ahrens, 1391, 421; Flocas, et al, 2001, 1759; Lolis, et al, 2008, 1340; Marosz, 2009, 481). تاوایی نسبی توده هوای در حال حرکت که نسبت به سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود حاصل انحنای تغییر سمت جریان هوا و برش باد یا تغییر تندی در یک مسافت افقی است (Holton and Hakim, 2012, 95; Marosz, 2009, 482; Ahrens, 1391, 419). مقادیر ماهانه تاوایی نسبی مورد استفاده در این تحقیق از داده‌های روزانه مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری سرعت باد محاسبه شده است. این داده‌ها از نسخه دوم پایگاه داده‌های بازتحلیل مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا و مرکز ملی پژوهش‌های جوئی نوآ NCEP-DOE که با فن‌آوری جدیدتری نسبت به NCEP-NCAR تهیه شده است، با تفکیک افقی ۲٫۵ درجه

پشته شرق مدیترانه منجر به بارندگی سنگین در فلات ایران می‌شوند (Rousta, et al, 2016).

اهمیت بررسی توزیع تاوایی نسبی، با مطالعه تحقیق بارتزوکاس (۲۰۰۳) بیش از پیش آشکار می‌شود زیرا رابطه مراکز تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را با بارندگی در مناطق مختلف یونان آشکار می‌کند. در این مطالعه تطابق زمانی وردایی هر دو فراسنج مورد بررسی قرار گرفت. تحلیل همبستگی کانونیکال که یکی از روش‌های نوین مورد استفاده در تعیین همبستگی میان پارامترهای مختلف اقلیمی است در این مطالعه به کار گرفته شد و الگوی ناهنجاری بارش زمستانه یونان با الگوی ناهنجاری تاوایی نسبی در جنوب اروپا تطابق نشان داد (Bartzokas, et al, 2003, 815).

روش آماری چندمتغیره تحلیل همبستگی کانونیکال که در سال ۱۹۳۶ توسط هوتلینگ (Hotelling, 1936, 321) توسعه یافت، اولین بار در خلال دهه ۱۹۸۰ و توسط نیکولز (Nicholls, 1987, 393) وارد مطالعات اقلیم‌شناسی شد. در همان زمان تحلیل همبستگی کانونیکال برای تعیین ارتباط بین دو گروه از متغیرهای گردش جوی و بارش در مدیترانه به کار رفت و تطابق رژیم بارشی مناطق مختلف مدیترانه با الگوهای گردش عمومی جو با استفاده از مؤلفه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین پیدا شد (DuNkeloh and Jacobeit, 2003, 1846).

ایکسوپلاکی نیز رابطه بین توزیع بارش زمستانه یونان با گردش جوی تراز میانی را با استفاده از تحلیل همبستگی کانونیکال مورد بررسی قرار داد. در این بررسی، ارتفاع ژئوپتانسیل به عنوان شاخص گردش جوی انتخاب شد. وی نتیجه گرفت که هر چه قدرت بادهای غربی روی شمال شرق اقیانوس اطلس بیشتر شده و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا در قاره اروپا در دهه‌های اخیر بالاتر می‌رود، منجر به افزایش پایداری جوی و خشکی بیشتر هوا در مدیترانه شرقی در فصل زمستان می‌شود (Xoplaki, et al, 2002, 133).

تحلیل همبستگی کانونیکال برای بررسی ارتباط بین تغییرات بارش فصل مرطوب مدیترانه با گردش بزرگ‌مقیاس جوی در ترازهای مختلف نیز مورد استفاده قرار گرفت. در مطالعه یادشده تغییرات دهه‌ای بارش مدیترانه به شاخص نوسانات اطلس شمالی نسبت داده شد (Xoplaki, et al, 2004, 63).

2241). فلوکاس (۲۰۱۰) نیز تفکیک افقی ۲,۵ در ۲,۵ درجه را برای تجزیه و تحلیل روند فراوانی مسیرهای چرخندی مناسب و کافی می‌دانست (Flocas, et al, 2010, 5255). اطلاعات ماهانه بارش کشور از ۹۷ ایستگاه همدید هواشناسی (شکل ۱) که از سال ۱۹۸۱ به بعد دارای آمار پیوسته و کامل بوده و با توجه به آزمون‌های همگنی توالی و انحرافات تجمعی (Buishand, 1982) دارای کیفیت مناسب و همگنی قابل قبولی در سطح معنی‌داری ۰,۰۵ هستند تهیه شده است (Rahimzadeh and Zavareh, 2014, 2095; Ahmed and Deni, 2013, 141; Rahimzadeh, et al, 2009, 331). با این وجود دو مرحله پیش‌پردازش نیز روی داده‌های بارندگی جهت اجرای تحلیل اقلیمی صورت گرفت که عبارتند از استانداردسازی داده‌ها (Wilks, 2011, 46) و تحلیل مؤلفه‌های اصلی جهت کاهش حجم داده‌ها که خود نوعی پیش‌پردازش نیز محسوب می‌شود (DuNkeloh and Jacobeit, 2003, 1846).

برای یافتن رابطه بین تغییرات تاوایی نسبی با بارش ماهانه کشور لازم است که کانون‌های مهم فضایی و محدوده‌های همگن از نظر تغییرات زمانی برای داده‌های تاوایی نسبی و بارندگی شناسایی شوند. لذا ماتریس داده‌های ماهانه تاوایی نسبی و بارش در دوره پایه مطالعاتی (۲۰۱۰-۱۹۸۱) در حالت S آماده شد و تحلیل مؤلفه‌های اصلی با آرایه S و با چرخش واریمکس اجرا شد (برای دریافت جزئیات بیشتر رجوع شود به: Wilks, 2011; Jolliffe and Cadima, 2016). برای این منظور میانگین ماهانه تاوایی نسبی و بارندگی در فصل پرباران کشور از نوامبر تا فوریه (Amiri, 1396, 45) مورد بررسی قرار گرفت. در تحلیل مؤلفه‌های اصلی با آرایه S بارهای عاملی می‌توانند به عنوان مکان و قدرت مراکز فعالیت اقلیمی عناصر در نظر گرفته شوند. در این حالت با استفاده از روابط خطی بین مکان‌ها، نقاطی که در طول زمان همبستگی دارند، به صورت محدوده‌های فضایی واحد گروه‌بندی می‌شوند (Casado, 2009, 19). البته در این تحقیق، تحلیل مؤلفه‌های اصلی فقط جهت آماده‌سازی داده‌ها برای تحلیل همبستگی کانونیکال و کمک به تفسیر نتایج آن اجرا شد. این نوع از پیش‌پردازش، ناهنجاری را از داده‌های اصلی برمی‌دارد و هم‌زمان صحت و توانمندی آن را بهبود می‌بخشد و پراش الگوهای کانونیکال را توضیح

در دوره (۲۰۱۷-۱۹۸۱) دریافت شد (Kalnay, et al, 1996; Kistler, et al, 2001; Kanamitsu, 2002). مؤلفه عمودی تاوایی نسبی که از دو مؤلفه تاوایی برشی و تاوایی انحنایی تشکیل شده است از رابطه (۱) به دست می‌آید و واحد آن بر ثانیه (S^{-1}) می‌باشد.

$$\hat{k} \cdot \nabla \times \vec{U} = \zeta = ZR = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1)$$

مؤلفه عمودی تاوایی نسبی تفاضل مشتق مؤلفه‌های نصف‌النهار و مداری باد نسبت به فاصله است (Holton and Hakim, 2012, 91). متغیرهای سرعت باد مداری و نصف‌النهاری که در محاسبه متغیر تاوایی نسبی بکار رفته‌اند در پروژه‌های بازکای جزء داده‌های گروه A دسته‌بندی می‌شوند یعنی این داده‌ها بیشتر تحت تأثیر مشاهدات به دست آمده‌اند نه بر مبنای مدل‌سازی، بنابراین با اطمینان زیادی می‌توان از آن‌ها استفاده نمود. علاوه بر این، داده‌های بازتحلیل بعد از سال ۱۹۷۹ از قابلیت اعتماد بالایی برخوردارند (Kistler, et al, 2001, 259; Marouz, 2009, 482).

منطقه مورد بررسی (شکل ۱) عبارت است از محدوده‌ای به طول جغرافیایی ۱۰ تا ۷۰ درجه شرقی و به عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی که شکل‌گیری و گسترش بیشتر سامانه‌های چرخندی و واچرخندی مؤثر بر پدیده‌های جوی کشور در این محدوده جغرافیایی که شامل مدیترانه شرقی، خاورمیانه و اروپا می‌شود صورت می‌گیرد (Raziei, et al, 2012, 1232; Kaviani, et al, 2007, 4; Alijani, 2002, 41). تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در بسیاری از تحقیقات به عنوان تراز مرجع بررسی‌های هم‌دید انتخاب شده است (Lolis, et al, 2008; Lefevre and Gummon, 1995; Xoplaki, et al, 2003; Vicente-Serrano, et al, 2011).

تفکیک افقی ۲,۵ در ۲,۵ درجه در این مطالعه اقلیم‌شناسی مناسب به نظر می‌رسد درحالی‌که در بررسی خصوصیات توپوگرافی ریزمقیاس‌تر از نقطه نظر هواشناسی فواصل کمتر بهتر است (Lolis, et al, 2008, 1340). به علاوه در بررسی‌هایی که تفکیک مکانی بالایی مورد نیاز باشد میدان تاوایی بسیار ناهموار می‌شود (Campins, et al, 2011, 1042; Hoskins and Hodges, 2002, 1598). لذا در مطالعات اقلیم‌شناسی که تفکیک مکانی کمتری نیاز دارد استفاده از متغیر تاوایی مناسب‌تر است (Sinclair, 1994).

همبستگی ساختاری یا بار کانونیکال که رابطه بین ابعاد کانونیکال با متغیرهای اصلی را نشان می‌دهد (Bartzokas, et al, 2003, 815; DuNkeloh and Jacobeit, 2003, 1846; Xoplaki, et al, 2002, 133 & 2003: 723 & 2004, 63; Von storch and Zwiers, 2004, 317; Barnett and Preisendorfer, 1987).

تحلیل مؤلفه‌های اصلی داده‌های استاندارد شده بارش ایستگاه‌های همدید کشور در این مطالعه منجر به تفکیک ۶ عامل در سطح کشور شد که روی هم ۷۲ درصد از پراش بارش کشور را توضیح می‌دهند (شکل ۱). قلمرو عامل اول بارش کشور در شمال غربی، عامل دوم شرق تا جنوب، عامل سوم جنوب غربی، عامل چهارم مناطق خشک مرکزی، عامل پنجم سواحل جنوبی دریای خزر و قلمرو عامل ششم شمال شرق کشور است. این منطقه‌بندی مناطق بارشی کشور با نتایج حاصل از منطقه‌بندی بارشی رضیئی (۲۰۱۷) و رضیئی و همکاران (۲۰۱۳) مطابقت مناسبی دارد. تحلیل مؤلفه‌های اصلی داده‌های تاوایی نسبی ۴ ماه موردنظر در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال منجر به تفکیک ۱۸ عامل در منطقه مورد مطالعه شد که روی هم ۸۰ درصد از پراش تاوایی نسبی منطقه را توضیح می‌دهند. پس از اجرای تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر داده‌های تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و همچنین بر داده‌های استاندارد شده بارش ماهانه ایستگاه‌های کشور، خروجی نمرات عاملی این تحلیل به عنوان ورودی تحلیل همبستگی کانونیکال مورد استفاده قرار گرفت. توابع کانونیکال که همبستگی بالاتری داشته و از نظر آماری معنی‌دار نیز بودند انتخاب شده و مقادیر متغیرهای کانونیکال (W و V) مربوط به هر ترکیب خطی با استفاده از ضرایب کانونیکال (a و b) محاسبه شد. سپس همبستگی هر سری از متغیرهای کانونیکال مربوط به تاوایی نسبی و بارش با عامل‌های معنی‌دار تاوایی نسبی و بارش حاصل از تحلیل مؤلفه‌های اصلی بررسی شد تا مشخص شود کدام عامل تاوایی نسبی با کدام عامل بارش کشور هماهنگی بیشتری دارد. برای تفسیر بهتر متغیرهای کانونیکال محاسبه شده، نقشه‌های پراکندگی همبستگی بین متغیرهای کانونیکال تاوایی نسبی و داده‌های اصلی تاوایی نسبی منطقه (۶۲۵ نقطه) و همچنین بین متغیرهای کانونیکال بارش و داده‌های اصلی بارش کشور (۹۷ ایستگاه) برای هر تابع کانونیکال تهیه شد.

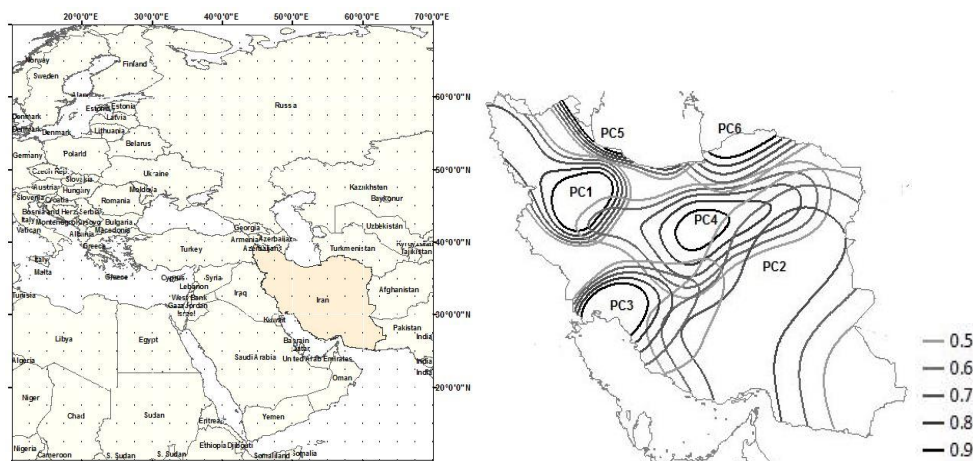
می‌دهد (DuNkeloh and Jacobeit, 2003, 1846; Bartzokas, et al, 2003, 815; Barnston and Smith, 1996). تحلیل همبستگی کانونیکال مدل آماری چندمتغیره‌ای است که مطالعه روابط درونی میان مجموعه متغیرهای وابسته چندگانه و متغیرهای مستقل چندگانه را تسهیل می‌کند (Von storch and Zwiers, 2004, 317; Wilks, 2011, 563). هدف از تعیین همبستگی کانونیکال، یافتن دو ترکیب خطی از متغیرهای اصلی است. یک ترکیب از اولین دسته متغیرها و یک ترکیب از دومین دسته که متغیرهای کانونیکال نامیده می‌شود به نحوی که بیانگر بزرگ‌ترین همبستگی ممکن باشد.

اگر دو گروه از متغیرها عبارت باشند از متغیرهای مستقل X_1, X_2, \dots, X_p و متغیرهای وابسته Y_1, Y_2, \dots, Y_q ، آنگاه تحلیل همبستگی کانونیکال، دو ترکیب خطی به صورت رابطه (۲) تشکیل می‌دهد که در واقع متغیرهای پنهان مستقل و وابسته هستند که همبستگی بین دو گروه از متغیرهای مستقل و وابسته را بیشینه می‌کنند:

$$W_1 = a_{11}X_1 + a_{12}X_2 + \dots + a_{1p}X_p \quad \text{و} \\ V_1 = b_{11}Y_1 + b_{12}Y_2 + \dots + b_{1q}Y_q \quad (2)$$

ضرایب $a_{11}, a_{12}, \dots, a_{1p}$ و $b_{11}, b_{12}, \dots, b_{1q}$ طوری محاسبه می‌شوند که ضریب همبستگی بین سری زمانی W و V بیشینه باشد. یعنی $C_1 = \text{cor}(W_1, V_1)$. ترکیب‌های خطی W_1 و V_1 متغیرهای کانونیکال و C_1 همبستگی کانونیکال نامیده می‌شود. ارتباط یا همبستگی میان دو ترکیب خطی یا متغیر کانونیکال بعد یا تابع کانونیکال نامیده می‌شود.

در گام بعدی نیز یک مجموعه از متغیرهای کانونیکال دیگر برای یافتن بالاترین همبستگی میان متغیرهای باقیمانده تعیین می‌شوند. ضرایب کانونیکال ضرایب استاندارد شده‌ای هستند که نشان می‌دهند متغیرهای کانونیکال با کدام متغیرهای اولیه ارتباط بیشتری دارند. بار کانونیکال یا همبستگی ساختاری، همبستگی خطی ساده بین متغیرهای اصلی مستقل و وابسته را با متغیر کانونیکال مربوطه نشان می‌دهد. برای تفسیر نتایج تحلیل همبستگی کانونیکال باید موارد متعددی مدنظر قرار گیرد که عبارتند از بالا بودن مقدار همبستگی کانونیکال که همبستگی بین دو متغیر کانونیکال محاسبه شده را نشان می‌دهد؛ معنی‌دار بودن ابعاد کانونیکال و بالا بودن مقدار



شکل ۱- محدوده مورد مطالعه تاوایی نسبی عرض جغرافیایی ۷۰-۱۰ شمالی و طول جغرافیایی ۷۰-۱۰ شرقی با تفکیک افقی ۲,۵ در ۲,۵ درجه (چپ) و دامنه هر یک از ۶ عامل اصلی بارش ایران در فصل بارانی (راست)

در ترکیب خطی اول با عامل بارشی دوم به میزان ۰,۹-، متغیر کانونیکال (V_2) در ترکیب خطی دوم با عامل بارشی پنجم به میزان ۰,۸۵- و متغیر کانونیکال (V_3) در ترکیب سوم با عامل بارشی اول به میزان ۰,۷۷ همبستگی دارد.

جدول (۳) نیز همبستگی ساختاری متغیر کانونیکال تاوایی نسبی (W) را با عوامل اصلی تاوایی نسبی حاصل از تحلیل مؤلفه‌های اصلی که در تحلیل همبستگی کانونیکال معنی‌دار بوده‌اند نشان می‌دهد.

یکی از روش‌های تفسیر نتایج تحلیل همبستگی کانونیکال این است که نقشه همبستگی هر یک از متغیرهای کانونیکال محاسبه شده تاوایی نسبی (W) و بارش (V) با سری زمانی اصلی تاوایی نسبی منطقه مورد مطالعه و بارندگی کشور تهیه شود. با مقایسه این دو نقشه می‌توان معنای فیزیکی متغیرهای کانونیکال محاسبه شده را تفسیر نمود (Bartzokas, et al, 2003). شکل‌های (۲)، (۴) و (۶) به همین منظور تهیه شده‌اند. شکل (۲) در نقشه سمت چپ، همبستگی متغیر کانونیکال تاوایی نسبی با داده‌های اصلی تاوایی نسبی و در نقشه سمت راست، همبستگی متغیر کانونیکال بارندگی با داده‌های اصلی بارندگی کشور را در ترکیب خطی اول نشان می‌دهد. شکل‌های (۴) و (۶) نیز به همین ترتیب در نقشه سمت چپ خود، همبستگی متغیرهای کانونیکال تاوایی نسبی ترکیب‌های خطی دوم و سوم را با داده‌های اصلی مربوطه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و در نقشه سمت راست خود، همبستگی متغیر کانونیکال بارندگی را با داده‌های اصلی

نتایج و بحث

مطابق شکل (۱) پنج منطقه بارشی مختلف با عنوان عوامل بارشی کشور شناسایی شدند. سپس با استفاده از تحلیل همبستگی کانونیکال تاوایی نسبی و بارش کشور، ۳ ترکیب خطی معنی‌دار به دست آمدند که در مجموع ۸۲,۵ درصد از پراش مشترک هر دو سری را توضیح می‌دهند. جدول (۱) همبستگی متغیرهای کانونیکال تاوایی نسبی (W) و بارش (V) که همبستگی کانونیکال نام دارد و پراش توضیح داده شده توسط هر ترکیب خطی را ارائه می‌دهد.

طبق این جدول ترکیب خطی اول ۳۹,۵ درصد از پراش مشترک را توضیح می‌دهد و همبستگی بین متغیر کانونیکال تاوایی نسبی (W_1) و بارش (V_1) در این ترکیب به میزان ۰,۷ است. ترکیب خطی دوم ۳۰ درصد از پراش مشترک را توضیح می‌دهد و همبستگی بین متغیر کانونیکال تاوایی نسبی (W_2) و بارش (V_2) به میزان ۰,۶۵ می‌باشد. اما ترکیب خطی سوم فقط ۱۳ درصد از پراش مشترک را توضیح می‌دهد و همبستگی بین متغیر پنهان تاوایی نسبی (W_3) و بارش (V_3) در این ترکیب ۰,۵ است.

پس از تعیین ترکیب‌های خطی معنی‌دار و محاسبه متغیرهای کانونیکال تاوایی نسبی و بارش، همبستگی هر متغیر کانونیکال با داده‌های تاوایی نسبی و بارش تحت عنوان همبستگی ساختاری یا بار کانونیکال تعیین شد. جدول (۲) این نوع همبستگی ساختاری را نشان می‌دهد. در تحلیل همبستگی کانونیکال طبق جدول (۱) فقط عامل‌های بارشی اول، دوم و پنجم کشور معنی‌دار بوده‌اند. متغیر کانونیکال

قرار گرفته و با بیشینه و کمینه میزان بارندگی ماهانه در محدوده‌های بارشی کشور مورد مقایسه قرار گرفت. نمونه‌ای از این مقایسه در شکل‌های (۳)، (۵) و (۷) قابل مشاهده است. همچنین بررسی و مقایسه مقادیر نمره استاندارد متغیرهای (W) با نمره استاندارد بارش دوره ۲۰۱۰-۱۹۸۱ که جهت راستی آزمایی این تحلیل صورت گرفت، نتایج حاصل را مورد تأیید قرار می‌دهد.

بارندگی کشور در ترکیب‌های خطی دوم و سوم نشان می‌دهند.

بررسی نقشه‌های واقعی توزیع تاوایی نسبی و بررسی میزان بارندگی در محدوده‌های بارشی ۱، ۲ و ۵ کشور که مطابق شکل (۱) و جدول (۲) معنی‌دار شناخته شده‌اند، می‌تواند صحت نتایج ارائه شده در سه ترکیب خطی یاد شده را تأیید کند. بدین منظور توزیع تاوایی نسبی منطقه در ماه‌های بارانی از نوامبر تا فوریه در سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۷ مورد ارزیابی

جدول ۱- مشخصات ترکیب‌های خطی تاوایی نسبی و بارش کشور

تراز ۵۰۰ hPa	معنی‌داری	همبستگی W و V	واریانس (درصد)
ترکیب خطی ۱	۰,۰۰۰	۰,۷	۳۹,۵
ترکیب خطی ۲	۰,۰۰۰	۰,۶۵	۳۰
ترکیب خطی ۳	۰,۰۰۰	۰,۵	۱۳
مجموع واریانس ۸۲,۵			

جدول ۲- همبستگی عامل‌های معنی‌دار بارندگی کشور با متغیر کانونیکال بارش (V)

تراز ۵۰۰ hPa	عامل ۱	عامل ۲	عامل ۵
ترکیب خطی ۱		-۰,۹	
ترکیب خطی ۲	۰,۳۸		-۰,۸۵
ترکیب خطی ۳	۰,۷۷		۰,۳۶

جدول ۳- همبستگی عامل‌های معنی‌دار تاوایی نسبی با متغیر کانونیکال تاوایی نسبی (W)

تراز ۵۰۰ hPa	عامل ۱	عامل ۶	عامل ۸	عامل ۹	عامل ۱۳	عامل ۱۶
ترکیب خطی ۱	-۰,۷		-۰,۴۸			
ترکیب خطی ۲		۰,۴۵	۰,۳۸	۰,۳۲	۰,۴۸	
ترکیب خطی ۳	-۰,۴۳		۰,۳	-۰,۴		۰,۵۷

افغانستان تاوایی نسبی به سمت مقادیر منفی نزدیک شود، بارندگی در استان‌های نامبرده شرق تا جنوب کشور نیز کمتر خواهد بود.

نمرات استاندارد مثبت متغیرهای (W₁) با مقادیر منفی نمره استاندارد بارش شرق و جنوب کشور (کم بارشی) هم‌زمان است و این کم‌بارشی بیشتر در ماه نوامبر (پاییز) رخ داده است. زیرا این نواحی بیشتر بارش زمستانه دارند و در پاییز هنوز جریان‌ات و اچرخندی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این منطقه وجود دارد.

برای نمونه نقشه پراکنش مقادیر مختلف تاوایی نسبی منطقه مورد مطالعه در دو ماه پرباران و کم‌باران در ناحیه ۲ بارشی

مطابق نقشه سمت چپ شکل (۲) متغیر کانونیکال اول تاوایی نسبی (W₁) در محدوده وسیعی که از مدیترانه شرقی تا ایران و افغانستان را در بر گرفته است، همبستگی معکوس با مقادیر تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال آن منطقه دارد. از سوی دیگر با توجه به نقشه سمت راست شکل (۲) متغیر کانونیکال اول بارش (V₁) در محدوده‌ای از شرق تا جنوب کشور از خراسان رضوی و خراسان جنوبی تا کرمان و هرمزگان که عامل دوم تحلیل مؤلفه‌های اصلی بارش کشور را شامل می‌شود، همبستگی معکوس با مقادیر بارش ماهانه آن منطقه دارد. تفسیر ترکیبی این دو نقشه چنین است که هر چه در محدوده مدیترانه شرقی تا ایران و

پوشش می‌دهد، با مقادیر بارش ماهانه آن منطقه همبستگی مثبت دارد. این بدان معنی است که هر چه در محدوده چرخندزایی قبرس و ترکیه تاوایی نسبی مثبت وجود داشته باشد، بارندگی در شمال‌غرب کشور بیش‌تر است.

بررسی و مقایسه مقادیر (W3) و نمره استاندارد بارش دوره مورد مطالعه نیز نشان می‌دهد که نمرات استاندارد مثبت متغیرهای کانونیکال تاوایی نسبی با نمرات استاندارد مثبت بارش شمال غرب ایران هم‌زمان است. بیشتر بارش‌های بیش از حد میانگین در شمال غرب ایران در ماه نوامبر (پاییز) مشاهده شده است یعنی بارش‌های پاییزه در این منطقه بیش از بارش زمستانه است زیرا مسیر چرخندهای مدیترانه در زمستان به سمت نواحی جنوبی‌تر کشیده می‌شود و شمال‌غرب کشور تحت نفوذ توده هوای سرد و نسبتاً خشک قرار می‌گیرد (Alijani, 1392, 147).

برای نمونه نقشه پراکنش مقادیر مختلف تاوایی نسبی منطقه مورد مطالعه در دو ماه پرباران و کم‌باران در ناحیه ۱ بارشی کشور در شمال‌غرب ایران در شکل (۷) نشان داده شده است. در نقشه سمت راست، تاوایی نسبی مثبت روی ترکیه در دسامبر ۲۰۱۶ که متناظر با یکی از ماه‌های پرباران در شمال‌غرب ایران است و در نقشه سمت چپ، تاوایی نسبی منفی روی ترکیه در نوامبر ۲۰۱۶ که متناظر با یک ماه کم باران در همان ناحیه کشور می‌باشد، نتایج تحلیل همبستگی کانونیکال را در ترکیب خطی سوم تأیید می‌کند.

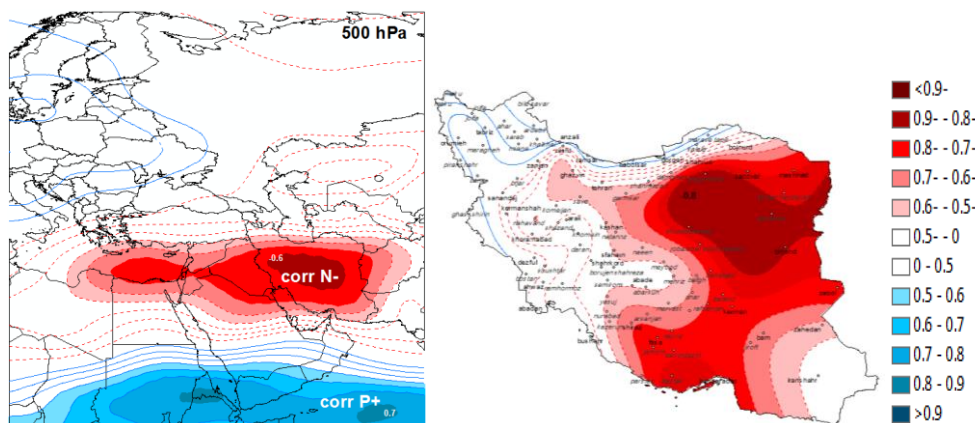
کشور در شرق ایران در شکل (۳) نشان داده شده است. در نقشه سمت راست، تاوایی نسبی مثبت روی خاورمیانه در فوریه ۲۰۱۷ که متناظر با یکی از ماه‌های پرباران در شرق ایران است و در نقشه سمت چپ، تاوایی نسبی منفی روی خاورمیانه در نوامبر ۲۰۱۰ که متناظر با یک ماه کم‌باران در همان ناحیه کشور می‌باشد، نتایج تحلیل همبستگی کانونیکال را در ترکیب خطی اول تأیید می‌کند.

ترکیب خطی دوم در شکل (۴) نمایش داده شده است. مطابق نقشه سمت چپ، متغیر (W2) در محدوده‌ای از اروپای شرقی شامل اکرین، بلاروس، رومانی و بلغارستان تا غرب دریای سیاه، با مقادیر تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همبستگی مثبت دارد. همچنین با توجه به نقشه سمت راست آن، متغیر (V2) در محدوده باریکی از حاشیه جنوب‌غربی دریای خزر از آستارا تا بابلسر که عامل پنجم تحلیل مؤلفه‌های اصلی بارش کشور را شامل می‌شود، همبستگی معکوس با مقادیر بارش ماهانه آن منطقه دارد.

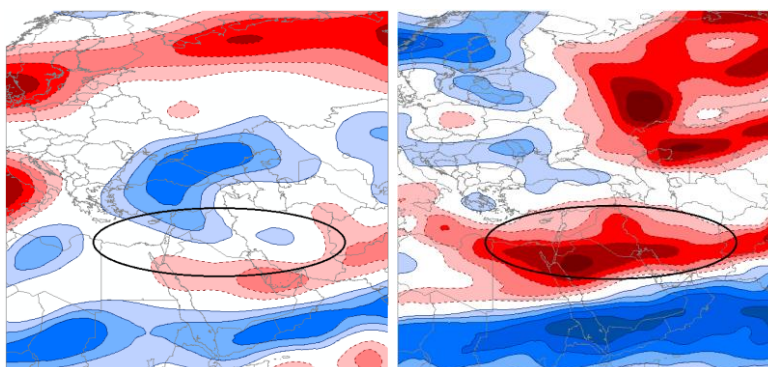
برآیند این دو نقشه در شکل (۴) این است که هر چه در محدوده اروپای شرقی تاوایی نسبی به مقادیر منفی‌تر سوق پیدا کند، بارندگی در حاشیه جنوب غربی دریای خزر بیشتر خواهد بود. اما شرایط کم‌بارشی در این حاشیه با افزایش فعالیت چرخندی در اروپای شرقی همراه است.

برای نمونه نقشه پراکنش مقادیر مختلف تاوایی نسبی منطقه مورد مطالعه در دو ماه پرباران و کم‌باران در ناحیه ۵ بارشی کشور در سواحل جنوب‌غربی دریای خزر در شکل (۵) نشان داده شده است. در نقشه سمت راست، تاوایی نسبی منفی روی اروپای شرقی در نوامبر ۲۰۱۱ که متناظر با یکی از ماه‌های پرباران در سواحل جنوب‌غربی دریای خزر است و در نقشه سمت چپ، تاوایی نسبی مثبت روی اروپای شرقی در دسامبر ۲۰۱۰ که متناظر با یک ماه کم‌باران در همان سواحل می‌باشد، نتایج تحلیل همبستگی کانونیکال را در ترکیب خطی دوم تأیید می‌کند.

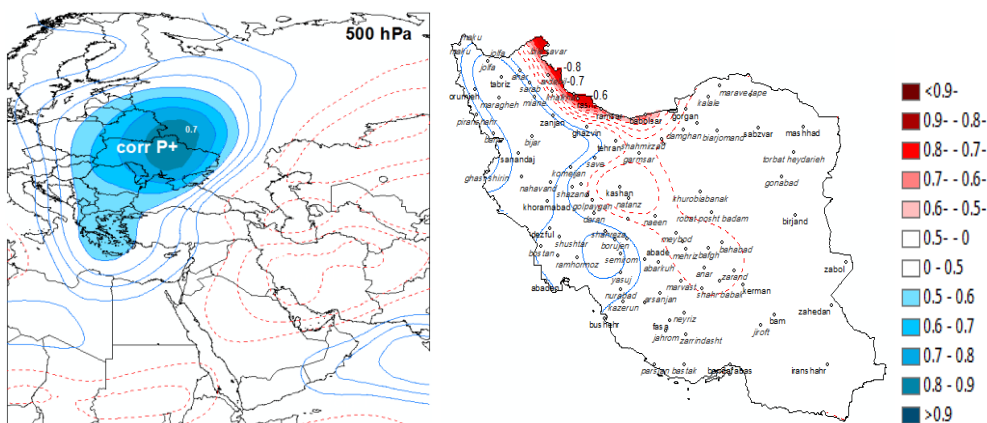
ترکیب خطی سوم در شکل (۶) نشان داده شده است. در نقشه سمت چپ، متغیر (W3) در محدوده‌ای بین دریای اژه و جنوب دریای سیاه روی ترکیه و قبرس با مقادیر تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همبستگی مثبت دارد. در نقشه سمت راست آن نیز متغیر (V3) روی شمال‌غرب کشور که ناحیه اول تحلیل مؤلفه‌های اصلی بارش کشور را



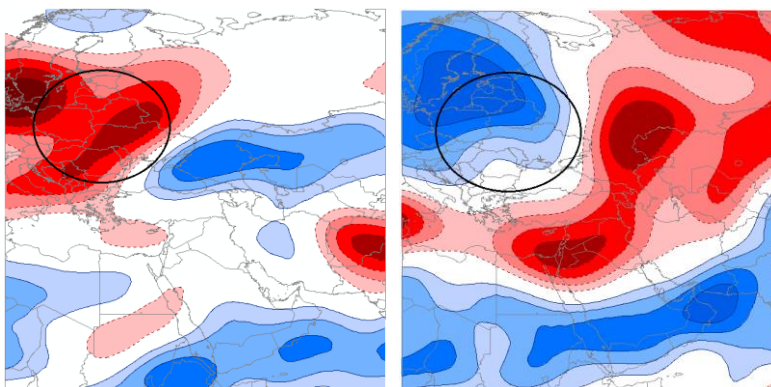
شکل ۲- همبستگی متغیر کانونیکال تاوایی نسبی (W1) با داده‌های اصلی تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ hPa (چپ) و همبستگی متغیر کانونیکال بارش (V1) با داده‌های اصلی بارش کشور (راست) در ترکیب خطی اول



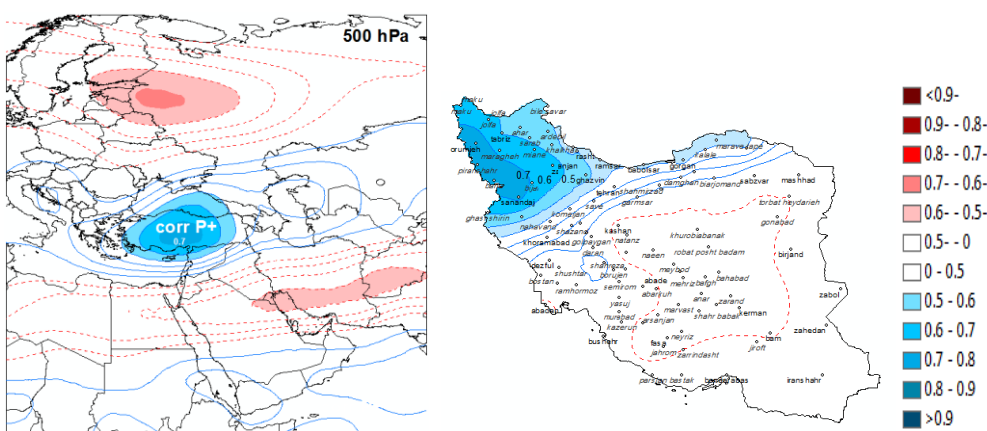
شکل ۳- نمونه‌ای از توزیع تاوایی نسبی مثبت در خاورمیانه در فوریه ۲۰۱۷ ماه پرباران در شرق ایران (راست) و توزیع تاوایی نسبی منفی در خاورمیانه در نوامبر ۲۰۱۰ ماه کم‌باران در شرق ایران (چپ) توزیع تاوایی نسبی مثبت با خطوط ممتد (آبی رنگ) و توزیع تاوایی نسبی منفی با خطوط خط چین (قرمز رنگ) نشان داده شده است.



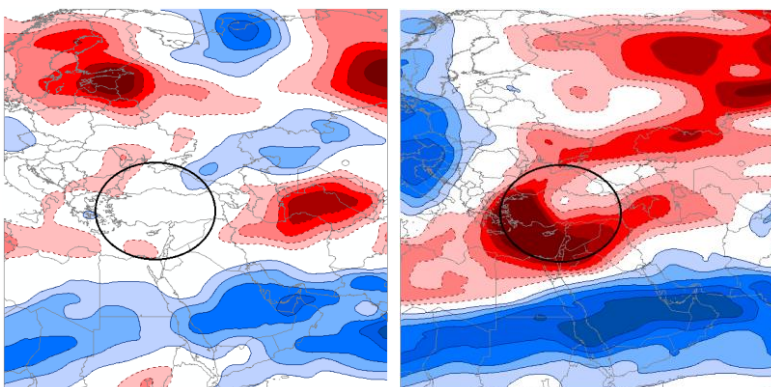
شکل ۴. همبستگی متغیر کانونیکال تاوایی نسبی (W2) با داده‌های اصلی تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ hPa (چپ) و همبستگی متغیر کانونیکال بارش (V2) با داده‌های اصلی بارش کشور (راست) در ترکیب خطی دوم



شکل ۵- نمونه‌ای از توزیع تاوایی نسبی منفی در اروپای شرقی در نوامبر ۲۰۱۱ ماه پر باران در سواحل جنوب غربی دریای خزر (راست) و توزیع تاوایی نسبی مثبت در اروپای شرقی در دسامبر ۲۰۱۰ ماه کم باران در همان سواحل (چپ)



شکل ۶- همبستگی متغیر کانونیکال تاوایی نسبی (W_3) با داده‌های اصلی تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ hPa (چپ) و همبستگی متغیر کانونیکال بارش (V_3) با داده‌های اصلی بارش کشور (راست) در ترکیب خطی سوم



شکل ۷- نمونه‌ای از توزیع تاوایی نسبی مثبت در ترکیه در دسامبر ۲۰۱۶ ماه پر باران در شمال غرب ایران (راست) و توزیع تاوایی نسبی منفی در ترکیه در نوامبر ۲۰۱۶ ماه کم باران در همان ناحیه کشور (چپ)

نواحی مختلف بارشی ایران از روش آماری چندمتغیره تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل همبستگی کانونیکال استفاده شده و نتایج مطلوبی از ترکیب این دو روش حاصل شده است. دوره مطالعاتی پایه برای این تحقیق، دوره

نتیجه‌گیری
در این مطالعه برای شناسایی کانون‌های فعالیت تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ناحیه‌ای تأثیرگذار بر اقلیم ایران و هم‌چنین یافتن همبستگی بین این کانون‌ها و بارندگی در

در تحلیل بارش سواحل جنوب‌غربی دریای خزر به الگوی مشابهی دست یافتند.

سومین کانون تغییرات تاوایی نسبی، روی منطقه قبرس، ترکیه و دریای سیاه است که به میزان ۰٫۵ همبستگی مثبت با بارندگی شمال غربی ایران دارد و اگر در این محدوده چرخندزایی، تاوایی نسبی مثبت وجود داشته باشد، بارندگی در شمال‌غرب کشور بیش‌تر است. زیرا گسترش بادهای غربی در این منطقه در فصل زمستان می‌تواند رطوبت دریای مدیترانه را بدون مانع کوهستانی به سمت شمال غرب و غرب ایران بیاورد. در واقع تاوایی نسبی مثبت در این منطقه، حضور یک ناوه قوی را نشان می‌دهد که حرکات صعودی و ناپایداری را در این منطقه و در شمال‌غرب ایران به همراه دارد و منجر به افزایش بارندگی می‌شود.

این سه ترکیب خطی در مجموع ۸۲٫۵ درصد از مجموع پراش مشترک بین تاوایی نسبی و بارندگی را توضیح می‌دهد. بنابراین می‌توان از این نتایج در افزایش مهارت پیش‌بینی بارندگی در نقاط مختلف کشور بهره برد. نتایج حاصل از این مطالعه نتایج حاصل از مطالعه رضیئی و همکارانش (۲۰۱۲ و ۲۰۱۳) را تأیید می‌کنند.

منابع

1. Ahmed, N.H. and S.M. Deni. 2013. Homogeneity test on daily rainfall series for Malaysia. *MATEMATIKA*. 29(1c). pp. 141-150.
2. Ahmed, M. El Kenawi, McCabe, M.F., Stenchikov, G.L. and J. Raj. 2014. Multi-decadal classification of synoptic weather types, observed trends and links to rainfall characteristics over Saudi Arabia. DOI: 10.3389/fenvs.2014.00037, *Frontiers in environmental science*, Original Research Article. vol. 2(37). pp. 1-15.
3. Ahrens, C.D. 2011. *Meteorology today: An introduction to weather, climate and environment*. Translated by Babae, M. 1391. M. R., Aeej press. Edition 8. ISBN: 978-964-970-310-7. 718 pages.

ساله ۲۰۱۰-۱۹۸۱ انتخاب شد و سال‌های ۲۰۱۰ الی ۲۰۱۷ نیز جهت راستی‌آزمایی نتایج مورد بررسی قرار گرفتند. طبق این روش سه کانون فعالیت تاوایی نسبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مؤثر بر بارندگی نواحی مختلف بارشی کشور شناخته شدند.

نتیجه مطالعات حاکی از آن است که تغییرات تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی مدیترانه شرقی، خاورمیانه و ایران به عنوان اولین کانون شناسایی شده به میزان ۰٫۷ همبستگی مثبت با بارش شرق و جنوب‌شرقی ایران دارد. تاوایی نسبی منفی در این منطقه موجب کم‌بارشی در شرق کشور می‌شود. در تحلیل این همبستگی می‌توان گفت وجود تاوایی منفی در منطقه یاد شده محل پشته را نشان می‌دهد که شرق کشور در جلوی این پشته قرار می‌گیرد و حرکات نزولی آن موجب پایداری هوا در این بخش از کشور می‌شود. بدیهی است که در فصل زمستان که رودباد جنب حاره به عرض‌های جنوبی‌تر منتقل می‌شود، هرگاه شرایط برای گردش چرخندی فراهم شود، تاوایی مثبت در این منطقه موجب افزایش بارندگی در شرق کشور خواهد شد.

دومین کانون شناسایی شده در این مطالعه شرق اروپاست که تغییرات تاوایی نسبی آن به میزان ۰٫۶۵ همبستگی منفی با بارندگی در سواحل جنوب غربی دریای خزر دارد و تاوایی منفی آن منجر به افزایش بارندگی در این سواحل می‌شود. در فصل زمستان زمانی که شرق اروپا در بخش فراز بادهای غربی قرار می‌گیرد و گردش و اچرخندی پیدا می‌کند دریای خزر در منطقه فرود تراز میانی قرار دارد که ناپایداری را در سواحل جنوبی آن افزایش می‌دهد. اگر این و اچرخند تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا ترازهای نزدیک به سطح زمین نیز ادامه داشته باشد منجر به تشکیل یک فرود تراز میانی بر روی جنوب دریای خزر و هم‌زمان ایجاد جریانات شمالی روی دریای خزر در نزدیک سطح زمین می‌شود و موجبات افزایش بارندگی در سواحل جنوب غربی دریای خزر را فراهم می‌کند. اما زمانی که در شرق اروپا به دلیل حضور یک ناوه، تاوایی نسبی مثبت ایجاد شود، در سبیری و شمال دریای خزر، شرایط پشته و ایجاد تاوایی نسبی منفی فراهم می‌شود که منجر به پایداری وضع هوا و عدم رخداد بارش خواهد شد. رضیئی و همکارانش (۲۰۱۲) نیز

- the Greek area. DOI: 10.1002/joc.909, Int. J. Climatol. Vol. 23, pp. 813-828.
13. Casado, M.J., Pastor, M.A. and F.J. Doblas-Reyes. 2009. Euro-Atlantic circulation types and modes of variability in winter. Theoretical and Applied Climatology. vol. 96. pp. 17-29.
 14. Campins, J., Genoves, A., Picornell, M. A., and A. Jansa. 2011. Climatology of Mediterranean cyclones using the ERA-40 dataset. DOI: 10.1002/joc.2183, Int. J. Climatol. Vol. 31. pp. 1596-1614.
 15. DuNkelon, A. and J. Jacobeit. 2003. Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98. DOI: 10.1002/joc.973, Int. J. Climatol. Vol. 23. pp. 1843-1866.
 16. Fatemi, M., Omidvar, K., Hatami, K. and M. Narangifard. 2015. Using Principle Component Analysis in identifying synoptic patterns of wet periods in central Iran. DOI: 10.4172/2157-7617.1000309, J. Earth Sci Clim Chang., Vol. 6(9). pp. 1-8.
 17. Fekadu, K. 2015. Ethiopian seasonal rainfall variability and prediction using Canonical Correlation Analysis (CCA). DOI: 10.11648/j.earth.20150403.14, Earth Sciences. Vol. 4(3). pp. 112-119.
 18. Flocas, H.A., Maheras, P., Karacostas, T.S., Patrikas, I. and C. Anagnostopoulou. 2001. A 40-year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean. DOI: 10.1002/joc.705, Int. J. Climatol. Vol. 21. pp. 1759-1778.
 19. Flocas, H.A., Simmonds, I., Kouroutzoglou, J., Keay, K., Hatzaki, M., Bricolas, V. and D. Asimakopoulos. 2010. on cyclonic tracks over the eastern Mediterranean. DOI: 10.1175/2010JCLI3426.1, Int. J. Climatol. Vol. 23(19). pp. 5243-5257.
 4. Alijani, B. 2002. Variation of 500hPa flow patterns over Iran and surrounding areas and their relationship with climate of Iran. Theor.Appl.Climatol. vol. 71. pp. 41-44.
 5. Alijani, B. 2012. Synoptic climatology. samt press, ISBN: 978-964-459-609-4. 257 pages. (In Persian)
 6. Alijani, B. 2013. Climate of Iran. Payam Nour University, ISBN: 978-964-455-621-0. 221 pages. (In Persian)
 7. Al-Khalidi, J., Dima, M., Vaideanu, P. and S. Stefan. 2017. North Atlantic and Indian Ocean links with Iraq climate. DOI: 10.3390/atmos8120235, Atmosphere. Vol. 8(12). pp. 235-245.
 8. Amiri, A. 2017. The Relationship between Spatiotemporal Distribution of Relative Vorticity and Climate of Iran. PhD Thesis in Climatology, Khurazmi University, Advisor: Dr. Alijani, B. 160 pages. (In Persian)
 9. Asakereh, H., Ghaemi, H. and A. Beyranvand. 2015. on the seasonal variability trend of sub tropical jet stream in Iran climatic area in recent decades. J. Research of Natural Geograph. Vol. 47(1). pp. 57-72. (In Persian)
 10. Barnett, T. and R. Preisendorfer. 1987. Origins and levels of monthly and seasonal forecasts skill for the United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. DOI: 10.1175/1520-0493(1987)115, Monthly Weather Review. Vol. 115. pp. 1825-1850.
 11. Barnston, A.G. and T.M. Smith. 1996. Specification and prediction of global surface temperature and precipitation from global SST using CCA. Int. J. Climatol. Vol. 9. pp. 2660-2697.
 12. Bartzokas, A., Lolis, C.J. and Metaxas, D.A., 2003. The 850 hPa relative vorticity centers of action for winter precipitation in

- precipitation over Mond basin. J. Humanities Researches, Vol. 3. pp. 1-12. (In Persian)
28. Kistler, R. and 12Co-authors. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means cd-rom and documentation. DOI: 10.1175/1520-0477(2001)082, American Meteorological Society. Vol. 82(2). pp. 247-268.
29. Lefevre, R. J. and J. W. Gammon. 1995. An objective climatology of mobile troughs in the Northern Hemisphere. DOI: 10.1034/j.1600-0870.1995.00110.x, Tellus. Vol. 47(5). pp. 638-655.
30. Lolis, C. J., Metaxas, D. A. and A. Bartzokas. 2008. on the intra-annual variability of atmospheric circulation in the Mediterranean region. DOI: 10.1002/joc.1634, Int. J. Climatol. Vol. 28. pp. 1339-55.
31. Marosz, M. 2009. Seasonal variability in the response of the airflow characteristics to the changes in the macro-scale westerly flow intensity over Europe, 1971-2000. DOI:10.1002/joc.1708, Int. J. Climatol. Vol. 29. pp. 481-500.
32. Nicholls, N. 1987. The use of canonical correlation to study teleconnections. DOI: 10.1175/1520-0493(1987)115, Monthly Weather Review. Vol. 115(2). pp. 393-399.
33. Omidvar, K., Fatemi, M., Narangifard, M. and K. Hatami. 2016. A study of the circulation patterns affecting drought and wet years in central Iran. DOI: 10.1155/2016/1843659, Advances in Meteorology. Vol. 2016. pp. 1-14.
34. Perron, M. and P. Sura. 2013. Climatology of non Gaussian atmospheric statistics. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00504.1, American Meteorological Society. Vol. 26. pp. 1063-1083.
20. Holton, J.R. and Hakim, G.J. 2012. An introduction to dynamic meteorology. ISBN: 9780123848673, Elsevier, Academic press, Fifth edition, 552 pages.
21. Hoskins, B. J. and K. I. Hodges. 2002. New perspectives on the Northern Hemisphere Winter Storm Tracks. DOI: 10.1175/1520-0469(2002)059, J. Atmos. Sci. Vol. 59 pp.1041-1061.
22. Hotelling, H. 1936. Relations between two sets of variates. DOI: 10.2307/2333955, Biometrika. Vol. 28. pp. 321-377.
23. IPCC. 2013. Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group 1 to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stoker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 pages.
24. Jolliffe I.T. and J. Cadima. 2016. Principal Component Analysis: a review and recent developments. Doi: 10.1098/rsta.2015.0202, Philos Trans a Math Phys Eng Sci. vol. 374. pp. 1-16.
25. Kalnay, E. and 21Co-authors. 1996. The NCEP-NCAR 40-year reanalysis project. DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077, American Meteorological Society. Vol. 77(3). pp. 437-471.
26. Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, J., Fiorino, H.M. and G.L. Potter. 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R2). DOI: 10.1175/BAMS-83-11-1631, American Meteorological Society. Vol. 83(11). pp. 1631-43.
27. Kaviani, M., Masoudian, S.M. and B. Najafpour. 2007. The relationship between circulation patterns of 500 hPa and

- mechanisms and future projections. Doi: 10.3354/cr00977, *Clim. Res.* Vol. 46. pp. 51-65.
43. Von Storch, H. and Zwiers, F.W., 2004. *Statistical analysis in Climate research.* ISBN: 0-511-03753-8, Cambridge University Press, first published 1999, 496 pages.
44. Wilks, D.S. 2011. *Statistical methods in the atmospheric sciences.* ISBN: 978-0-12-385022-5, Elsevier Inc., Academic Press. Vol. 100. Third edition. 704 pages.
45. Xoplacki, E., Gonzalez-Rouco, J.F., Luterbacher, J. and H. Wanner. 2003. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. DOI: 10.1007/s00382-003-0304-x, *Climate Dynamics.* Vol. 20(7). pp. 723-739.
46. Xoplacki, E., Gonzalez-Rouco, J. F., Luterbacher, J. and H. Wanner. 2004. Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large scale dynamics and trends. DOI: 10.1007/s00382-004-0422-0, *Climate Dynamics,* Vol. 23. pp. 63-78.
35. Rahimzadeh, F. and M. Nassaji Zavareh. 2014. Effects of adjustment for non climatic discontinuities on determination of temperature trends and variability over Iran. DOI: 10.1002/joc.3823, *Int. J. Climatol.* vol. 34(6). pp. 2079-2096.
36. Rahimzadeh, F., Asgari, A. and E. Fattahi. 2009. Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades. DOI: 10.1002/joc.1739, *Int. J. Climatol.* Vol 29(3). pp. 329-343.
37. Razinei, T., Mofidi, A., Santos, JA. And I. Bordi. 2012. Spatial patterns and regimes of daily precipitation in Iran in relation to large scale atmospheric circulation. DOI: 10.1002/joc.2347, *Int. J. Climatol.* Vol. 32. pp. 1226-1237.
38. Razinei T, Bordi I, Santos J.A, A. Mofidi. 2013. Atmospheric circulation types and winter daily precipitation in Iran. Doi: 10.1002/joc.3596, *Int. J. Climatol.* Vol. 33(9). pp. 2232-2246.
39. Razinei T. 2017. Identification of precipitation regimes of Iran using multivariate methods. Doi: 10.22059/JESPHYS.2017.60290, *J. Earth and Space Physics.* Vol. 43(3). pp. 673-695.
40. Rousta, I., Soltani, M., Zhou, W. and H. N. C. Hoffman. 2016. Analysis of extreme precipitation events over central plateau of Iran. DOI: 10.4236/ajcc.2016.53024, *American Journal of Climate Change.* Vol. 5. pp. 297-313.
41. Sinclair, M. R. 1994. Objective cyclone climatology of the southern hemisphere. DOI: 10.1175/1520-0493, *Monthly Weather Review.* Vol. 122(10). pp. 2239-2256.
42. Vicente-Serrano, S.M. and 7 Co-authors. 2011. The 2010 extreme winter north hemisphere atmospheric variability in Iberian precipitation: anomalies, driving