

بررسی هم‌تغییری بارش ایران با سیگنال بزرگ مقیاس اقلیمی NAO در مقیاس زمانی هفتگی

- ❖ نفیسه سیدنژاد گل خطمی؛ دانشجوی دکتری گروه آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران، کرج، ایران.
- ❖ جواد بذرافشان*؛ دانشیار گروه آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران، کرج، ایران.
- ❖ آرزو نازی قمشلو؛ استادیار گروه آبیاری و آبادانی، دانشگاه تهران، کرج، ایران.
- ❖ پرویز ایران‌نژاد؛ دانشیار گروه فیزیک فضا، دانشگاه تهران، کرج، ایران.

چکیده

نوسان اطلس شمالی (NAO) یکی از سیگنال‌های بزرگ مقیاسی است که نیمکره شمالی زمین را تحت تأثیر قرار می‌دهد. تحقیقات مختلفی هم‌تغییری بارش‌های ایران با NAO را در مقیاس‌های ماهانه تا سالانه بررسی کرده‌اند. این تحقیق مقیاس زمانی هفتگی را در نظر گرفته است. متغیر بارش روزانه در دوره آماری (۲۰۱۶-۱۹۷۹) از پایگاه ERA-Interim اخذ و میزان تطابق آن با نقاط مرجع زمینی با روش همبستگی پیرسون بررسی شد. نتایج نشان داد مقدار بارش سالانه در مناطق مرطوب کشور به‌ویژه ناحیه خزر کم برآورد است. همچنین، همبستگی میانگین هفتگی بارش شبکه و سینوپتیک در حاشیه غربی، شمال شرقی و جنوب شرقی کشور بیشترین و در نواری به موازات خط غربی-شرقی (نواحی میانی) کمترین است. این همبستگی به ترتیب از زمستان به پاییز و بهار کاهش می‌یابد. بررسی سری زمانی فراوانی نسبی رخدادهای شدید NAO در مقیاس هفتگی نشان داد این سیگنال دارای دو اوج فعالیت در سال است که در انتخاب دوره زمانی بررسی رابطه بارش‌های ایران و NAO مورد استفاده قرار گرفت. ضریب همبستگی متقابل پیرسون بین بارش میانگین متحرک هفتگی شبکه و NAO برای هر سال جداگانه محاسبه شد و نتایج نشان داد هم‌تغییری در تمام سال‌ها به طور کلی دارای یک رفتار خاص نیست، اما فراوانی نسبی هم‌تغییری مستقیم بیشتر از معکوس است و از شمال به جنوب کاهش می‌یابد.

کلیدواژه‌ها: NAO، بارش میانگین متحرک هفتگی، ERA-Interim، ایران.

۱. مقدمه

تغییرپذیری اقلیمی غالب در اقیانوس اطلس شمالی متأثر از NAO است و به عنوان یک عامل مؤثر در الگوهای جوی سراسر نیمکره شمالی مطرح می‌شود. پدیده NAO با شاخص‌های مربوطه کمی می‌شود. اولین شاخص تعریف شده NAO اختلاف فشار بین منطقه پرفشار جنب‌حاره آزرورز و کم فشار جنب قطبی ایسلند است [۲۹، ۳۰]. شاخص دیگر اختلاف فشار نرمال شده سطح دریا بین دو ایستگاه لیسبون (پرتغال) و استیکو شولمور (ایسلند) از دسامبر تا مارس است [۱۶]. NAO دو فاز مثبت و منفی دارد. فاز مثبت NAO نشان‌دهنده یک وضعیت شدیدتر از حالت نرمال است و در آن فشار جوی در اطراف ایسلند، کمتر از حد نرمال و در آزرورز بیشتر از مقدار نرمال خود است. در این حالت، شیو نصف‌النهاری فشار هوا بیشتر شده و موجب تقویت بادهای غربی و تغییر جهت به سمت شمال می‌شود. بنابراین، جریان باد به سمت شمال اطلس تغییر کرده و منجر به انتقال هوای گرم و مرطوب به اروپا شده و زمستانی گرم و مرطوب در اروپا، به ویژه در اروپای شمالی، دماهای بیش از متوسط در شرق ایالات متحده و شرایط سرد و خشک در شمال و شرق کانادا، جنوب آسیا و گرینلند رخ می‌دهد [۲۵]. دمای سطح دریا در غرب اروپا هنگام فاز مثبت NAO بیش از حد معمول گرم می‌شود، در حالی که دما در منطقه غرب اقیانوس اطلس شمالی از حد معمول سردتر است. این حالت منجر به ایجاد توفان‌های شدید زمستانی بر روی بسیاری از نواحی شمالی اقیانوس اطلس است. فاز منفی NAO هنگامی است که مرکز پرفشار جنب‌حاره‌ای و مرکز کم فشار ایسلند ضعیف‌تر از حد معمول و شیو فشار بین ایسلند و آزرورز کمتر از حالت عادی است. شیو فشار ضعیف‌تر منجر به بادهای ضعیف‌تر شده و وقوع توفان‌های زمستانی ضعیف‌تری را در مسیر مداری و رخداد دماهای زمستانی

تحقیقات نشان می‌دهد اقلیم جهانی و نیز گردش کلی جو تحت تأثیر پدیده‌های بزرگ مقیاسی است که در سطح آب‌های آزاد جهان اتفاق می‌افتند. این پدیده‌ها رفتاری شبه‌نوسانی دارند و تغییراتی را به‌صورت کوتاه‌مدت تحت عنوان جابجایی اقلیمی^۱ در اقلیم جهانی و یا منطقه‌ای ایجاد می‌کنند [۲۷]. به‌همین علت از آنها تحت عنوان سیگنال‌های بزرگ مقیاس اقلیمی یا دورپیوندها^۲ یاد می‌شود. دور پیوند، اولین بار به‌عنوان ارتباط همزمان و همبستگی معنی‌دار بین نوسانات عناصر اقلیمی یک مکان با تغییرات الگوهای فشار و دمای سطح دریا در مناطق جغرافیایی دیگر تعریف شده است [۳۰]. الگوهای دورپیوند به وقوع و تداوم الگوهای بزرگ مقیاس ناشی از بی‌هنجاری‌های گردش و فشار هوا اطلاق می‌شود که در محدوده جغرافیایی وسیع گسترش یافته‌اند [۲]. سیگنال‌های بزرگ مقیاس اقلیمی به‌وسیله شاخص‌هایی مبتنی بر فشار هوا در سطوح مختلف، دمای سطح آب اقیانوس‌ها، ابرناکی و همرفت کمی می‌شوند. تاکنون بیش از ۳۰ شاخص اقلیمی متناظر با سیگنال‌های بزرگ مقیاس در تحقیقات مختلف معرفی شده است که ۱۳ مورد آن مربوط به نیمکره شمالی است [۳، ۲۰]. به‌کمک این شاخص‌ها می‌توان تغییرات زمانی و مکانی الگوهای گردش جوی-اقیانوسی را شناسایی نمود [۳۰]. یکی از این شاخص‌ها، نوسان اطلس شمالی^۳ است.

نوسان اطلس شمالی (NAO) اشاره به تغییرات فشار هوا روی اقیانوس اطلس، ناشی از نوسانات تفاوت فشار هوا بین پرفشار آزرورز^۴ و کم فشار ایسلند^۵ است [۲۹، ۲۹]. این نوسان می‌تواند به تغییرات آب و هوایی در نواحی مختلف از جمله شمال آمریکا [۲۵]، اروپا [۱۴]، مرکز و شمال شرق آسیا [۹] و شمال آفریقا [۲۸] منجر شود.

^۱Teleconnections^۲North Atlantic Oscillation^۴Azores^۵Iceland^۱Climate shift

کرمان دارای هم‌تغییری مثبت و معنی‌دار با شاخص NAO در فصل زمستان است و هم‌بستگی سالانه وجود ندارد [۲۶]. هم‌تغییری متغیر باران در حوضه آبریز زاینده رود نیز با NAO بررسی شده است و نتایج حاکی از همبستگی ضعیف معکوس در مقیاس سه ماهه (مارس تا می) است [۱۸]. بارش ماهانه ایستگاه سینوپتیک مشهد نیز رابطه معنی‌داری با شاخص NAO در تأخیرهای مختلف ندارد [۳]. بارش فصلی حوزه آبخیز مهارلو-بخنگان نیز هم‌تغییری با شاخص NAO ندارد [۱۰]. نتایج به طور کلی نشان دهنده همبستگی ضعیف یا عدم همبستگی بارش نقاط مختلف ایران با شاخص NAO است [۸، ۱۰ و ۲۶].

نتایج مطالعات فوق را به صورت زیر می‌توان خلاصه کرد:

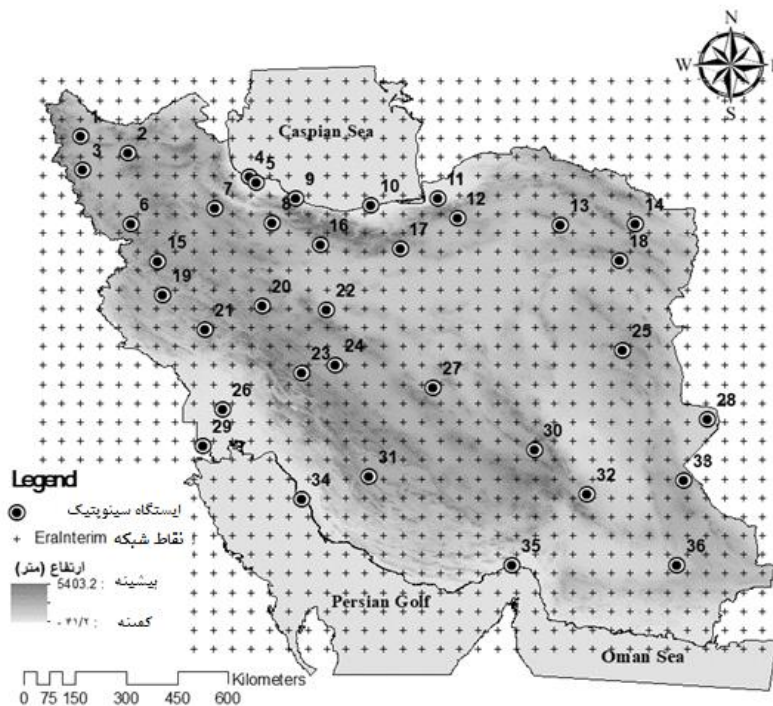
- ۱- وجه مشترک پژوهش‌های فوق بررسی هم‌تغییری بارش با NAO در مقیاس‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه همراه با تأخیر است. از طرفی، نوسان NAO مؤثر بر جهت باد و در نتیجه انتقال رطوبت است و ماندگاری آن در هر فاز مثبت و منفی مانند پدیده El Nino نیست. بنابراین با در نظر گرفتن فاصله ایران از مرکز شکل‌گیری این پدیده، تأثیرگذاری این سیگنال بر آب و هوای ایران با در نظر گرفتن تأخیر زمانی کمتر از یک ماه (در مقیاس همدید) قابل قبول و مدنظر این پژوهش است. ۲- بررسی چند ایستگاه به صورت جداگانه اطلاعات کافی از نحوه رفتار هم‌تغییری بارش نقاط مختلف با شاخص NAO ارائه نمی‌دهد. ۳- هم‌تغییری با شاخص NAO رفتار متفاوتی در ایستگاه‌های نزدیک به هم را نشان می‌دهد (با احتساب معنی‌داری آماری) که یکی از دلایل آن می‌تواند ناشی از بروز عوامل محلی باشد نه تأثیر مستقیم سیگنال NAO و این موضوع اعتماد به نتایج را کم می‌کند. بنابراین نیازمند شبکه اطلاعات بارش هستیم که اثرات محلی را حذف کند. ۴- نظر به تأثیرگذاری پدیده‌های مختلف بر آب و هوای ایران، در نظر گرفتن رابطه خطی بین NAO و بارش منجر به عدم اعتماد به نتایج می‌شود. این موضوع در این پژوهش نشان داده شده و در مقالات بعدی به بررسی این همبستگی در قالب تحلیل شبکه پرداخته

پایین‌تر از شمال در اروپا و آمریکا می‌شود. این حالت منجر به انتقال هوای مرطوب به طرف مدیترانه و هوای سرد به طرف اروپای شمالی می‌شود. بارش در فازهای منفی NAO در کشورهای اطراف مدیترانه، مشتمل بر بخش‌های غرب و شمال غرب ایران، افزایش می‌یابد اما در صورت هم‌زمانی با پدیده بلوکینگ ناشی از نوسانات شمالگان انتظار افزایش باران وجود ندارد [۲۳، ۲۵].

پژوهش‌های مختلفی در زمینه هم‌تغییری بارش‌های ایران با شاخص NAO (به صورت هایل‌های باران، برف و رواناب) به صورت محلی، منطقه‌ای و کل کشور در مقیاس‌های ماهانه، فصلی و سالانه انجام شده است [۵، ۳۲]. به عنوان مثال، بارش سواحل جنوبی دریای خزر در فاز مثبت NAO افزایش و دما کاهش می‌یابد، در حالی که در فاز منفی این سیگنال، کاهش بارش و افزایش نسبی دما رخ می‌دهد [۱۹]. رابطه NAO با بارش زمستانه ایران قویتر از رابطه آن با بارش پاییزه است و در فصل بهار ارتباط بسیار ضعیفی بین سیگنال مذکور و مقدار بارش وجود دارد [۳۱]. حجم آورد رودخانه دز در سه ماه اسفند تا مرداد دارای رابطه معکوس با شاخص NAO و با تأخیر سه ماهه است که این تأخیر ناشی از تأثیر دما بر ذوب برف است [۶]. بارش حوضه دریاچه ارومیه دارای هم‌تغییری بیشتری در فصل زمستان با شاخص NAO است [۱۲]. هم‌تغییری هم‌زمان بین برف و شاخص NAO در سه حوضه دز، کارون و کرخه وجود دارد، اما در پژوهشی دیگر، شدت خشک‌سالی فصل بهار کرخه با شاخص NAO هم‌تغییری معنی‌دار وجود ندارد [۸]. هم‌تغییری هم‌زمان و نیز با تأخیر سه ماهه بین بارش و شاخص NAO در ناحیه مرکزی ایران (طبرس، بوم و یزد) معنی‌دار نیست [۱۵]. بارش نواحی مختلف کشور در پژوهشی بررسی شده است و نتایج حاکی از هم‌تغییری نسبی بارش شهرهایی مانند سمنان، انزلی، زنجان و بوم با شاخص NAO و عدم هم‌تغییری در سایر شهرها است. بارش ماهانه شهرهایی مانند رشت، گرگان، بابل، سر، زاهدان و چابهار دارای هم‌تغییری هم‌زمان با شاخص NAO هستند [۲۴]. بارش ماهانه ۲۵ در صد از ایستگاه‌های منتخب استان

^۱Synoptic^۲Network Analysis

می‌شود.



شکل ۱. موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی کشور و شبکه داده‌های پایگاه ERA-Interim

جغرافیایی و ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض جغرافیایی (منطقه ایران) را پوشش می‌دهند. برای انتخاب ایستگاه‌های هواشناسی با کیفیت مناسب و کمترین خلاء آماری، شبکه‌ای مرکب از ۳۷۶ ایستگاه مورد بررسی قرار گرفت و پس از کنترل کیفی داده‌ها و قیاس با فراداده ایستگاه‌ها مشخص شد که ۳۶ ایستگاه هواشناسی دارای آمار بلندمدت با کیفیت مطلوب هستند. این ایستگاه‌ها دامنه‌ای از شرایط اقلیمی بسیار خشک تا بسیار مرطوب را در کشور پوشش می‌دهند. فهرست ایستگاه‌ها و اطلاعات جغرافیایی (طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع) آن‌ها به همراه دوره آماری را می‌توان در جدول ۱ مشاهده کرد. موقعیت قرارگیری این ایستگاه‌ها و نیز شبکه منظم نقاط در شکل ۱ نمایش داده شده است. اعداد روی نقشه

۲. روش شناسی

۱،۲. داده‌ها و منطقه مورد مطالعه

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه شامل بارش روزانه (دو مجموعه ایستگاهی و شبکه‌ای منظم) و شاخص NAO به صورت روزانه است. داده‌های بارش با تفکیک مکانی ۰/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی از پایگاه داده بازتحلیل^۱ ERA-Interim^۲ از مرکز اروپا پی‌بندی‌های میان مدت جوی^۳ (ECMWF) هستند. این پایگاه داده در تحقیقات اخیر مورد توجه پژوهشگران کشور بوده و در مقایسه با اطلاعات مرجع زمینی قابل اعتماد گزارش شده است [۴، ۱۳ و ۲۲]. داده‌های بارش ERA-Interim مورد استفاده در این مطالعه، محدوده ۴۴ تا ۶۴ درجه طول

^۱Reanalysis

^۲<http://apps.ecmwf.int/datasets/>

^۳European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

نمایش دهنده شماره مربوط به هر ایستگاه است که اطلاعات آن‌ها را می‌توان از جدول ۱ به دست آورد.

جدول ۱. مشخصات جغرافیایی و دوره آماری ایستگاه‌های منتخب هواشناسی ایران

| ردیف | ایستگاه | طول جغرافیایی ($^{\circ}E$) | عرض جغرافیایی ($^{\circ}N$) | ارتفاع (m) | شروع دوره آماری | انتهای دوره آماری |
|------|-------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------|-----------------|-------------------|
| ۱ | خوی | ۴۵ | ۳۸/۵۶ | ۱۱۰۳/۴ | ۱۹۵۹ | ۲۰۱۶ |
| ۲ | تبریز | ۴۶/۲۴ | ۳۸/۱۲ | ۱۱۸۰ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۳ | ارومیه | ۴۵/۰۶ | ۳۷/۶۶ | ۱۳۲۸ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۴ | بندرانزلی | ۴۹/۴۶ | ۳۷/۴۸ | -۲۳/۶ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۵ | رشت | ۴۹/۶۲ | ۳۷/۳۲ | -۸/۶ | ۱۹۵۶ | ۲۰۱۶ |
| ۶ | سقز | ۴۶/۳۱ | ۳۶/۲۲ | ۱۵۲۲/۸ | ۱۹۶۱ | ۲۰۱۶ |
| ۷ | زنجان | ۴۸/۵۲ | ۳۶/۶۶ | ۱۶۵۹/۴ | ۱۹۵۵ | ۲۰۱۶ |
| ۸ | قزوین | ۵۰/۰۵ | ۳۶/۲۵ | ۱۲۷۹/۱ | ۱۹۵۹ | ۲۰۱۶ |
| ۹ | رامسر | ۵۰/۶۸ | ۳۶/۹ | -۲۰ | ۱۹۵۵ | ۲۰۱۶ |
| ۱۰ | بابلسر | ۵۲/۶۵ | ۳۶/۷۲ | -۲۱ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۱۱ | گرگان | ۵۴/۴۱ | ۳۶/۹۱ | ۰ | ۱۹۵۲ | ۲۰۱۶ |
| ۱۲ | شاهرود | ۵۴/۹۳ | ۳۶/۳۸ | ۱۳۲۵/۲ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۱۳ | سیزوار | ۵۷/۶۵ | ۳۶/۲ | ۹۷۲ | ۱۹۵۴ | ۲۰۱۶ |
| ۱۴ | مشهد | ۵۹/۶۳ | ۳۶/۲۴ | ۹۹۹/۲ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۱۵ | سنندج | ۴۷/۰۱ | ۳۵/۲۵ | ۱۳۷۳/۴ | ۱۹۵۹ | ۲۰۱۶ |
| ۱۶ | تهران (مهرآباد) | ۵۱/۳۱ | ۳۵/۶۹ | ۱۱۹۱ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۱۷ | سمنان | ۵۳/۴۲ | ۳۵/۵۹ | ۱۱۲۷ | ۱۹۶۵ | ۲۰۱۶ |
| ۱۸ | تربت حیدریه | ۵۹/۲۲ | ۳۵/۲۷ | ۱۴۵۱ | ۱۹۵۹ | ۲۰۱۶ |
| ۱۹ | کرمانشاه | ۴۷/۱۵ | ۳۴/۳۵ | ۱۳۱۸/۵ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۲۰ | اراک | ۴۹/۷۸ | ۳۴/۰۷ | ۱۷۰۲/۸ | ۱۹۵۵ | ۲۰۱۶ |
| ۲۱ | خرم آباد | ۴۸/۲۸ | ۳۳/۴۴ | ۱۱۴۷/۸ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۲۲ | کاشان | ۵۱/۴۸ | ۳۳/۹۷ | ۹۵۵ | ۱۹۵۹ | ۲۰۱۶ |
| ۲۳ | شهرکرد | ۵۰/۸۴ | ۳۲/۲۹ | ۲۰۴۸/۹ | ۱۹۵۵ | ۲۰۱۶ |
| ۲۴ | اصفهان (ازن سنجی) | ۵۱/۷۱ | ۳۲/۵۲ | ۱۵۵۰/۰۴ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۲۵ | بیرجند | ۵۹/۲۸ | ۳۲/۸۹ | ۱۴۹۱ | ۱۹۵۵ | ۲۰۱۶ |
| ۲۶ | اهواز | ۴۸/۷۴ | ۳۱/۳۴ | ۲۲/۵ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۲۷ | یزد | ۵۴/۲۹ | ۳۱/۹ | ۱۲۳۰/۲ | ۱۹۵۲ | ۲۰۱۶ |
| ۲۸ | زابل | ۶۱/۵۴ | ۳۱/۰۹ | ۴۸۹/۲ | ۱۹۶۲ | ۲۰۱۶ |
| ۲۹ | آبادان | ۴۸/۲۱ | ۳۰/۳۸ | ۶/۶ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۳۰ | کرمان | ۵۶/۹۶ | ۳۰/۲۶ | ۱۷۵۴ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۳۱ | شیراز | ۵۲/۶ | ۲۹/۵۶ | ۱۴۸۸ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۳۲ | بم | ۵۸/۳۵ | ۲۹/۱ | ۱۰۶۶/۹ | ۱۹۵۶ | ۲۰۱۶ |
| ۳۳ | زاهدان | ۶۰/۹ | ۲۹/۴۷ | ۱۳۷۰ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۳۴ | بوشهر(فرودگاه) | ۵۰/۸۲ | ۲۸/۹۶ | ۹ | ۱۹۵۱ | ۲۰۱۶ |
| ۳۵ | بندرعباس | ۵۶/۳۷ | ۲۷/۲۱ | ۹/۸ | ۱۹۵۷ | ۲۰۱۶ |
| ۳۶ | ایران‌شهر | ۶۰/۷۲ | ۲۷/۲۳ | ۵۹۱/۱ | ۱۹۶۴ | ۲۰۱۶ |

دوره آماری پایگاه داده ERA-Interim از ابتدای سال ۱۹۷۹ میلادی است. بنابراین، دوره آماری مشترک این

همان‌طور که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، طول دوره آماری ایستگاه‌ها با هم متفاوت است و از طرف دیگر، شروع

روش فاصله معکوس وزنی (IDW) برای انجام درون‌یابی انتخاب شد. روش NN مقدار متغیر را بر اساس نزدیک‌ترین نقطه شبکه به محل ایستگاه برآورد می‌کند. یعنی از بین نقاط شبکه اطراف یک ایستگاه، نزدیک‌ترین نقطه برای تخمین مقدار متغیر مورد نظر در ایستگاه استفاده می‌شود. روش IDW برای برآورد هر متغیر از مقادیر نقاط اطراف آن استفاده می‌کند. این روش به مقادیر نقاط اطراف آن براساس معکوس فاصله وزن می‌دهد و هر نقطه‌ای که دورتر باشد سهم کمتری در برآورد دارد.

۳. نتایج

۱،۳. ارزیابی داده‌های بارش شبکه ERA-Interim

مشخصه‌های آماری مربوط به مجموع بارش سالانه شبکه نقاط ERA-Interim و ایستگاه‌های هواشناسی منتخب در نمودار جعبه‌ای شکل ۲ آمده است. اطلاعات چارک‌های مختلف بارش سالانه نیز در جدول ۲ ذکر شده است. مقایسه شبکه با نزدیک‌ترین ایستگاه مجاور انجام شده است. براساس جدول ۲ و شکل ۲، در مناطق پرباران کشور، مقادیر مجموع بارش سالانه شبکه اینتریم نسبت به مقادیر واقعی ایستگاهی به میزان زیادی کم برآورد هستند. به عنوان مثال، ایستگاه بندرانزلی (شماره ۴)، مقادیر مشاهده‌ای (ایستگاهی) میانه (چارک دوم) آن ۱۷۶۶ میلی‌متر و همین آماره در پایگاه اینتریم ۵۶۷ میلی‌متر است. تفاوت آن‌ها بیش از ۱۰۰۰ میلی‌متر و تفاوت نسبی ۰/۶۸ است (جدول ۲). همچنین ایستگاه رشت (شماره ۵) با تفاوت ۷۲۷ میلی‌متر، رامسر (شماره ۹) با تفاوت ۷۸۷ میلی‌متر، بابلسر (شماره ۱۰) با تفاوت ۶۱۲ میلی‌متر به مقدار قابل توجهی کم برآورد هستند (بخش حاشیه دریای خزر). همچنین برر سی شکل ۲ و جدول ۲ نشان می‌دهد

ایستگاه‌ها با طول ۳۸ سال از ۱۹۷۹/۰۱/۰۱ تا ۲۰۱۶/۱۲/۳۱ انتخاب شد. باتوجه به اینکه رژیم بارش در بیشتر مناطق کشور در فصل‌های پاییز تا بهار است این سه فصل مبنای بررسی قرار گرفت [۱۷]. فصل پاییز شامل ماه‌های اکتبر، نوامبر، دسامبر؛ فصل زمستان شامل ماه‌های ژانویه، فوریه، مارس؛ و فصل بهار شامل ماه‌های آوریل، می و جون در نظر گرفته شده است.

۲،۲. تحلیل همبستگی داده‌ها

به منظور بررسی رابطه بین داده‌های بارش شبکه ERA-Interim و ایستگاهی و همچنین بارش شبکه و NAO، از ضریب همبستگی پیرسون استفاده شد. این روش فرض می‌کند که رابطه بین دو متغیر خطی است. ضریب همبستگی پیرسون بین دو سری زمانی x و y ، با داده‌های $\{x_1, \dots, x_n\}$ و $\{y_1, \dots, y_n\}$ مطابق زیر تعریف می‌شود:

$$\rho(x, y) = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 \sum_i (y_i - \bar{y})^2}} \quad (1)$$

که \bar{x} و \bar{y} به ترتیب میانگین x و y هستند. همبستگی متقابل بین دو سری زمانی x و y در واقع تأخیرهای مختلف بین این دو متغیر را در نظر می‌گیرد. تأخیرها تا $n/4$ طول سری زمانی در نظر گرفته می‌شود.

۳،۲. روش درون‌یابی

بارش در شبکه ERA-Interim در واقع برآوردی از مقادیر واقعی بارش است که میزان تطابق آن با نقاط مرجع زمینی (مقادیر واقعی) باید تعیین شود. برای انجام این کار ابتدا نیاز به تعیین مقادیر شبکه در نقاط متناظر با ایستگاه‌های زمینی است که با درون‌یابی انجام می‌شود. دو روش مرسوم درون‌یابی نزدیک‌ترین همسایگی (NN) و

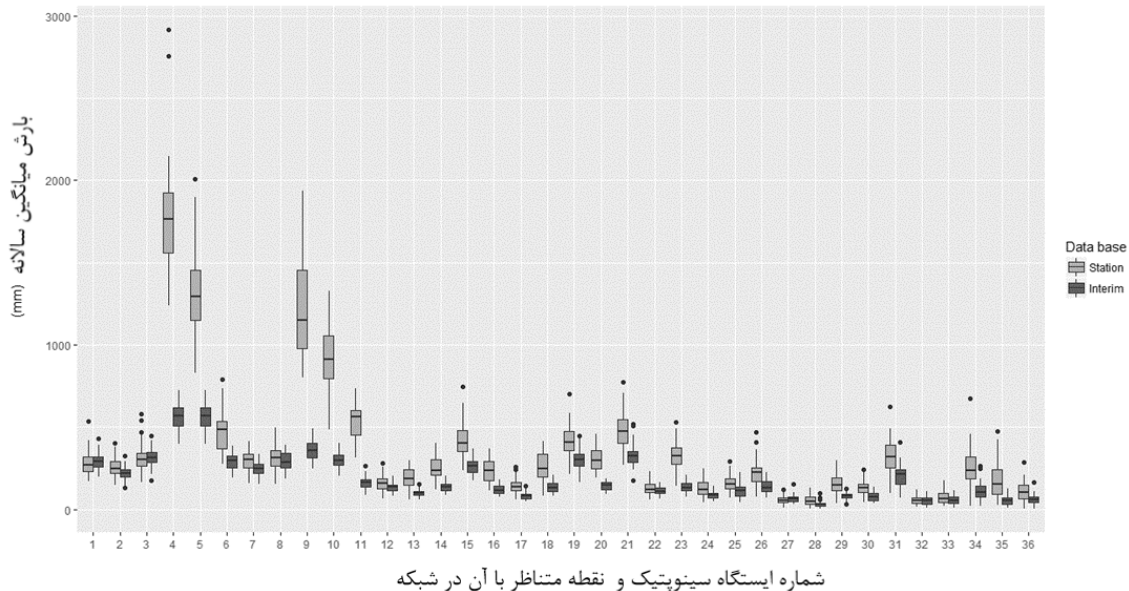
^۱Nearest neighborhood interpolation

^۲Inverse distance weighting

که به‌طور کلی میزان بارش سالانه متناظر با ایستگاه‌ها در شبکه ERA-Interim در هر ایستگاهی به نسبت میانگین بارش سالانه آن ایستگاه کم برآورد است.

جدول ۲. چارک‌های مختلف بارش سالانه ایستگاه‌های هواشناسی منتخب و نقاط متناظر آن‌ها در شبکه نقاط*

| تفاوت نسبی چارک دوم (درصد) | تفاوت چارک دوم | شبکه ERA-Interim | | | | | شبکه مرجع زمینی | | | | | نام ایستگاه |
|----------------------------|----------------|------------------|-----|-----|-----|-----|-----------------|------|------|------|------|-------------------|
| | | %۱۰۰ | %۷۵ | %۵۰ | %۲۵ | %۰ | %۱۰۰ | %۷۵ | %۵۰ | %۲۵ | %۰ | |
| -۸ | -۲۳ | ۴۳۰ | ۳۲۰ | ۲۹۴ | ۲۶۰ | ۱۹۹ | ۵۳۶ | ۳۲۲ | ۲۷۱ | ۲۳۲ | ۱۶۸ | خوی |
| ۱۱ | ۲۸ | ۳۲۳ | ۲۴۳ | ۲۲۲ | ۲۰۰ | ۱۳۱ | ۴۰۳ | ۲۹۰ | ۲۵۰ | ۲۱۸ | ۱۴۸ | تبریز |
| -۴ | -۱۳ | ۴۴۷ | ۳۴۶ | ۳۱۳ | ۲۸۸ | ۱۷۴ | ۵۸۰ | ۳۴۰ | ۳۰۰ | ۲۶۶ | ۱۶۷ | ارومیه |
| ۶۸ | ۱۱۹۹ | ۷۲۳ | ۶۲۰ | ۵۶۷ | ۵۰۶ | ۳۹۸ | ۲۹۱۴ | ۱۹۲۵ | ۱۷۶۶ | ۱۵۶۲ | ۱۲۳۸ | بندر انزلی |
| ۵۶ | ۷۲۷ | ۷۲۳ | ۶۲۰ | ۵۶۷ | ۵۰۶ | ۳۹۸ | ۲۰۰۵ | ۱۴۵۵ | ۱۲۹۵ | ۱۱۵۰ | ۸۳۱ | رشت |
| ۳۹ | ۱۸۸ | ۳۸۷ | ۳۲۴ | ۲۹۶ | ۲۵۶ | ۱۹۱ | ۷۹۱ | ۵۳۶ | ۴۸۴ | ۳۷۱ | ۲۷۳ | سقز |
| ۱۸ | ۵۳ | ۳۳۵ | ۲۷۸ | ۲۴۸ | ۲۲۲ | ۱۵۵ | ۴۱۵ | ۳۳۸ | ۳۰۱ | ۲۵۶ | ۱۵۷ | زنجان |
| ۹ | ۳۰ | ۳۹۰ | ۳۴۱ | ۲۸۵ | ۲۵۶ | ۱۸۹ | ۴۹۷ | ۳۵۹ | ۳۱۵ | ۲۶۶ | ۱۵۶ | قزوین |
| ۶۹ | ۷۸۸ | ۴۹۲ | ۴۰۰ | ۳۵۹ | ۳۱۳ | ۲۴۹ | ۱۹۳۴ | ۱۴۵۳ | ۱۱۴۷ | ۹۷۹ | ۸۰۳ | رامسر |
| ۶۷ | ۶۱۲ | ۴۰۴ | ۳۲۸ | ۳۰۰ | ۲۶۷ | ۲۰۶ | ۱۳۲۶ | ۱۰۵۶ | ۹۱۲ | ۷۹۶ | ۴۸۶ | بایلسر |
| ۷۱ | ۴۰۰ | ۲۶۴ | ۱۸۲ | ۱۶۴ | ۱۳۷ | ۸۵ | ۷۳۳ | ۵۹۹ | ۵۶۴ | ۴۵۵ | ۳۱۵ | گرگان |
| ۱۶ | ۲۶ | ۲۰۳ | ۱۵۱ | ۱۳۵ | ۱۱۴ | ۷۹ | ۲۸۰ | ۱۸۴ | ۱۶۰ | ۱۲۵ | ۶۳ | شاهرود |
| ۴۷ | ۸۶ | ۱۵۱ | ۱۱۰ | ۹۸ | ۸۶ | ۶۰ | ۲۹۵ | ۲۴۰ | ۱۸۴ | ۱۴۸ | ۵۸ | سبزوار |
| ۴۲ | ۱۰۰ | ۲۰۵ | ۱۵۶ | ۱۳۷ | ۱۱۷ | ۸۷ | ۴۰۱ | ۳۰۵ | ۲۳۷ | ۲۰۸ | ۱۲۲ | مشهد |
| ۳۵ | ۱۳۹ | ۳۶۹ | ۲۹۲ | ۲۶۲ | ۲۲۷ | ۱۷۴ | ۷۴۸ | ۴۸۳ | ۴۰۱ | ۳۵۲ | ۲۳۶ | سندج |
| ۵۱ | ۱۲۲ | ۱۷۹ | ۱۴۱ | ۱۱۷ | ۹۶ | ۷۶ | ۳۶۸ | ۲۹۰ | ۲۳۹ | ۱۷۶ | ۱۱۵ | تهران (مهرآباد) |
| ۴۲ | ۵۸ | ۱۴۳ | ۹۴ | ۸۱ | ۶۷ | ۵۰ | ۲۵۸ | ۱۶۵ | ۱۳۹ | ۱۱۶ | ۵۸ | سمنان |
| ۴۶ | ۱۱۲ | ۲۰۹ | ۱۵۷ | ۱۳۴ | ۱۱۰ | ۷۹ | ۴۱۶ | ۳۳۷ | ۲۴۶ | ۱۹۸ | ۸۲ | تربت حیدریه |
| ۲۶ | ۱۰۸ | ۴۴۹ | ۳۳۷ | ۳۰۱ | ۲۶۲ | ۱۶۴ | ۷۰۳ | ۴۷۵ | ۴۰۹ | ۳۵۸ | ۲۱۶ | کرمانشاه |
| ۵۱ | ۱۵۲ | ۱۸۶ | ۱۶۳ | ۱۴۷ | ۱۲۲ | ۹۴ | ۴۵۸ | ۳۵۸ | ۲۹۹ | ۲۴۷ | ۱۹۱ | اراک |
| ۳۲ | ۱۵۰ | ۵۱۹ | ۳۵۲ | ۳۲۴ | ۲۸۴ | ۱۷۳ | ۷۷۱ | ۵۴۶ | ۴۷۴ | ۴۰۴ | ۲۷۱ | خرم آباد |
| ۷ | ۸ | ۱۶۵ | ۱۲۹ | ۱۱۱ | ۹۷ | ۶۳ | ۲۳۳ | ۱۵۶ | ۱۱۹ | ۱۰۲ | ۶۲ | کاشان |
| ۵۹ | ۱۹۲ | ۲۰۶ | ۱۵۷ | ۱۳۴ | ۱۱۵ | ۷۷ | ۵۲۸ | ۳۷۵ | ۳۲۵ | ۲۷۷ | ۱۴۱ | شهرکرد |
| ۳۱ | ۳۸ | ۱۴۳ | ۱۰۰ | ۸۵ | ۶۸ | ۵۰ | ۲۵۰ | ۱۶۳ | ۱۲۳ | ۹۱ | ۴۱ | اصفهان (ازن سنجی) |
| ۲۶ | ۴۰ | ۲۲۴ | ۱۳۹ | ۱۱۶ | ۸۲ | ۴۲ | ۲۹۳ | ۱۸۹ | ۱۵۵ | ۱۲۶ | ۷۲ | بیرجند |
| ۴۲ | ۹۵ | ۲۲۴ | ۱۷۰ | ۱۳۱ | ۱۱۰ | ۷۱ | ۴۶۹ | ۲۵۵ | ۲۲۶ | ۱۷۱ | ۷۷ | اهواز |
| -۲۴ | -۱۳ | ۱۵۵ | ۷۶ | ۶۶ | ۵۰ | ۳۳ | ۱۱۹ | ۷۲ | ۵۳ | ۴۲ | ۹ | یزد |
| ۴۱ | ۲۱ | ۱۰۱ | ۳۸ | ۳۰ | ۲۳ | ۴ | ۱۳۰ | ۷۶ | ۵۰ | ۳۳ | ۷ | زابل |
| ۴۴ | ۶۵ | ۱۲۷ | ۹۱ | ۸۲ | ۶۸ | ۳۲ | ۲۹۸ | ۱۹۲ | ۱۴۷ | ۱۱۳ | ۳۷ | آبادان |
| ۴۲ | ۵۶ | ۱۳۵ | ۹۶ | ۷۸ | ۵۷ | ۳۶ | ۲۴۲ | ۱۵۵ | ۱۳۴ | ۱۰۲ | ۴۱ | کرمان |
| ۳۲ | ۱۰۳ | ۴۰۶ | ۲۴۴ | ۲۱۷ | ۱۵۲ | ۷۲ | ۶۲۲ | ۳۹۲ | ۳۲۰ | ۲۵۵ | ۹۸ | شیراز |
| -۳ | -۲ | ۱۰۷ | ۶۸ | ۵۴ | ۳۴ | ۱۰ | ۱۲۱ | ۷۳ | ۵۳ | ۳۵ | ۱۵ | بم |
| ۱۵ | ۱۰ | ۱۱۴ | ۷۷ | ۵۶ | ۳۹ | ۱۱ | ۱۷۳ | ۹۹ | ۶۶ | ۴۵ | ۱۸ | زاهدان |
| ۵۷ | ۱۳۵ | ۲۶۴ | ۱۴۱ | ۱۰۲ | ۷۵ | ۱۹ | ۶۷۱ | ۳۱۷ | ۲۳۷ | ۱۸۷ | ۱۹ | بوشهر (فرودگاه) |
| ۶۶ | ۱۰۳ | ۱۲۶ | ۷۳ | ۵۳ | ۳۴ | ۷ | ۴۷۷ | ۲۴۰ | ۱۵۶ | ۹۱ | ۲۴ | بندرعباس |



شکل ۲. نمودار جعبه‌ای بارش سالانه ایستگاه‌های هواشناسی منتخب و نقاط متناظر آن‌ها در شبکه ERA-Interim

در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شد. ضریب همبستگی بین مجموع بارش هفت روزه اینتریم و ایستگاه‌های سینوپتیک در فصل پاییز بین ۰/۴۳ تا ۰/۸۵، در فصل زمستان بین ۰/۵۱ تا ۰/۸۴ و در فصل بهار بین ۰/۳۲ تا ۰/۷۸ متغیر است (شکل ۳). به‌طور متوسط، مقدار همبستگی در فصل پاییز بیشترین و در فصل بهار کمترین است. ضرایب همبستگی با در نظر گرفتن کل بارش‌های هفتگی سه فصل پاییز، زمستان و بهار بین ۰/۴۸ تا ۰/۸۵ تغییر می‌کند.

۴.۳. انتخاب دوره آماری

انتخاب دوره آماری برای بررسی تأثیر NAO بر بارش‌های ایران باید با دقت انجام شود، زیرا با توجه به فاصله ایران از محل تشکیل پدیده NAO باید دوره آماری محدود به رخداد‌های قوی این پدیده باشد. از طرفی رخداد بارش در بسیاری از نقاط کشور کم است و وجود داده‌های صفر نتایج محاسبات را به شدت تحت

بررسی تأثیر روش درون‌یابی بر میزان تطابق داده‌های شبکه اینتریم با اطلاعات مشاهده‌ای (ایستگاهی) با دو روش درون‌یابی نزدیک‌ترین همسایگی و روش فاصله معکوس وزنی انجام شد. پس از انجام درون‌یابی، ضریب همبستگی بین مقادیر بارش ایستگاهی و شبکه محاسبه شد. مقایسه نتایج این دو روش نشان داد که میان دو روش درون‌یابی اختلاف چندانی در ضریب همبستگی بین مقادیر بارش ایستگاهی و متناظر آن‌ها در شبکه وجود ندارد و تفاوت در رقم دوم اعشار است. بنابراین، نتیجه گرفته شد که روش درون‌یابی تأثیری در افزایش دقت شبکه ERA-Interim در نقاط ایستگاهی ندارد.

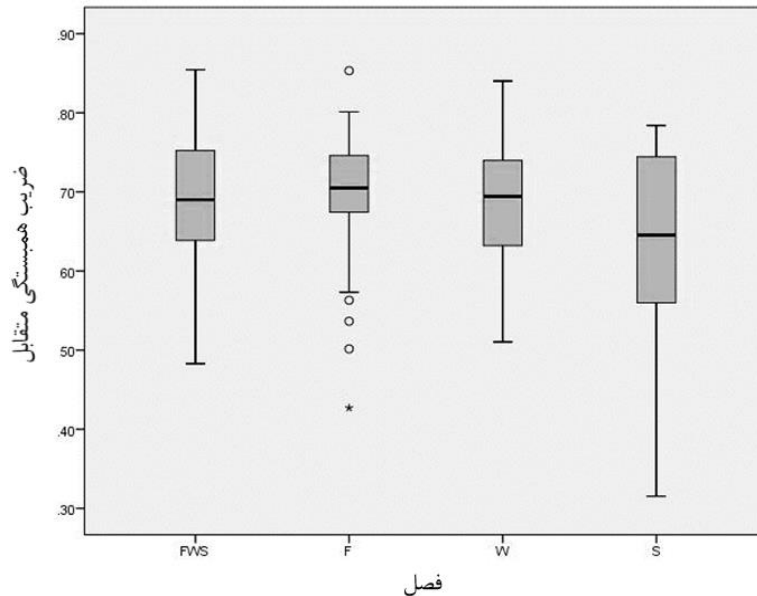
۳.۳. تحلیل همبستگی بارش شبکه ERA-Interim

با داده‌های مرجع زمینی

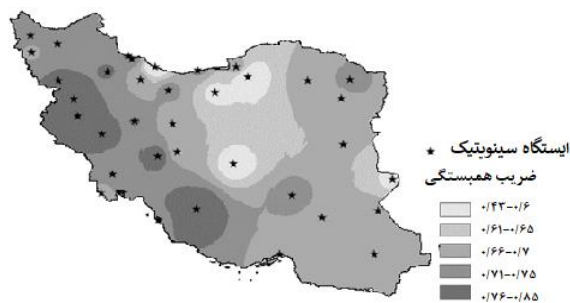
ضرایب همبستگی پیرسون بین بارش شبکه اینتریم و ایستگاه‌های سینوپتیک در مقیاس هفتگی در فصل‌های پاییز، زمستان و بهار به صورت مجزا و کلی برآورد شد و

حول میانگین $(|NAO| > 2SD)$ تعیین شد.

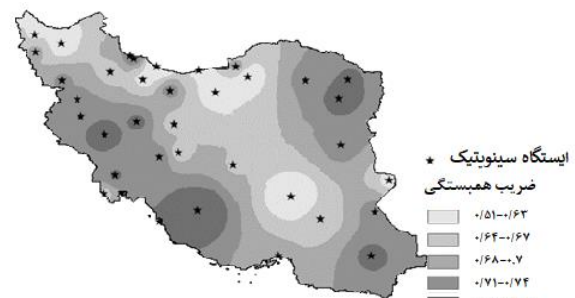
تأثیر قرار می‌دهد. بدین منظور، براساس اطلاعات روزانه، میانگین‌های هفتگی ثابت و متحرک محاسبه شد و رخدادهای قوی NAO با معیار بیشتر از دو انحراف معیار



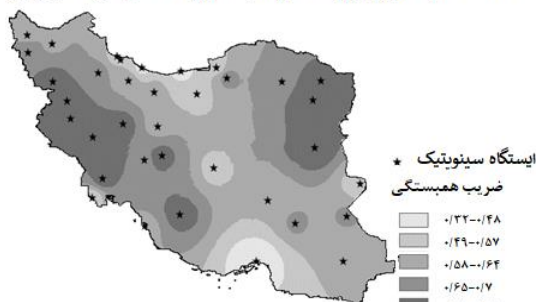
شکل ۳. نمودار جعبه‌ای همبستگی متقابل بین مجموع بارش هفتگی شبکه ERA-Interim و ایستگاهی در هر یک از فصل‌های پاییز (F)، زمستان (W)، بهار (S) و سه فصل (FWS)



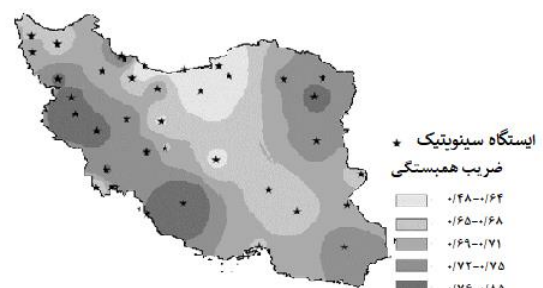
الف- همبستگی بارش هفتگی شبکه و ایستگاهی در فصل پاییز



ب- همبستگی بارش هفتگی شبکه و ایستگاهی در فصل زمستان



پ- همبستگی بارش هفتگی شبکه و ایستگاهی در فصل بهار



ت- همبستگی بارش هفتگی شبکه و ایستگاهی در فصل‌های پاییز، زمستان و بهار

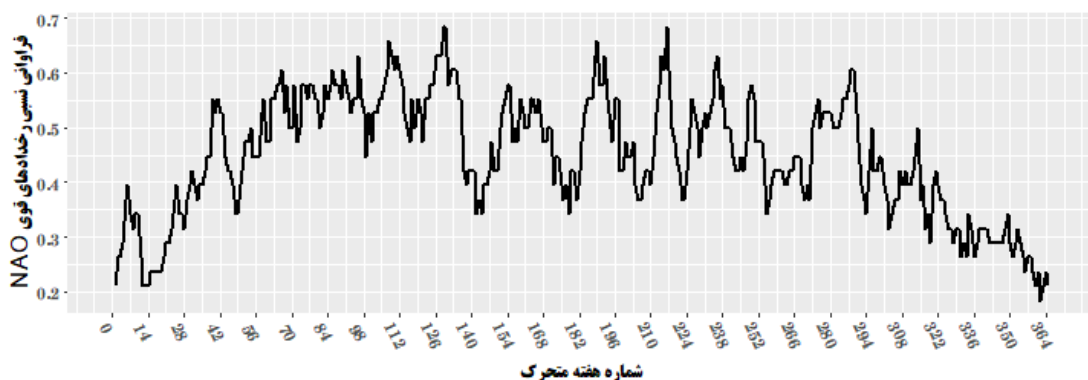
شکل ۴. ضریب همبستگی پیرسون (همزمان) بین بارش شبکه ERA-Interim و ایستگاهی در: الف- فصل پاییز، ب- فصل زمستان، پ- فصل بهار، ت- سه فصل پاییز، زمستان و بهار

همانطور که قبلاً ذکر شد، فراوانی بارش‌های صفر نتایج تحلیل همبستگی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بنابراین، لازم است تصویری روشن از پراکنش تعداد صفرها در پهنه کشور داشته باشیم. نقشه پهنه‌بندی فراوانی نسبی صفرها در سری زمانی بارش در کل دوره زمانی (پاییز، زمستان و بهار) در دوره زمانی منتخب در شکل ۷ نشان داده شده است. مقایسه در دو دوره زمانی نشان می‌دهد که تغییرات فراوانی نسبی صفرها از ۰/۱۶ تا ۰/۹۲ در کل دوره آماری به ۰/۰۴ تا ۰/۹۵ تغییر کرده است. در دوره زمانی منتخب محدوده جغرافیایی فراوانی صفرها به جز مناطق کوچکی در نیمه جنوبی کشور کاهش یافته است و این موضوع نشان دهنده کاهش تأثیر نامطلوب صفرها در سری زمانی مشاهدات است.

نمودار چند ضلعی فراوانی نسبی این رخدادهای قوی NAO در شکل ۵ آمده است. برای نمایش بهتر رفتار NAO، شروع دوره زمانی در شکل (۵، الف) از هفته سوم ژانویه و برای شکل (۵، ب) از مشاهده ۵۲ام در نظر گرفته شده است (مبنا اول ژانویه). همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، فراوانی نسبی رخدادهای شدید NAO به صورت دو نمودار نرمال یا دارای دو اوج هستند. اگر سهم هر چهار هفته در نمودار فراوانی نسبی را در یک مستطیل نشان دهیم، وجود دو اوج بهتر نمایش داده می‌شود (شکل ۶). باتوجه به اینکه معمولاً بارش‌های بیشتر نقاط ایران در قسمت اول رخدادهای شدید NAO رخ می‌دهد [۱۷]، بنابراین دوره آماری مورد بررسی محدود به این دوره شد که در شکل (۵، الف) با فلش مشخص شده است.



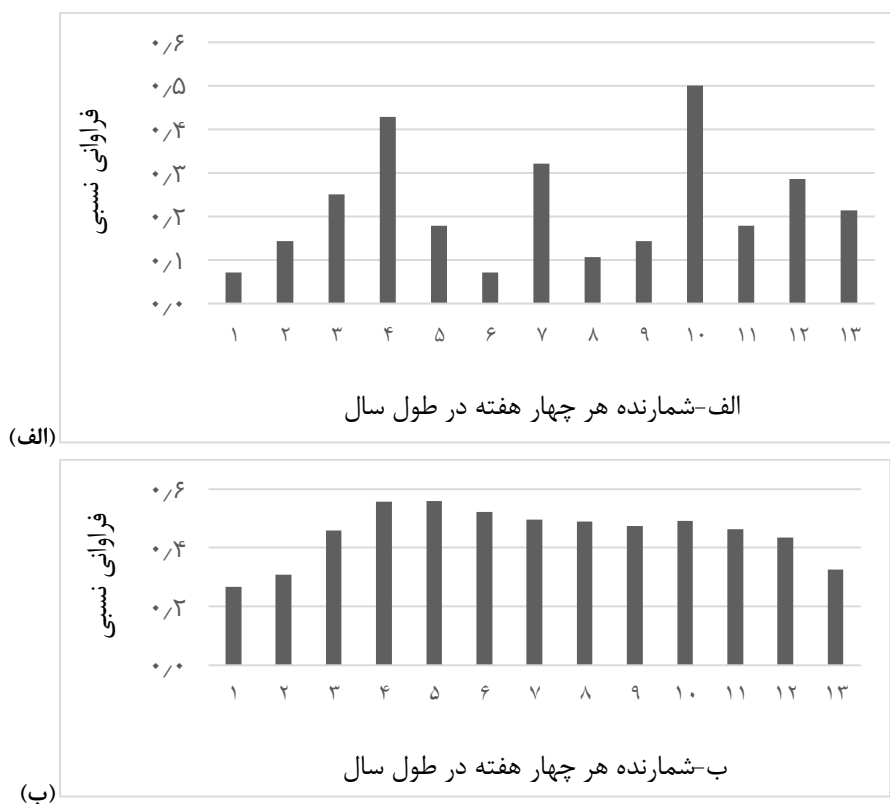
(الف)



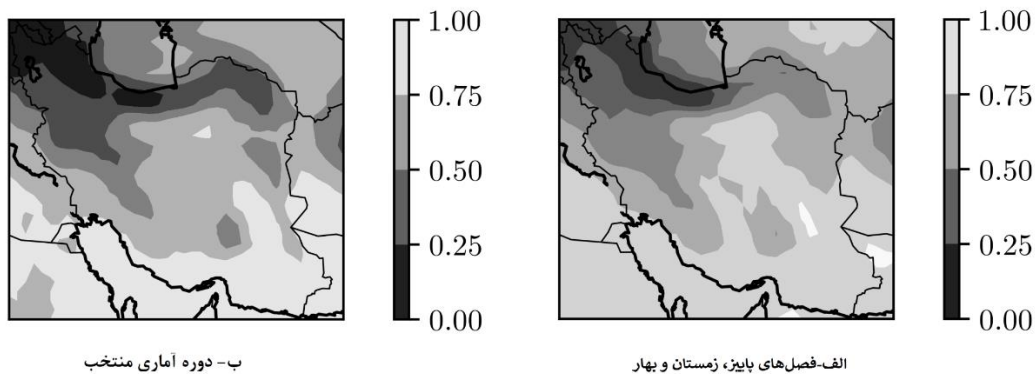
(ب)

شکل ۵. الف- فراوانی نسبی رخدادهای معنی دار $(|NAO| > 2SD)$:

الف- میانگین هفتگی (شروع از هفته سوم ژانویه) ب- میانگین متحرک هفتگی (شروع از مشاهده ۱۵۲م)



شکل ۶. نمودار میله‌ای فراوانی نسبی رخدادهای معنی‌دار *NAO* با میانگین‌های هفتگی در حالت: الف - ثابت و ب) متحرک، هر ستون سهم ۴ هفته را نشان می‌دهد^۱



شکل ۷. فراوانی نسبی عدم رخداد بارش با مقیاس میانگین متحرک هفتگی در الف) کل دوره آماری و ب) دوره انتخابی

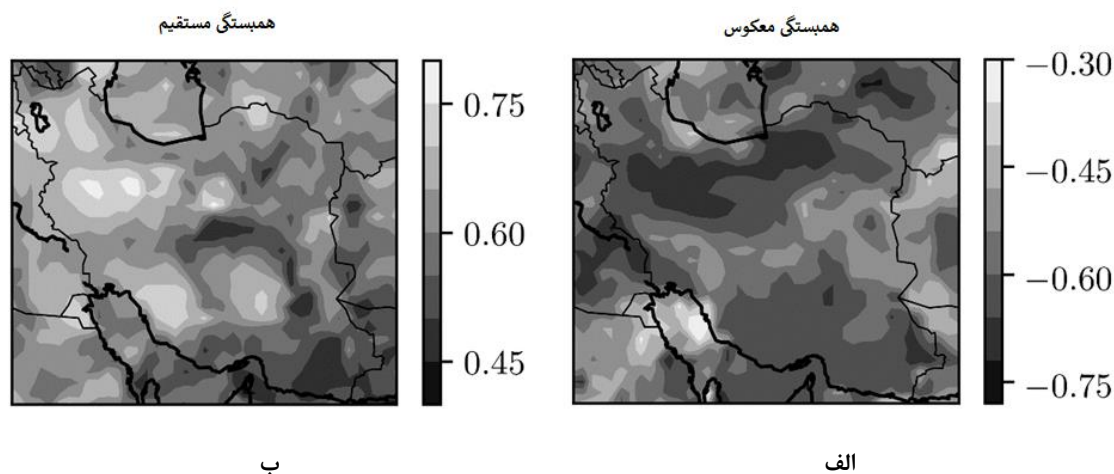
ضریب همبستگی متقابل بین میانگین متحرک بارش

۵,۳. رابطه بین بارش و *NAO*

^۱ شروع از هفته پنجم سال میلادی

نشان می‌دهند. بنابر شکل مذکور، می‌توان بیان کرد که تمام نقاط در برخی سال‌ها دارای همبستگی معنی‌دار مثبت با شاخص NAO هستند. شدیدترین هم‌تغییری مستقیم مشاهده شده در مناطق غرب و جنوب غربی کشور مشاهده می‌شود. با توجه به اینکه بیشترین فراوانی صفر در سری زمانی بارش در مناطق جنوب و جنوب شرق رخ داده است، در مورد صحت همبستگی گزارش شده نمی‌توان ادعای دقیقی داشت. با توجه به واریانس زیاد ضرایب همبستگی بین بارش نقاط شبکه و شاخص NAO مطلوب است که بدانیم چه سهمی از همبستگی‌های معنی‌دار مستقیم و چه میزان منفی (دارای رابطه معکوس) است (شکل ۹).

هفتگی نقاط شبکه و NAO در هر سال به طور جداگانه محاسبه شد. یعنی برای هر نقطه شبکه ۳۸ ضریب همبستگی (دوره آماری) محاسبه شده است. بررسی ضرایب همبستگی برای هر نقطه و در سال‌های مختلف نشان داد که این مقادیر دارای واریانس زیادی هستند و در برخی سال‌ها هم‌تغییری مستقیم و در برخی سال‌ها هم‌تغییری معکوس دارند. شکل (۸ الف) شدیدترین میزان همبستگی معکوس بارش مشاهده شده بین نقاط شبکه با شاخص NAO را نشان می‌دهد. شدیدترین رابطه معکوس در مناطقی از شمال غرب و شمال شرق کشور مشاهده شده است. همچنین شکل (۸ ب) شدیدترین همبستگی مستقیم مشاهده شده را برای تمام نقاط کشور



شکل ۸. همبستگی مشاهده شده بین بارش و شاخص NAO الف- معکوس و ب- همبستگی مستقیم (مقیاس: بارش میانگین متحرک هفتگی)

همبستگی معکوس دارد. کران بالای سهم هم‌تغییری معکوس در پهنه کشور ۰/۵ و کران بالای سهم هم‌تغییری مستقیم ۰/۸ است و این در حالی است که با مقیاس‌های زمانی یک ماه به بالا معمولاً وجود رابطه هم‌نوا یا عدم آن در تحقیقات مختلف گزارش شده است [۲۴، ۲۶]. هم‌چنین به صورت کلی می‌توان گفت نقاطی که سهم هم‌تغییری معنی‌دار مستقیم بیشتر است، سهم هم‌تغییری معکوس کمتر است و بالعکس. تأثیر فراوانی نسبی تعداد

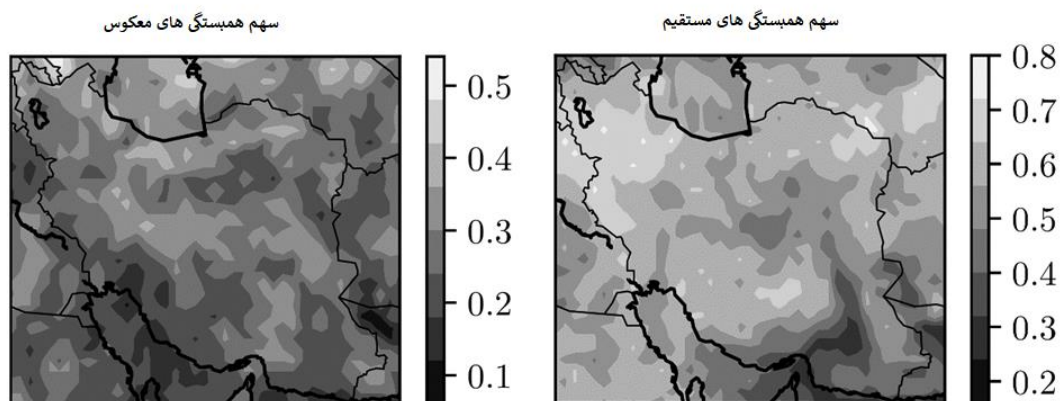
بر اساس شکل ۹ می‌توان گفت که کمترین میزان فراوانی نسبی هم‌تغییری مستقیم در مناطق مرکزی و جنوب شرق مشاهده شده است و بیشترین آن مربوط به نواحی شمال غربی و جنوب غربی کشور است. هم‌چنین در مناطقی از شمال، مرکز و شرق کشور شدیدترین همبستگی معکوس رخ داده است (۹، ب). می‌توان براساس مقایسه دو شکل (۹ الف و ب) گفت که همبستگی مستقیم سهم بیشتری بر بارش‌های ایران در نقاط مختلف نسبت به

^۱ یا مستقیم یا معکوس

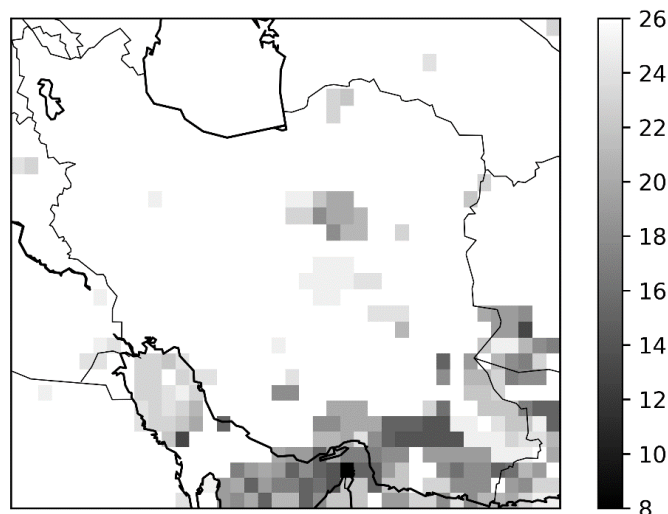
شبکه یا زمان همگام شدن بارش نقاط شبکه و NAO در شکل ۱۰ نشان داده شده است. شکل مذکور نشان می‌دهد که هر نقطه حداکثر چقدر زمان نیاز دارد تا با این سیگنال هم‌گام شود. بیشترین تأخیر بین ۱۰ تا ۳۰ روز (یا پنجره متحرک) می‌باشد. تأخیرها در مناطق شرقی کشور کمتر هستند، یعنی زمان کمتری نیاز دارند که با این سیگنال هم‌گام شوند. با توجه به اینکه ضریب همبستگی متقابل با تأخیر $n/4$ از داده‌ها محاسبه شده‌اند، محاسبه ضریب همبستگی با تأخیرهای بیشتر از ۳۰ روز از لحاظ آماری معتبر نیست.

صفرها در سری زمانی بارش ممکن است در نتایج مؤثر باشد، زیرا مقدار آن بر اساس شکل ۷ از شمال به جنوب افزایش می‌یابد و نتایج را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بنابراین به نظر می‌رسد برای بررسی تأثیرپذیری مناطق جنوبی کشور از شاخص NAO باید مطالعاتی بیشتری انجام شود که این موضوع مطالعات بعدی ما قرار دارد. اگر تعداد سال‌های دوره آماری را محدود به سال‌هایی با بیشترین فراوانی رخدادهای شدید NAO کنیم، نتایج تغییر چندانی نخواهد کرد که از ارائه نتایج خودداری شده است.

ضرایب همبستگی متقابل در سال‌های مختلف با تأخیرهای مختلفی به دست آمده‌اند. یعنی در هر سال و برای هر نقطه، یک تأخیر مربوط به ضریب همبستگی متقابل داریم. بیشترین مقدار این تأخیرها برای هر نقطه



شکل ۹. سهم همبستگی معنی‌دار بین بارش هفتگی متحرک شبکه و شاخص NAO در حالت رابطه الف- مستقیم ب- معکوس



بیشینه تاخیر

شکل ۱۰. حداکثر تأخیر متناظر با ضرایب همبستگی متقابل بین بارش هفتگی متحرک شبکه و شاخص NAO در طول دوره آماری

فراوانی نسبی همبستگی‌های معنی‌دار نشان داد که همبستگی‌های معنی‌دار مستقیم سه‌م بیش‌تری بر بارش‌های ایران نسبت به حالت معکوس دارند. فراوانی نسبی همبستگی‌های معنی‌دار به صورت کلی از شمال به جنوب کاهش می‌یابد، این درحالی است که به صورت فیزیکی قاعدتاً باید رطوبت‌ها در فاز منفی به ایران وارد شوند [۲۵]. بنابراین استفاده از روش‌های خطی در بررسی همبستگی بین بارش در ایران و NAO و نمی‌تواند به روشنی این رابطه را کمی و الگوی مشخصی ارائه کند. این موضوع اهمیت استفاده از ابزارهای دیگر تحلیل روابط مانند تحلیل شبکه را مشخص می‌کند که در مقالات بعدی به آن پرداخته می‌شود و یافته‌های این پژوهش مبنای آن‌ها قرار دارد.

سپاسگزاری

بخشی از هزینه این تحقیق با حمایت مالی صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور از رساله‌های دکتری تأمین شده است که بدینوسیله تشکر و قدردانی می‌شود.

۴. بحث و نتیجه‌گیری

هدف این پژوهش بررسی کارآمدی استفاده از روش خطی همبستگی پیرسون در بررسی هم‌تغییری بارش در ایران با شاخص NAO در مقیاس زمانی هفتگی است. بارش‌های ایران به صورت شبکه منظم اطلاعات و به صورت میانگین متحرک هفتگی است که از پایگاه داده ERA-Interim اخذ شد. ابتدا میزان تطابق بارش این پایگاه داده با ۳۶ ایستگاه سینوپتیک در دوره آماری مشترک ۲۰۱۶-۱۹۷۹ انجام شد. نتایج نشان داد که بارش سالانه در مناطق پرباران کشور به میزان زیادی کم برآورد و متناسب با میزان بارش سالانه است. هم‌چنین، همبستگی بین میانگین بارش هفتگی شبکه و ایستگاه‌های سینوپتیک در زمستان بیشتر از بهار و پاییز و در پاییز بیشتر از بهار است. بررسی‌ها نشان داده انتخاب روش درون‌یابی تأثیر چندانی بر میزان همبستگی بین این دو مجموعه داده ندارد. انتخاب دوره آماری برای بررسی تأثیر NAO بر بارش‌های ایران بر اساس دو معیار دوره مشترک رخدادهای شدید NAO و بیشترین احتمال رخداد بارش در ایران انتخاب شد. نتایج نشان داد که سری زمانی رخدادهای شدید NAO در طول سال با مقیاس هفتگی دارای دو اوج است که بارش‌های ایران عموماً منطبق بر دوره اوج اول است. انتخاب این دوره زمانی به طور کلی منجر به کاهش فراوانی عدم رخداد بارش (وجود صفر در سری زمانی بارش) و کاهش خطا در تحلیل‌ها می‌شود. بررسی ضرایب همبستگی متقابل پیرسون با تأخیرهای مختلف و در هر سال جداگانه بین بارش و شاخص NAO نشان داد که این ضرایب دارای واریانس زیادی هستند و در برخی سال‌ها هم‌تغییری مستقیم و در برخی سال‌ها هم‌تغییری معکوس دارند و میانگین این ضرایب تقریباً صفر است. علاوه بر این، بررسی

References

- [1] Ahrens, CD. and Henson, R. (2013). *Meteorology Today*. Cengage Learning: Toronto, Canada, 662 pp.
- [2] Alijani, B., *Synoptic climatology*. (2002). first edition (in Persian), Samt Publisher.
- [3] Alizadeh, A., Erfanian, M. and Ansari, H. (2011). Assessment of Teleconnection Patterns Affecting Rainfall and Temperature (Case Study: Mashhad Synoptic Station), *Iranian Journal of Irrigation and drainage*, 2(5), 176-185.
- [4] Alizadeh-Choobari, O., Adibi, P. and Irannejad, P. (2017). Impact of the El Niño–Southern Oscillation on the climate of Iran using ERA-Interim data, *Climate Dynamics*.
- [5] Araghi A., Mousavi-Baygi, M., Adamowski, J. and Martinez C. (2016). Association between three prominent climatic teleconnections and precipitation in Iran using wavelet coherence, 37(6), 2809-2830.
- [6] Azimi, M., Tajrishi, M. and Abrishamchi, A. (2010). Prediction of the seasonal introduction of Dez Dam using large-scale climatic signals, the 9th Hydraulic Conference of Iran, Tehran, Iran Hydraulic Association, Tarbiat Modarres University.
- [7] Barnston, A. G., and Livezey, R. E. (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115: 1083-1126.
- [8] Bazrafshan A., Salajegheh, A., Fatehi Maraj A., Mahdavi, M. and Bazrafshan, J. (2012). Investigating the relationship between oceanic phenomena and spring fluctuations in the Karkheh River. 9th International Congress of Civil Engineering, Isfahan University of Technology (in Persian).
- [9] Bollasina, M. A. and Gabriele, M. (2008). On the link between the subseasonal evolution of the North Atlantic Oscillation and East Asian climate, *Climate Dynamics*, 51(9), 3537-3557.
- [10] Chubin, B, Khalighi sigaroudi, Sh. and Malekian, A. (2013). Study of the effect of large-scale climate signals on the seasonal rainfall in Maharlo-Bakhtegan watershed. *Range & Watershed Management*, *Iranian Journal of Natural Resources*, 69 (1), 51-63.
- [11] Fatahi E., Nawhi, K. and Delavar, M. (2009). Study of surface coverage of snow cover of southwest basins of Iran in relation to climate signals, *Geographical Research*, 95, 109-130.
- [12] Fatehi Marj, A., Borhani Darian, A. and Mahdian, M. H. (2006). Forecasting Seasonal Rainfall Using Teleconnection Pattern Case Study: Orumiyeh Lake Basin. *Journal of Water and Soil Science*, 10 (3), 45-58.
- [13] Ghasemi-Karakani, E., Fattahi, E., and Malekian, A. (2018). Validation of ERA-Interim Dataset of European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) in Iran, *Terrestrial Systems Research: Monitoring, Prediction and High Performance Computing*, Bonn, Apr 2018.
- [14] Ignacio López-Moreno, J. and Vicente-Serrano, S. M. (2008). Positive and Negative Phases of the Wintertime North Atlantic Oscillation and Drought Occurrence over Europe: A Multitemporal-Scale approach, *Journal of climate*, *American Meteorological Society*, 21, 1220-1243.
- [15] Hejazizadeh Z., Fatahi E., Saligheh, M. and Aرسالani, F. (2013). Study on the Impact of climate signals on the Precipitation of the central of Iran using Artificial Neural Network. *Journal of Applied research in Geographical Sciences*, 13 (29), 75-89.
- [16] Hurrell, J.W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* 269,676–679.
- [17] Khalili, A. and Rahimi, J. (2014). High-resolution spatiotemporal distribution of precipitation in Iran: a comparative study with three global-precipitaion datasets. *Theor Appl Climatol*, 118, 211-211.
- [18] Khodagholi, M., Kavousi, M., Arvin, A.A. and Sabuhi, R. (2013). Investigation of Teleconnection between SOI and NAO Signals and Droughts in Zayanderoud Watershed Basin, watershed drought, *Iranian Journal of Watershed Management Science and Engineering*, 7(21), 41-52.
- [19] KhoshAkhlagh, F., Ghanbari, N. and Samaquosh J.M. (2009). The study of North Atlantic Oscillation effect on temperature and precipitation regimes of southern shores of Caspian Sea, *Physical Geography Research Quarterly*, 66, 57-70.

- [20] Nazemosadat, M. J., & Ghaedamini, H. (2010). On the relationships between the Madden-Julian oscillation and precipitation variability in southern Iran and the Arabian peninsula: Atmospheric circulation analysis. *Journal of Climate*, 23 (4), 887-904.
- [21] Pireh, A. and Fatehi Maraj, A. (2011). Study the effect of large-scale climate signals on rainfall in different regions of Iran by Artificial Neural Networks. *Dehydration and Drought Research Center in Agriculture and Natural Resources*. P. 17-11 (in Persian).
- [22] Raziei, T. and Sotoudeh, F. (2017). Investigation of the accuracy of the European Center for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) in forecasting observed precipitation in different climates of Iran, *Journal of the Earth and Space Physics*, 43 (1), 133-147.
- [23] Salahi, B., Khorshid dust A. and Ghavidel Rahimi, y. (2007). The relationship between oceanic circulation fluctuations- North-Atlantic oscillation with droughts of East Azarbaijan, *Journal of Geographical Studies*, 60, 147-156.
- [24] Sedaghat Kerdar, A. and Fatahi, E. (2008). Drought Early Warning Methods over Iran, *Geography and Development Iranian Journal*, 6 (11), 59-76.
- [25] Shabbar, A., Huang, j. and Higuchi, K. (2001). The relationship between the wintertime north Atlantic oscillation and blocking episodes in the north Atlantic, *International journal of climatology*, 21: 355-369.
- [26] Tajaddini, M., Fatehi marj, A., Salajaghe, A. and Hosseinpour, M. (2011). Assessment on the relationship between climatic signals and meteorological droughts in the Dry Climate of Kerman. *First National Conference on Drought and Climate Change*, Karaj, Research Center for Water Scarcity and Drought in Agriculture and Natural Resources.
- [27] Tsonis, A.A., Swanson, K. and Kravtsov, S. (2007). A new dynamical mechanism for major climate shifts. *Geophysical Research Letters*, 34 (L13705).
- [28] Visbeck, M. H., Hurrell, J.W., Polvani, L. and Cullen, H. M. (2001). The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future, 98 (23), 12876-12877.
- [29] Walker, G.T., Bliss, E.W. (1932). *World weather V. Memoirs of the Royal Meteorological Society* 4, 53-84.
- [30] Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. (1981). Tele-connections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Monthly weather Review*, 109, 784-812
- [31] Yarahmadi, D. and Azizi, Gh. (2007). Multivariate analysis of the relationship between seasonal rainfall of Iran and climate index. *Journal of Geographical Studies*, 62: 174-161.
- [32] Zahraie, B. and Roozbahany, A. (2007). Clustering Climate Signals based on Precipitation Variation (Case Study of Sistan and Balouchestan Province Precipitation Forecasting), *Iranian Journal of Watershed Management Science and Engineering*, 1 (2), 21-29.