

اثرات نوسانات شبه‌دوسالانه بر بارش‌های زمستانه ایران

سعید جهان‌بخش اصل* - استاد گروه آب و هواشناسی دانشگاه تبریز
غلامحسین محمدی - دکتری آب و هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور، اداره کل هواشناسی آذربایجان شرقی
وحید خجسته غلامی - دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه محقق اردبیلی
اسما آزاده قره‌باغ - دانشجوی کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۵/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۱/۱۳

چکیده

هدف اصلی از این مطالعه تشخیص نقش دورپیوند QBO^۱ بر بارش‌های فصل زمستان در ایران است. بدین منظور، از داده‌های بارش صد ایستگاه هواشناسی در دوره آماری ۱۹۸۸-۲۰۱۷ استفاده شد و با اعمال چند روش آماری و توصیفی نقش بارش‌های فصل زمستان بررسی شد. با انتقال خروجی‌ها به محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS)^۲، پهنه‌های مختلف اثرپذیر از QBO مشخص شد. نتایج یافته‌های پژوهش حاکی از آن است که ارتباط معکوس و معنی‌داری بین فازهای مثبت QBO در فصل پاییز و بارش‌های فصل زمستان در نواحی مرکزی و جنوبی ایران وجود دارد؛ به طوری که بیشترین ضرایب همبستگی بین ۰/۶- تا ۰/۸۶- در سواحل جنوبی خلیج فارس مشاهده شدنی است. نتیجه مهم دیگر این پژوهش آشکارسازی نقش فازهای فرین منفی بر کاهش بارش‌های فصل زمستان است. به طور کلی، به نظر می‌رسد فازهای ملایم QBO نقش مساعدی در ترسالی‌های اغلب مناطق کشور داشته و به هنگام رخداد فازهای منفی حدی غالباً زمستان‌های خشک در بیشتر نقاط کشور رخ داده است. همچنین، وقوع فرین‌های مثبت و به‌ویژه منفی نمایه QBO به ترتیب در فصول پاییز و زمستان یکی از علل خشک‌سالی‌های زمستانه در مناطق جنوبی و غربی ایران بوده است.

واژگان کلیدی: ایران، بارش زمستانه، دورپیوند، نوسان شبه‌دوسالانه (QBO).

مقدمه

اولین بار آنگستروم (۱۹۳۵)، در مطالعات آب‌وهوایی، واژه «دورپیوند» را به کار برد. از الگوهای پیوند از دور برای پیش‌بینی میانگین شرایط جوی در دوره‌های زمانی بلندمدت استفاده می‌شود (آپربرینک، ۱۹۹۷). تغییرات در یک پدیده دورپیوندی با تغییر و بی‌هنجاری گردش بزرگ‌مقیاس و نیم‌کره‌ای نمود دارد (دوستان، ۱۳۹۷: ۶۲۵). گیلبرت واکر، یکی از پیشگامان عرصه پژوهش در الگوهای پیوند از دور، می‌خواست با بررسی موضوع پیوند از دور در درازمدت پیش‌بینی مفیدی انجام دهد (امیدوار، ۱۳۸۹: ۲۸۵). با توجه به پیچیدگی شدید عوامل اقلیمی، به‌ویژه در عملکرد هر ساله آن‌ها، لزوم اجرای پژوهش در آشکارسازی فرایندهای اثرگذار بر آن‌ها ضروری است (فرج‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲: ۳۲). بارش نتیجه پدیده‌های پیچیده اتمسفری و اقیانوسی است و در میان رویدادهای آب‌وهوایی، با توجه به نقش حیاتی آن، اهمیت ویژه‌ای دارد و نسبت به پدیده‌های آب‌وهوایی دیگر پیچیدگی رفتاری چشم‌گیرتری دارد (صفرراد و همکاران، ۱۳۹۶: ۲۶۴). در کشور ایران بارش یکی از متغیرهای اساسی برای ارزیابی منابع آب است، اما توزیع زمانی و مکانی این متغیر

بسیار ناهمگون است و تابع عوامل بسیاری همچون الگوهای گردش عمومی، موقعیت جغرافیایی، و ارتفاع است (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۲۱). بیش از نصف بارش سالانه ایران در فصل زمستان و از طریق رطوبت سیستم‌های غربی ایجاد می‌شود (علیجانی و همکاران، ۲۰۰۸). یکی از عوامل تأثیرگذار در بارش‌های مناطق مختلف جهان تأثیر عوامل دورپیوندی است که به صورت شاخص‌های عددی مانند شاخص SOI^۱، NAO^۲، و MEI^۳ تعریف شده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶: ۴۱۸). الگوهای پیوند از دور ناهنجاری‌های متناوب و متداومی‌اند که بر روی الگوهای جوی و به‌ویژه فشار در مقیاس سیاره‌ای سطح مناطق وسیعی رخ می‌دهند و دوره بازگشت آن‌ها طولانی‌مدت است (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۴۶). پس می‌توان پیوند از دور را یکی از کلیدهای پیش‌بینی اقلیمی قلمداد کرد (خسروی، ۱۳۸۳: ۱۶۹). در خصوص ارتباطسنجی رخداد بارندگی یا سایر مؤلفه‌های اقلیمی با شاخص‌های پیوند از دور مطالعات متعددی در سطح جهان و ایران انجام شده است (لکزشکور و همکاران، ۱۳۹۷: ۱۰۷). از جمله می‌توان به مطالعات جانپینگ و همکاران (۱۹۹۸)، ناظم‌السادات و همکاران (۲۰۰۰)، ناظم‌السادات و همکاران (۲۰۰۶)، پیتز (۲۰۱۱)، سپالا و همکاران (۲۰۱۳)، اوپانگ و همکاران (۲۰۱۴)، شویی و همکاران (۲۰۱۶)، مسعودیان و اکبری (۱۳۸۸)، و جهان‌بخش اصل و همکاران (۱۳۹۰) اشاره کرد. اما آنچه در این مطالعات بیشتر جلب توجه می‌کند تمرکز بیشتر آن‌ها بر روی اثر انسو بر روی تغییرپذیری بارش بوده است (محمودی، ۱۳۹۴: ۱۷۶). درحالی‌که تنها مطالعه در خصوص اثرهای نمایه QBO بر بارش‌های کشور مربوط به مطالعه خجسته غلامی (۱۳۹۷) با عنوان هم‌پیوندی اثر انسو و نوسان شبه‌دوسالانه بر بارش ایران است. نوسان شبه‌دوسالانه یکی از مؤلفه‌های اصلی در مقیاس سیاره‌ای در لایه پوش‌سپهر با میانگین دوره تناوب ۲۶ ماهه است (بالاچاندرون و همکاران، ۱۹۹۹) و یکی از اجزای اصلی در نوسان‌های کوتاه‌مدت آب‌وهوایی به‌شمار می‌آید (برازدیل و زولوتریلین، ۱۹۹۵)، مشاهدات اولیه از منطقه لایه پوش‌سپهر استوایی (۱۶-۵۰ کیلومتری سطح زمین) بر وجود بادهای که در برخی موارد جهت شرقی و در برخی دیگر دارای جهت غالب غربی‌اند دلالت دارد. این بادهای در ابتدا به بادهای شرقی کراکاتوا و بادهای غربی برسون شهرت یافتند. اما در سال ۱۹۶۱ رید و ابدون در دو پژوهش مستقل هم‌زمان به این نتیجه رسیدند که کمربند باد غربی و شرقی حالت جای‌گزین‌شونده دارند و از ارتفاعی بالاتر از ۳۰ کیلومتری منشأ می‌گیرند و سرتاسر لایه استراتوسفر حاره‌ای را در زیر ۳۵ کیلومتری با سرعت متوسطی حدود ۱ کیلومتر در ماه به سمت پایین درمی‌نوردند (بالدونین و گوهارتاکورتا، ۲۰۰۱). بررسی‌های بعدی مشخص کرد که این بادهای در حداصل زمانی حدود ۱۳ ماه جای‌گزین می‌شوند و در فاصله زمانی تقریباً ۲۷ الی ۲۸ ماه یک چرخه کامل را تشکیل می‌دهند. در سال ۱۹۶۴ آنجل و کورشوور نام نوسان شبه‌دوسالانه را برای این بادهای شرقی و غربی استوایی برگزیدند که مقبولیت عام یافت و از آن پس با نام اختصاری QBO خوانده شد. این شاخص همچون شاخص‌های دورپیوندی دیگر نظیر انسو و نائو دارای دو فاز مثبت و منفی است که در واقع فازهای مثبت بیانگر جهت غربی باد در لایه پوش‌سپهر حاره‌ای و فازهای منفی نشان‌دهنده جهت شرقی باد در لایه مذکور است. پایداری زمانی فاز شرقی تقریباً دو برابر مدت زمان در فاز غربی بوده و حرکت رو به پایین بادهای شرقی نامنظم‌تر از بادهای غربی است (جیمز و همکاران، ۲۰۱۰). نوسان شبه‌دوسالانه با تأثیر بر روی تاوه قطبی و تغییر بر روی الگوهای جوی می‌تواند بر روی اقلیم سطح زمین اثر بگذارد (یانگ و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین با تأثیر بر روی مقدار انتشار و تخلیه اوزون در روی عرض‌های جغرافیایی بالا، ارتباط با چرخه‌های

1. Southern Oscillation Index
 2. North Atlantic Oscillation
 3. Multivariate ENSO Index

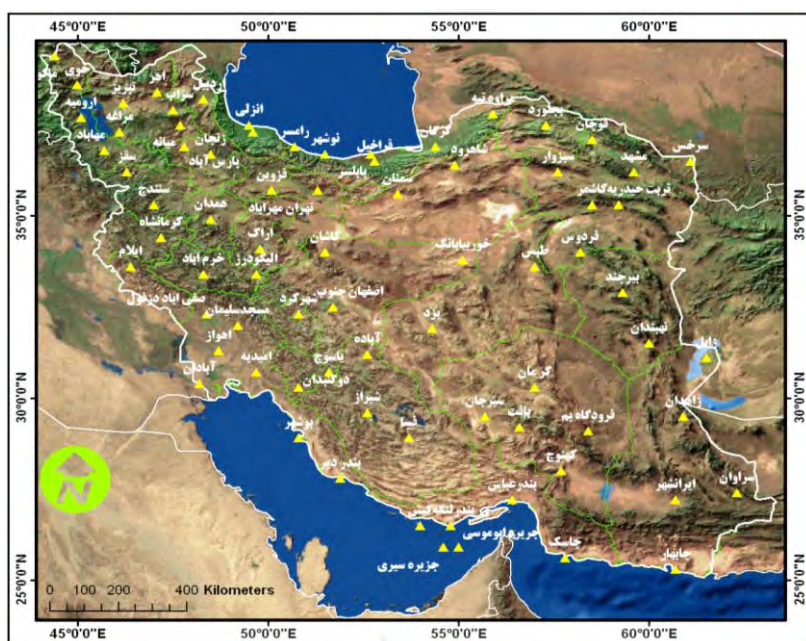
خورشیدی و هم‌پیوندی با دورپیوندهایی دیگر نظیر انسو اقلیم سیاره زمین را تحت تأثیر قرار می‌دهد (کالوو و همکاران، ۲۰۰۹). در خارج از کشور، جونز و همکاران (۲۰۱۴) در بررسی اثرهای QBO بر روی اقلیم جهانی با استفاده از دو مدل اقلیمی، که در آن‌ها از نقشه‌های همدیدی و GIS بهره گرفته شده بود، به این نتیجه رسیدند که QBO بر مقدار اوزون، متان، بخار آب موجود در جو، و همگرایی لایه‌های جوی تأثیر می‌گذارد و یکی از عوامل تغییر اقلیم محسوب می‌شود. در همین راستا، مارتین و همکاران (۲۰۰۳) در بررسی هم‌پیوندی بین عمق هم‌گرایی در منطقه حاره و QBO با استفاده از داده‌های بازتابش امواج کوتاه و مدل‌سازی رابطه معناداری را بین QBO در لایه پوش‌سپهر و هم‌گرایی، شارش ابر، و رطوبت در لایه وردسپهر یافتند. بیگ و همکاران (۲۰۰۸) در بررسی ارتباط بین اوزون و QBO با استفاده از امواج میکروویو در زیر ماهواره‌های هواشناسی و مدل‌های رگرسیون چندگانه به این نتیجه رسیدند که میزان حداکثر و حداقل اوزون همراه تغییرات QBO طی ماه‌های دسامبر تا فوریه و در نزدیکی تراز ۱۰ هکتوپاسکال رخ می‌دهد. از طرفی، لی و همکاران (۲۰۱۰) در بررسی اثرهای QBO و ENSO بر دما و اوزون در منطقه شادوز به این نتیجه رسیدند که میزان دما و اوزون به صورت خطی در مقابل QBO کاهش می‌یابد و هنگامی که انسو رخ می‌دهد میزان اوزون وردسپهری دارای جهش و سیگنال‌های مهمی است. چنین به نظر می‌رسد که نوسان شبه‌دوسالانه یکی از عوامل مهم بر مقدار متغیرهای جوی از جمله اوزون است. علاوه بر این، اثر شاخص QBO بر متغیرهای دمایی و تابشی در مقالات (روی و های، ۲۰۱۱؛ کونز و لیبیتزک، ۲۰۱۲) بررسی شد و آن‌ها به این نتیجه رسیدند که اثر فعالیت‌های خورشیدی و QBO بر دما و فشار تراز دریا در لایه‌های پایینی جو با استفاده از نقشه‌های فشار و داده‌های عددی اثبات‌شده است. همچنین، فعالیت خورشید توسط فازهای QBO بر دما اثر می‌گذارد؛ به طوری که این تأثیر در عرض‌های جغرافیایی بالا در لایه پوش‌سپهر پایینی، در عرض‌های میانی در لایه وردسپهر بر میانگین دمای مداری، و در نزدیکی قطبین بر فشار تراز دریا مشاهده‌شده است. این پژوهشگران ترکیب چرخه‌های خورشیدی و نوسان شبه‌دوسالانه را یکی از عوامل کنترل‌کننده الگوهای جوی معرفی کردند. ریچتر و همکاران (۲۰۱۵) در بررسی اثر متغیرهای پوش‌سپهری بر روی شاخص النینو با استفاده از متغیرهای پوش‌سپهری همچون QBO نشان دادند که آنومالی‌های منفی دمایی در پوش‌سپهر قطبی و زیر لایه وردسپهر فاز شرقی QBO را نسبت به فاز غربی به شدت تقویت می‌کند؛ به طوری که کریستوفر و همکاران (۲۰۰۳) با استفاده از نقشه‌های OLR نقش فازهای شرقی QBO را بر رخداد انسوی خنثی به اثبات رساندند. بو و همکاران (۲۰۱۶) در بررسی اثرهای النینوهای قوی بر روی کنترل فازهای QBO هم‌ترازی فازهای QBO و ENSO را بعد از رخداد سه النینوی قوی طی سال‌های ۱۹۸۲، ۱۹۹۷، و ۲۰۱۵ با استفاده از رسم نمودارهای ترکیبی نشان دادند و رابطه معنادار قوی بین بادهای خط استوا طی ۲ الی ۴ سال پس از رخداد النینوی قوی را در سال ۱۹۹۷ تأیید کردند. همچنین، نتایج تأثیر هم‌پیوندی این دو شاخص در مطالعه هانسن و همکاران (۲۰۱۶) در بررسی ارتباط بین شاخص‌های QBO و ENSO و تأثیر آن‌ها بر اقیانوس آرام و آتلانتیک با بررسی مدل‌هایی نظیر CESM-WACCM مشخص شد و آن‌ها به این نتیجه رسیدند که اثرهای QBO به هنگامی که در زمستان نیم‌کره شمالی لائینا حاکم است به سمت وردسپهر در شمال اقیانوس آرام گسترش می‌یابد و جهت جنب حاره در این موقع در طی فاز شرقی QBO به نسبت فاز غربی در صورت رخداد پدیده لائینا به سمت شمال جابه‌جا می‌شود. در راستای همین

تحقیقات، مطالعات یونا و همکاران (۲۰۱۹) در تأثیر اثر تشدید همگرایی شاخص MJO^۱ در ترکیب با فازهای شرقی QBO در فصل زمستان در نیم کره شمالی گواهی بر این ادعاست که در نتیجه موجب تضعیف مونسون در فصول گرم می‌شود. همچنین، مطالعه هیبینس و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از مطالعه فازهای مختلف نوسان شبه‌دوسالانه و بادهای منطقه‌ای، علت تغییر رفتار نوسان شبه‌دوسالانه در لایه مزوسفر را فعالیت امواج سیاره‌ای در فصل زمستان و در منطقه شمالگان در فصل بهار تشخیص دادند که در مطالعه آدام و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از نقشه‌های همید اثر فازهای متفاوت نوسان شبه‌دوسالانه بر زمستان قاره اروپا از طریق تأثیرگذاری بر دورپیوند AO^۲ به‌خصوص در ماه دسامبر تأیید شده است. فازهای شرقی QBO با تضعیف بادهای غربی تجارتي به پدیده بلاکینگ در عرض‌های جغرافیایی بالا کمک می‌کنند (چیم، ۲۰۱۱) که در نتیجه موجب کاهش بارندگی در شرق اقیانوس آرام می‌شوند (جیپون و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین، اثرهای این دورپیوند شامل اختلاط اوزون پوش سپهری، تغییر بارش‌های موسمی، و تأثیر بر گردش جو در لایه پوش سپهر در فصل زمستان در نیم کره شمالی به اثبات رسیده است (یوشیو و همکاران، ۲۰۱۱). در راستای این پژوهش‌ها در ایران فقط دو مطالعه انجام شده است: مفیدی (۱۳۸۵) در مطالعه خود مبنی بر آثار شاخص QBO به این نتیجه دست یافت که گردش پوش سپهری طی فصل زمستان به‌صورت قوی از گسترش قائم امواج لایه وردسپهر متأثر شده و میزان فعالیت امواج سیاره‌ای در لایه پوش سپهر و نحوه برهم‌کنش آن‌ها با متغیرهای دینامیکی مانند QBO و تاوه قطبی، ضمن کنترل گردش هوا در لایه‌های فوقانی و تغییرپذیری دما، میزان انتقال و تغییرپذیری سال به سال اوزون پوش سپهری را تعیین می‌کند که با مطالعه اسبقی و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از نقشه‌های دینامیکی و تحلیل انرژی جنبشی جریان گردابی در اثرهای دورپیوند QBO، جریان طوفان در مدیترانه طی اوایل فصل زمستان، و اقیانوس اطلس شمالی در اواخر این فصل با تغییر در جریان‌های انتشار و پیچانه مطابقت دارد. با توجه به مطالب بیان شده، چنین می‌توان نتیجه گرفت که شاخص QBO یکی از دورپیوندهای تأثیرگذار در عناصر اقلیمی است که تاکنون مطالعه‌ای مبنی بر تأثیر آن بر بارش ایران انجام نشده است و اغلب تحقیقات معطوف به تأثیر دورپیوندهای دیگر از قبیل انسو و ناو است که ضرورت مطالعه اثرهای این شاخص در عناصر اقلیمی ایران را می‌طلبد.

مواد و روش

در این پژوهش داده‌های ماهانه بارش صد ایستگاه منتخب از تارنمای سایت سازمان هواشناسی کشور و شاخص QBO از سایت سازمان اقیانوس‌شناسی آمریکا (NOAA) برای دوره آماری سی‌ساله (۱۹۸۸-۲۰۱۷) به‌عنوان داده‌های پایه دریافت و استفاده شده است. دوره آماری و ایستگاه‌های مورد مطالعه به‌گونه‌ای انتخاب شدند که هم بیشترین طول دوره آماری را شامل شوند هم به لحاظ گستردگی اغلب نقاط کشور را پوشش دهند. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

1. Mudden Julian Oscillation
2. Atlantic Oscillation



شکل ۱. نقشه موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه

نخست همه داده‌ها به صورت فصول اقلیمی (مهورات و همکاران، ۲۰۰۹؛ دوستان، ۱۳۹۷: ۶۲۷) و متناظر با نیاز (فصل زمستان) مرتب شد. بدین ترتیب که جمع بارش ماه‌های دسامبر تا فوریه به‌عنوان بارش فصل زمستانه هر ایستگاه و جمع شاخص QBO متناظر به‌عنوان متغیر زمستانه شاخص مذکور محاسبه شد. نخست برای مقایسه پذیر بودن داده‌های بارش و دورپیوند QBO (محمودی، ۱۳۹۴: ۱۷۸) داده‌های بارش طبق رابطه ۱ استانداردسازی شد:

$$Z = \frac{x_i - \bar{x}}{\delta} \quad (1)$$

که در رابطه فوق، Z متغیر استاندارد شده بارش، x_i مقدار بارش معین برای یک فصل، \bar{x} میانگین بارش فصل زمستان در بازه سی‌ساله، و δ انحراف از معیار بارندگی‌های فصل زمستانه در بازه سی‌ساله است.

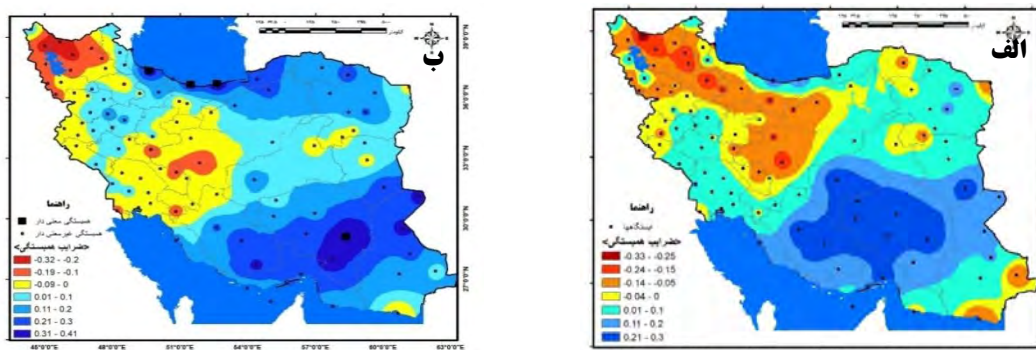
داده‌های نرمال شده بارش فصل زمستان به‌عنوان متغیر وابسته و داده‌های QBO به‌عنوان متغیر مستقل وارد محیط نرم‌افزار STATISTICA شد و ضرایب همبستگی پیرسون بین بارش‌های فصل زمستان در هر ایستگاه و دورپیوند QBO محاسبه شد (بیات ورکشی و قیصری، ۱۳۹۷: ۳؛ فرج‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲: ۳۵). به دلیل بُعد مسافت بین موقعیت مکانی دورپیوندها (QBO) و کشور ایران ممکن است تأثیر هم‌زمان مشاهده نشود. بنابراین، تأخیر سه‌ماهه نیز آزمایش شد. (عزیزی، ۱۳۷۹: ۷۴). بدین جهت، ضرایب همبستگی بین شاخص دورپیوند QBO در فصل پاییز و بارش زمستانه ایستگاه‌ها محاسبه شد. در مرحله بعد، با توجه به اختلاف زیاد بین مقادیر حداکثر و حداقل (فازهای مثبت و منفی) QBO و احتمال خطا در محاسبه ضرایب همبستگی، ضمن جداسازی فازهای مثبت و منفی، ضرایب همبستگی بین فازهای مثبت و منفی به صورت جداگانه و همچنین با اعمال تأخیر سه‌ماهه محاسبه شد. در گام بعدی، برای ارزیابی صحت خروجی‌های ضرایب همبستگی، نسبت تغییرات بارش همه ایستگاه‌ها در فازهای مثبت به منفی QBO طبق رابطه ۲ محاسبه شد:

$$\text{نسبت تغییرات بارش در فازهای مثبت به منفی QBO} = \left[\left(\frac{\text{میانگین بارش‌های فازهای مثبت QBO}}{\text{میانگین بارش‌های فازهای منفی QBO}} \right) - 1 \right] * 100 \quad (2)$$

در گام بعدی همه نتایج به دست آمده از مراحل قبلی وارد سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) شد و با اعمال درون‌یابی IDW خروجی آماره‌ها به نقشه تبدیل شد. هدف از پهنه‌بندی، شناسایی مکان‌هایی است که به لحاظ داشتن صفت مورد نظر یکسان‌اند (دارند، ۱۳۹۳: ۷۳). همچنین، نمودار روند تغییرات آنومالی بارش‌های زمستانه کشور برای مقایسه با تغییرات فازهای پاییزه و زمستانه QBO ترسیم شد.

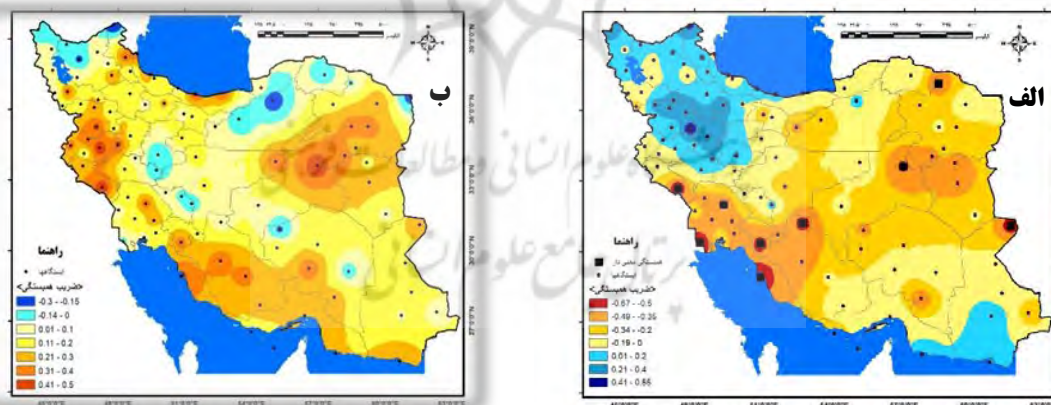
یافته‌های تحقیق

نقشه‌های شکل ۲ به منظور بررسی ارتباط بین دورپیوند QBO با بارش زمستانه (الف) و با در نظر گرفتن اثر تأخیر سه‌ماهه این شاخص (ب) ترسیم شده‌اند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، اثرهای کلی این شاخص بر بارش فصل زمستان در دو حالت یادشده با اثرهای جغرافیایی تقریباً مشابه و با شدت نسبتاً یکسانی ظاهر شده‌اند. اثر شاخص QBO در حالت تأخیر سه‌ماهه (شکل ۲-ب) در نیمه غربی کشور به‌ویژه شمال غرب، بخش‌هایی از غرب و جنوب غرب تا مرکز کشور به‌صورت ضرایب همبستگی معکوس و در دیگر نقاط از جمله در سواحل دریای خزر و بخش‌هایی از جنوب و جنوب شرق کشور به‌صورت ضرایب مستقیم محاسبه شده‌اند. پایین‌ترین ضرایب همبستگی منفی در شمال غرب شامل ایستگاه‌های خوی، جلفا، و تبریز بین -0.2 تا -0.3 و بیشترین ضرایب همبستگی مثبت در سواحل دریای خزر و بخش‌های شرقی استان کرمان بین 0.3 تا 0.4 قابل مشاهده است که این ضرایب فقط در چهار ایستگاه بندرانزلی، ساری، بابلسر، و بم معنی‌دارند. از طرفی، اثر این شاخص بدون در نظر گرفتن تأخیر سه‌ماهه بر بارش فصل زمستان (شکل ۲-الف) تقریباً مشابه حالت قبل است، ولی شدت کمتر (با ضرایب همبستگی پایین‌تر) است. تفاوت عمده اثرگذاری شاخص QBO در بارش زمستانه ایران در دو حالت با تأخیر و بدون تأخیر در شدت اثرگذاری آن است؛ به‌گونه‌ای که شدت این تأثیرگذاری در حالت بدون تأخیر ضعیف‌تر است. همچنین، اثرگذاری این شاخص با اعمال تأخیر سه‌ماهه در سواحل دریای خزر و بخش‌هایی از جنوب کشور از لحاظ آماری معنی‌دار است. ضرایب همبستگی در اغلب نقاط نیمه غربی و شمالی به‌صورت معکوس (کاهش بارش) و در دیگر نقاط به‌ویژه بخش‌های جنوبی به‌صورت مستقیم (افزایش بارش) است؛ به‌طوری‌که کمترین ضرایب منفی در بخش‌های شمال غربی بین -0.25 تا -0.33 و بیشترین ضرایب مثبت در بخش‌های جنوبی بین 0.21 تا 0.31 محاسبه شد. به‌طور کلی، می‌توان چنین نتیجه گرفت که با تغییر شاخص QBO از مقادیر منفی شدید به مقادیر بزرگ‌تر، بارش مناطق شمال غرب، دامنه‌های البرز، و تا حدی بخش‌هایی از غرب و جنوب غرب ایران به‌صورت نسبی کاهش یافته و در بقیه مناطق با افزایش جزئی همراه بوده است. تغییرات افزایش بارش مناطق سواحل شمالی و بخش‌های جنوبی کشور با تأخیر سه‌ماهه نسبتاً زیادتر می‌شود.



شکل ۲. نقشه ضریب همبستگی بین شاخص QBO زمستانه (الف) و پاییزه (ب) با بارش فصل زمستان

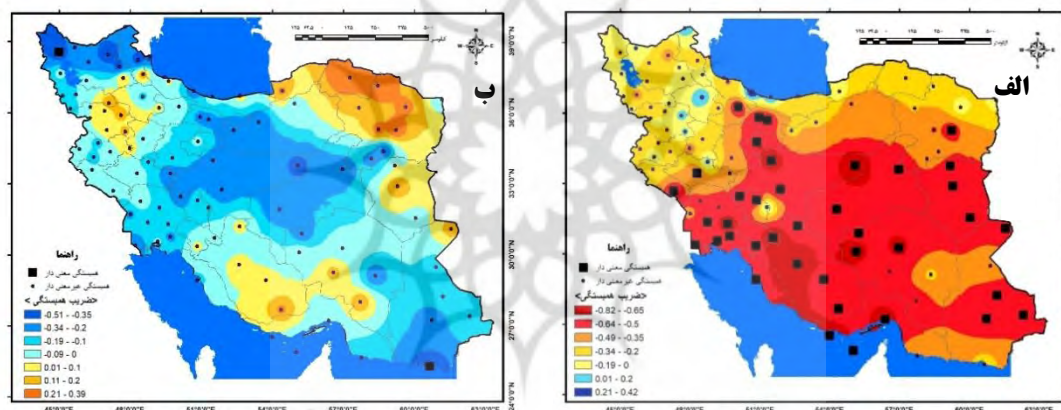
نقشه‌های شکل ۳ به منظور ارزیابی اثر فازهای مثبت و منفی شاخص QBO با بارش زمستانه ایران جداگانه ترسیم شده‌اند. براساس این نقشه‌ها، در هر دو فاز ارتباط معکوسی بین نوسان شبه‌دوسالانه با بارش وجود دارد. در این میان نقش فازهای مثبت در کاهش بارش نواحی جنوب غرب بیشتر بوده و ضرایب همبستگی بین -0.5 تا -0.67 است. اما در بخش‌های شمال غربی، غربی، جنوبی، و جنوب شرقی ارتباط مستقیم (با ضرایب همبستگی بین 0.2 - 0.5) مشاهده می‌شود. برخلاف فازهای مثبت، فازهای منفی در اغلب مناطق کشور با مقدار بارش زمستان همبستگی معکوس داشته و با کاهش بارش همراه است؛ به طوری که بیشترین ارتباط معکوس در ابعاد جغرافیایی کوچکی در بخش‌های غربی، جنوب غربی و شرقی بین -0.4 الی -0.5 ملاحظه شد. چنین به نظر می‌رسد که، با تشدید فازهای مثبت (از صفر تا مقادیر مثبت حدی)، بارش‌های اغلب نقاط کشور به جز شمال غرب، بخش‌هایی از غرب و جنوب استان سیستان و بلوچستان کاهش می‌یابد. مقدار کاهش بارش در مناطق جنوب غرب نسبت به دیگر نقاط بیشتر است. این در حالی است که با میل فازهای منفی QBO به اعداد کوچک‌تر (از صفر به اعداد منفی) بارش اغلب نقاط به جز بخش‌های کوچکی از نوار شمالی کاهش می‌یابد. این نتایج نقش فرین‌های QBO را در کاهش بارش در هر دو فاز مثبت و منفی آشکار می‌کند؛ درحالی که در فازهای ملایم (مابین -10 تا $+5$ در شاخص ماهانه) بارش‌های مطلوبی در اغلب مناطق کشور اتفاق می‌افتد. به عبارت دیگر، با افزایش شدت فازهای مثبت، بارش در اغلب نقاط به‌ویژه در مناطق جنوب غرب، مرکز، شرق، و شمال شرق کاهش می‌یابد و برعکس در بخش‌های شمال غربی، غربی، و بخش کوچکی از جنوب شرق افزایش جزئی می‌یابد. اما در فازهای منفی و به‌ویژه با میل به سمت مقادیر فرین، بارش‌ها در اغلب نقاط افت پیدا می‌کند، که این کاهش در بخش‌هایی از غرب، سواحل خلیج فارس، و بخش‌هایی از شرق کشور نسبت به دیگر نقاط بیشتر است. به‌طور کلی، نقش فرین‌های مثبت به لحاظ شدت اثرگذاری بر کاهش بارش در مناطق جنوب غربی، شرقی، و مرکزی بیشتر است؛ در صورتی که بر بارش‌های مناطق شمال غرب، غرب، و بخش کوچکی از نوار ساحلی دریای عمان اثر افزایشی جزئی دارد.



شکل ۳. نقشه ضریب همبستگی بین فازهای مثبت (الف) و منفی (ب) QBO با بارش‌های فصل زمستان

نقشه‌های شکل ۴ برای ارزیابی ارتباط جداگانه دو فاز مثبت و منفی QBO پاییزه (با تأخیر سه‌ماهه) بر بارش فصل زمستان ترسیم شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، نقش معکوس شاخص QBO در هر دو فاز مشخص است. اثر فازهای مثبت در اغلب نقاط کشور به صورت ضرایب همبستگی منفی (افت بارش) نمایان بوده و این کاهش در عرض‌های جغرافیایی بالا کمتر است و به تدریج به سمت عرض‌های پایین‌تر افزایش یافته است. بیشترین ارتباط در سواحل خلیج فارس و بین مقادیر -0.65 الی -0.82 محاسبه شد. در حالی که کمترین ارتباط در شمال غرب بین 0 تا

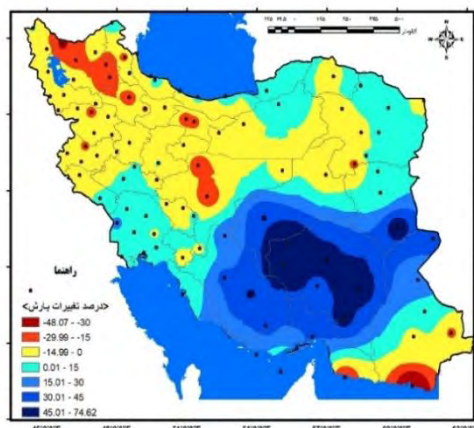
۰۰/۱۹- است. همان‌گونه که در شکل ۴- الف مشخص شده است، اثر فازهای مثبت پاییزه بر کاهش بارندگی زمستانه در اغلب نقاط بخش‌های مرکزی و جنوبی ایران از لحاظ آماری معنی‌دار تشخیص داده شده است. برخلاف فازهای مثبت، در فازهای منفی این ارتباط کمتر بوده و در غالب نقاط به صورت افزایش نسبی بارش است. بالاترین اثرهای افزایشی بارش مربوط به ایستگاه‌های خوی و چابهار و اثرهای کاهش بارش مربوط به شمال شرق کشور محاسبه شد. نکته مهم در خصوص اثر فازهای منفی پاییزه بر بارش‌های زمستانه ایران غیرمعنی‌دار بودن این تأثیر (به استثنای ایستگاه‌های چابهار و خوی) از لحاظ آماری است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که اثر فازهای منفی پاییزه بر بارش‌های زمستانه ایران چشم‌گیر نیست. با توجه به ضرایب به دست آمده از نقش فازهای مثبت QBO بر بارش فصل زمستان، معلوم می‌شود که شاخص‌های مثبت QBO در فصل پاییز بر افت بارش زمستانه بخش‌های مرکزی و نواحی جنوبی ایران تأثیر داشته و به تدریج با تشدید فازهای مثبت این کاهش به لحاظ شدت و گستردگی جغرافیایی بیشتر شده و اغلب نقاط کشور را دربر می‌گیرد. اما فازهای منفی پاییزه نقش متفاوتی در بارش‌های زمستانه مناطق مختلف می‌گذارد؛ به طوری که با نزول فازهای منفی پاییزه شاهد تقویت جزئی و افزایش نسبی بارش به ویژه در مناطق شمال غربی، بخش‌های مرکزی، و جنوب سیستان و بلوچستان (سواحل دریای عمان) و تضعیف نسبی بارش در شمال شرق هستیم.



شکل ۴. نقشه ضریب همبستگی بین فازهای مثبت (الف) و منفی (ب) پاییزه QBO با بارش‌های فصل زمستان

برای تشخیص تغییرات بارش زمستانه کشور در فازهای مثبت به منفی QBO (نسبت فازهای غربی به فازهای شرقی)، نقشه شکل ۵ ترسیم شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، نسبت تغییرات میانگین بارش زمستانه فازهای مثبت به منفی در نیمه غربی به صورت کاهش و در دیگر نقاط به ویژه در بخش‌های جنوبی شامل استان‌های فارس، اصفهان، یزد، و کرمان به صورت افزایشی نمایان شده است. بیشترین تغییرات بارش در مناطق جنوبی کشور واقع در استان‌های یزد و کرمان به صورت افزایش بارش تا ۷۵ درصد مشاهده شد. این در حالی است که بیشترین کاهش در بخش‌های شمال غرب و جنوب استان سیستان و بلوچستان تا ۴۵٪ محاسبه شد. بنابراین، با گرایش شاخص QBO از اعداد منفی کوچک‌تر به اعداد بزرگ‌تر بارش در مناطق غربی و شمالی به صورت نسبی کاهش و در مناطق جنوبی و جنوب شرقی به صورت محسوس افزایش می‌یابد. میزان تغییرات افزایش بارش مناطق جنوبی تقریباً دو برابر میزان کاهش بارش در مناطق شمال غربی است. الگوی کلی نقشه زیر با نقشه‌های شکل ۲ انطباق دارد و گویای این مطلب

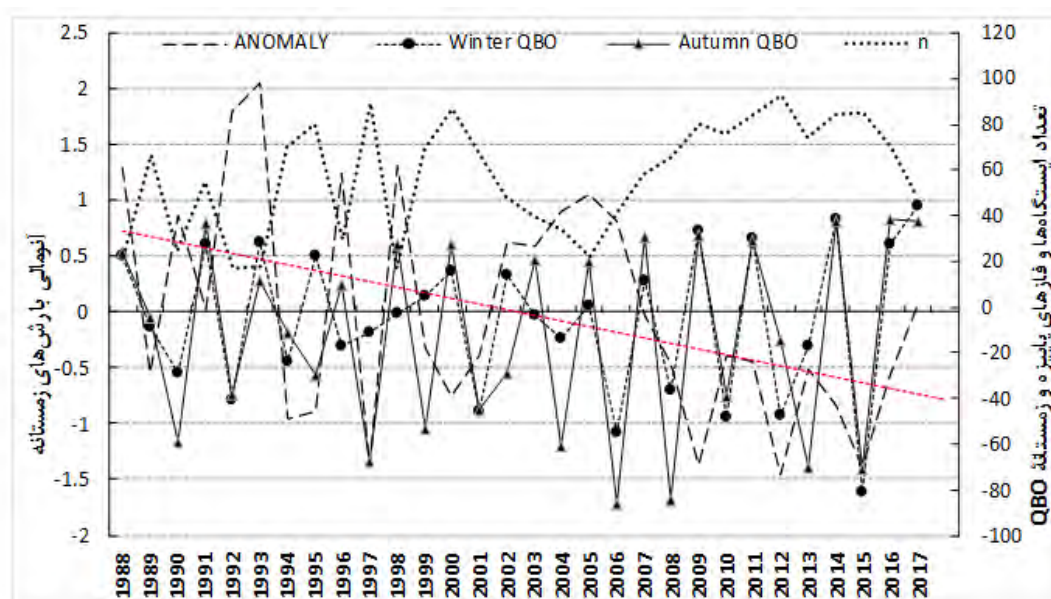
مهم است که فازهای ملایم دورپیوند QBO (حدوداً ۱۰- تا +۵ ماهانه) در مقایسه با فازهای فرین مثبت و منفی نقش مساعدتری در بارش‌های کشور دارد.



شکل ۵. نقشه نسبت درصد تغییرات بارش فصل زمستان در فازهای مثبت به منفی QBO

نمودار شکل ۶ روند تغییرات میانگین بارش زمستانه ایران را در مقایسه با تغییرات فازهای زمستانه و پاییزه دورپیوند نوسان شبه‌دوسالانه نشان می‌دهد. این نمودار نمایانگر آن است که طی سال‌های اخیر بارش‌های فصل زمستان با افت روبه‌رو بوده که علت آن را می‌توان به عوامل مختلفی از جمله تغییر در الگوهای جوی، شاخص‌های دورپیوندی، و گرمایش جهانی نسبت داد. با توجه به نمودار یادشده، افزایش تدریجی فرین‌های شاخص QBO و صعود به سمت فرین‌های مثبت و به‌خصوص منفی مصادف با کاهش بارش‌های زمستانه بوده است؛ به‌طوری‌که میانگین بارش کشور طی رخداد فازهای شدید مثبت پاییزه اغلب نرمال و زیرنرمال بود. از طرفی، شدیدترین خشک‌سالی‌های زمستانه مصادف با رخداد فازهای بسیار منفی زمستانه QBO بوده است؛ به‌عنوان نمونه، می‌توان به سال‌های ۲۰۱۵ و ۲۰۱۲ اشاره کرد که در آن سال‌ها جمع سه‌ماهه (متغیر فصلی) شاخص QBO به ترتیب ۸۰- و ۴۸- بوده است. در صورتی که برخلاف فرین‌های QBO، ترسالی‌های زمستانه که معمولاً طی سال‌های قبل از ۲۰۰۰ رخ داده‌اند متقارن با اعداد متوسط این شاخص بود. مثلاً، ترسالی‌های شدید سال‌های ۱۹۹۳ و ۱۹۹۲، که میانگین بارش فصل زمستان به ترتیب ۲۰۶ و ۱۹۸ میلی‌متر محاسبه شد؛ شاخص QBO در فاز مثبت ضعیف پاییزه (۱۲+) و منفی متوسط (۲۹-) قرار داشت. این نتایج همسو با نتایج حاصل از ضرایب همبستگی درمورد نقش فازهای منفی زمستانه دورپیوند QBO (شکل ۳- ب) و فازهای مثبت پاییزه (نقشه ۴- الف) است. با توجه به نتایج و نمودار زیر می‌توان نتیجه گرفت که فازهای مثبت حدی در فصول زمستان و به‌ویژه پاییز و فازهای حدی منفی در فصل زمستان یکی از عوامل کاهش بارندگی‌اند. در صورتی‌که با رخداد فازهای ملایم QBO طی فصول پاییز و زمستان شرایط برای وقوع بارش‌های مطلوب فراهم می‌شود. از طرفی، روند افزایشی تعداد ایستگاه‌هایی که بارش زیر نرمال داشتند نیز رو به افزایش بوده است؛ به‌طوری‌که طی سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۵ در بیش از ۸۰ ایستگاه مقدار بارش زیر نرمال بوده است.

نتایج حاصل از تحلیل و بررسی نقشه‌ها و نمودارها به‌طور خلاصه در جدول ۱ آمده است.



شکل ۶. نمودار مقایسهٔ آنومالی بارش زمستانه کشور همراه تعداد ایستگاه‌های دارای بارش زیر نرمال متناسب با تغییرات فازهای پاییزه و زمستانه QBO

جدول ۱. خلاصهٔ نتایج حاصل از ارتباط فازهای مختلف پاییزه و زمستانه با بارش‌های زمستانهٔ ایران (منبع: نگارندگان)

میزان همبستگی و معناداری	مناطق تحت پوشش و نحوهٔ تأثیر	فازهای QBO
بین -0.82 الی -0.5 در مناطق مرکزی و جنوبی به‌خصوص سواحل خلیج فارس که در اغلب این نواحی معنادار تشخیص داده شد	اغلب مناطق کشور به‌خصوص بخش‌های مرکزی و جنوبی به‌صورت کاهش بارش‌های زمستانه	فازهای مثبت پاییزه
در مناطق شمال غرب، نواحی مرکزی، و جنوب شرق بین -0.2 الی -0.35 که فقط در دو ایستگاه معنادار بود	اغلب مناطق به‌جز شمال شرق به‌صورت افزایش جزئی بارش	فازهای منفی پاییزه
نواحی جنوب غرب به سمت شرق کشور بین -0.2 الی -0.67 در شمال غرب و غرب بین 0 تا 0.4 ؛ ضرایب فقط در چند ایستگاه جنوب غربی و شرقی معنادار بود	در نواحی جنوبی و شرقی کاهش بارش و در شمال غرب، غرب به‌صورت افزایش جزئی بارش	فازهای مثبت زمستانه
بیشترین ضرایب همبستگی در بخش‌های غربی، سواحل خلیج فارس، و شرق کشور بین 0.2 الی 0.5 که در هیچ ایستگاهی معنادار نبود	در اغلب نواحی کاهش بارش	فازهای منفی زمستانه

نتیجه‌گیری

هدف از این مطالعه آشکارسازی تأثیر دورپیوند QBO بر بارش‌های فصل زمستان با استفاده از روش‌های آماری و توصیفی بود. نتایج نشان داد طی سال‌های اخیر، میانگین بارش‌های زمستانهٔ کشور رو به کاهش بوده است؛ به‌طوری‌که این دوره مصادف با افزایش فرین‌های دورپیوند QBO بوده است؛ به‌گونه‌ای که شدت فرین‌های منفی طی دو دههٔ اخیر نسبت به دهه‌های پیش از آن تقریباً دوبرابر شده است. با توجه به این مباحث و نتایج حاصل از تحلیل ارتباط بین فازهای مثبت و منفی نمایهٔ نوسان شبه‌دوسالانه مشخص شد که ارتباط معکوس و معناداری بین فازهای مثبت QBO در فصل پاییز با بارش‌های فصل زمستان در اغلب ایستگاه‌ها، به‌ویژه نواحی مرکزی و جنوبی ایران، وجود دارد؛ به‌طوری‌که با افزایش شدت فرین‌های مثبت در فصل پاییز امکان وقوع بارش‌های کمتر از نرمال در فصل زمستان در کشور به‌ویژه در

نواحی مرکزی و جنوبی افزایش می‌یابد؛ به‌عنوان نمونه، می‌توان به سال‌های ۲۰۰۷، ۲۰۰۹، ۲۰۱۴، ۲۰۱۶، و ۲۰۱۷ اشاره کرد که کاهش بارندگی در آن سال‌ها مصادف با فازهای بسیار مثبت پاییزه این سیگنال اقلیمی بوده است. برخلاف نقش مؤثر فازهای مثبت حدی در فصل پاییز بر کاهش بارندگی‌های زمستانه مناطق جنوبی و مرکزی ایران، وقوع ترسالی زمستانه در صورت وقوع فازهای منفی در فصل پاییز قطعی نیست.

اثر فازهای مثبت زمستانه بر تغییرات بارشی کشور محسوس نیست. اگرچه فازهای منفی زمستانه این شاخص موجب کاهش نسبی و غیرمعنادار بارش در اغلب نقاط می‌شود، به‌نظر می‌رسد فرین‌های منفی این دورپیوند در فصل زمستان باعث کاهش نسبتاً محسوس بارندگی در اغلب نقاط شده است که به‌عنوان نمونه می‌توان به سال‌های ۲۰۱۰، ۲۰۱۲، و ۲۰۱۵ اشاره کرد که این سال‌ها به‌عنوان سال‌های خشک مصادف با فرین‌های منفی زمستانه این دورپیوند بوده‌اند. از طرفی، وقوع ترسالی‌های زمستانه مصادف با رخداد فازهای ملایم شاخص QBO در فصول پاییز و زمستان بوده است. می‌توان چنین نتیجه گرفت که دورپیوند QBO یکی از عوامل کنترل‌کننده بارش‌های فصل زمستان در مناطق مختلف کشور به‌ویژه بخش‌های جنوبی، مرکزی، و غربی است که نقش عمده و محسوس این نمایه به‌صورت کاهش بارندگی است. یادآور می‌شود که نمایه نوسان شبه‌دوسالانه بر بارش‌های زمستانه نوار شمالی ایران به‌خصوص شمال غرب و سواحل شمالی کشور اثر محسوسی ندارد. به‌طورکلی، نتایج تحقیق حاضر با توجه به عدم مطالعه تأثیر شاخص QBO بر روی بارش‌های ایران قابل مقایسه با تحقیقات پیشین نیست. اما با توجه به مطالعات مفیدی (۱۳۸۵) و اسبقی و همکاران (۲۰۱۶) مبنی بر تأثیر این دورپیوند بر گردش زمستانه جو در نیم‌کره شمالی و جریان طوفان‌ها محدوده دریای مدیترانه و از طرفی وجود تحقیقات خارجی همچون مطالعات آدام و همکاران (۲۰۰۹)، یوشیو (۲۰۱۱)، هانسن و همکاران (۲۰۱۶)، یونا و همکاران (۲۰۱۹) مبنی بر اثر شاخص QBO بر روی شاخص‌های انسو، شاخص شمالگان (AO)، شاخص MJO، و تأثیر آن بر روی اوزون، دما، و گردش پوش‌سپهری، مشخص است که این شاخص تأثیر بسزایی در بارش‌های ایران خواهد داشت که در نتایج این مطالعه شواهدی از آن بیان شده است.

سپاس‌گزاری

از سازمان هواشناسی کشور به جهت مساعدت در تهیه داده‌های بارش بسیار سپاس‌گزاریم.

منابع

- امیدوار، ک. (۱۳۸۹). *اقلیم‌شناسی دینامیک*، انتشارات دانشگاه یزد.
- بیات ورکشی، م. و قیصری، پ. (۱۳۹۷). تأثیرپذیری تراز آب زیرزمینی از پدیده آنسو، *تحقیقات منابع آب ایران*، ۱۴(۲): ۱-۱۱.
- جهان‌بخش اصل، س.؛ ساری صراف، ب.؛ قائمی، ه. و پوراصغر، ف. (۱۳۹۰). بررسی تأثیر دوقطبی اقیانوس هند بر تغییرپذیری بارش‌های فصلی استان‌های جنوبی کشور، *فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی*، ۲۶(۴): ۲۷-۴۶.
- خجسته غلامی، و. (۱۳۹۷). *هم‌پیوندی اثر آنسو و نوسان شبه‌دوسالانه بر بارش ایران*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، گروه آب و هواشناسی، ص ۱-۶۹.
- خسروی، م. (۱۳۸۳). مطالعه روابط بین الگوهای چرخشی جوی کلان‌مقیاس نیم‌کره شمالی از جمله AO با خشک‌سالی‌های سالانه سیستان و بلوچستان، *جغرافیا و توسعه*، ص ۱۶۷-۱۸۸.
- دارند، م. (۱۳۹۳). پایش خشک‌سالی ایران به کمک شاخص شدت خشک‌سالی پالمیر و ارتباط آن با الگوهای پیوند از دور جوی- اقیانوسی، *فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی*، ۲۹(۴): ۶۷-۸۲.
- دوستان، ر. (۱۳۹۷). دورپیوند جهانی و دورپیوندهای منطقه‌ای ایران، *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۴۴(۳): ۶۲۵-۶۴۰.
- صفرزاده، ط.؛ رورده، ه.ا. و شعبان‌پور نوذری، س. (۱۳۹۶). ارتباط الگوهای پیوند از دور بر چرخه آب در اتمسفر ایران، *فصل‌نامه علمی- پژوهشی و بین‌المللی انجمن جغرافیای ایران*، ۱۵(۵۴): ۲۶۳-۲۷۴.
- عزیزی، ق. (۱۳۷۹). النینو و دوره‌های ترسالی- خشک‌سالی در ایران، *پژوهش‌های جغرافیایی*، ۳۸: ۷۱-۸۴.
- فرج‌زاده اصل، م.؛ علیجانی، ب.؛ احمدی، م.؛ مفیدی، ع.؛ بابائیان، ا. و قویدل رحیمی، ی. (۱۳۹۲). بررسی وردایی الگوهای پیوند از دور و اثر آن‌ها بر بارش ایران، *نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، ۴(۱۵ و ۱۶): ۳۱-۴۵.
- قاسمی، ه.؛ بذرافشان، ا. و بخشایش‌منش، ک. (۱۳۹۶). پیش‌بینی بارش ماهانه با استفاده از الگوهای پیوند از دور و شبکه عصبی مصنوعی در حوزه فلات مرکزی ایران، *فیزیک زمین و فضا*، ۴۳(۲): ۴۰۵-۴۱۸.
- لک‌زاشکوری، ق.؛ روشن، غ. و شاهکویی، ا. (۱۳۹۷). واسنجی اثر الگوها و شاخص‌های پیوند از دور بر رخداد خشک‌سالی‌های استان گلستان، *فصل‌نامه برنامه‌ریزی و منطقه‌ای*، ۸(۲۹): ۱۰۷-۱۲۴.
- محمودی، پ.؛ علیجانی، ب.؛ مسعودیان، ا. و خسروی، م. (۱۳۹۴). رابطه بین الگوهای پیوند از دور و یخبندان‌های فراگیر ایران، *جغرافیا و توسعه*، ۴۰: ۱۷۵-۱۹۴.
- مسعودیان، س.ا. (۱۳۸۸). نواحی بارشی ایران، *مجله جغرافیا و توسعه*، ۷: ۷۹-۹۱.
- مسعودیان، ا. و اکبری، ط. (۱۳۸۸). شناسایی الگوهای پیوند از دور نیم‌کره شمالی بر دمای ایران، *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ص ۱۱۷-۱۳۲.
- مسعودیان، س.ا. (۱۳۹۰). *آب و هوای ایران*، مشهد: انتشارات شریعه توس مشهد.
- مفیدی، ع. (۱۳۸۵). تحلیل دینامیکی نقش گردش بزرگ‌مقیاس پوش‌سپهری در کاهش اوزون پوش‌سپهری، *فصل‌نامه علمی- پژوهشی سرزمین*، ۳(۱۰): ۱۲۷-۱۵۵.
- Adam, A.; Scaif, A. and Marshall, G. (2009). Impact of the QBO on surface winter, *Geophysical Research*, 114: 1-6.
- Alijani, B.; Brien, J.O. and Yarnal, B. (2008). Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran, *Theoretical and Applied Climatology*, 94: 107-124.

- Angstrom, A. (1935). Teleconnections of Climatic Changes in Present Times, *Geografika Annular J.*, 17: 242-258.
- Asbaghi, Gh.; Joghataei, M. and Mohebalhojeh, A. (2016). Impact of the QBO on the North Atlantic and Mediterranean storm tracks, *Geophysical Research Letters*, pp. 1-8.
- Azizi, G. (2000). ELNINO and moist-droughts periods in IRAN, *Research Geography*, 38: 71-84.
- Balachandron, S. and Guhathakurta, P. (1999). On the Influence of QBO over North Indian Ocean Storm and Depression Tracks, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 70: 111-118.
- Baldwin, M.P.; Gray, L.J.; Dunkerton, T.J.; Hamilton, K.; Haynes, P.H.; Randel, W.J. and Holton, J.R. (2001). The Quasi Biennial Oscillation, *Review of Geophysics*, 39(2): 179-230.
- Bayatvarkeshi, M. and Geysari, P. (2018). The Susceptibility of Groundwater Budget from Enso Phenomenon, *Iran Water Resources Research*, 2: 1-11.
- Beig, G.; Fadnavis, F. and Polade, S.D. (2008). Features of ozone QBO in the vertical structure of tropics and subtropics, *Meteorology and Atmospheric Physics*, pp. 221-231.
- Bo, C.; Shuting, Y. and Marianne Sloth, M. (2016). Do strong warm ENSO events control the phase of the stratospheric QBO? *Geophysical Research Letters*, 43: 10489-10495.
- Brazdil, R. and Zolotkrylin, A.N. (1995). The QBO Signal in Monthly Precipitation Fields Over Europe, *Theoretical and Applied Climatology*, 51: 3-12.
- Calvo, N.; Giorgetta Marco, A.; Garcia Herrera R. and Manzini, E. (2009). Nonlinearity of the Combined warm ENSO and QBO effects on the Northern Hemisphere polar vortex in MAECHAM 5 Simulations, *Journal of geophysical research*, 114(131): 11-19.
- Chaim, I.; Garfinkel, D. and Hartmann, L. (2011). The Influence of the Quasi-Biennial Oscillation on the Troposphere in winter in a Hierarchy of Models. Part II: Perpetual Winter WACCM Runs, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(9): 2026-2041.
- Christopher, C., David W., Matthew, H., and Amihan, H. (2003). On the relationship between QBO and Tropical Deep Convection, *Journal of Climate*, 16: 2552-2568.
- Darand, M. (2014). IRAN Drought monitoring using Palmer drought Severity index and its relation to atmospheric-oceanic teleconnection patterns, *Geographical Researches quarterly journal*, 115: 68-72.
- Doustan, R. (2018). Teleconnections of World and Teleconnections Region of Iran, *Journal of Earth and Space Physics*, pp. 625-640.
- Farajzadeh Asl, M.; Alijani, B.; Ahmadi, M.; Mofidi, A.; Babaian, I. and Gavidel Rahimi, Y. (2013). The study of Teleconnection patterns and their effects on Precipitation of IRAN, *Journal of Climatology Research*, 15: 31-45.
- Gasemyieh, H.; Bazrafshan, A. and Bakhsayeshmanesh, K. (2007). Monthly Precipitation Forecasting using Teleconnection patterns and artificial Neural Network in the Central region of Iran, *Journal of Earth and Space physics*, 2: 405-418.
- Hansen, F.; Matthes, K. and Wahl, S. (2016). Tropospheric QBO-ENSO Interactions and Differences between the Atlantic and pacific, *Journal of climate*, 29: 1353-1358.
- Hibbins, R.E.; Javvis, M.J. and Frod, E.A.K. (2009). QBO effects on Antarctic mesospheric wind and polar vortex, *Geophysical research Letters*, 36: 1-6.
- Jahanbakhsh Asl, S.; Sari sarraf, B.; Gaemi, H. and Pourasghar, F. (2010). The impact of Indian Ocean bipolar effect on seasonal variability in the southern provinces of Iran, *Journal of research Geograhic*, 4: 27-46.

- James, A.; Theodore, G.S. and John, F.S. (2010). Influence of the QBO on the Extra-tropical Winter Stratosphere in an Atmospheric General Circulation Model and in Reanalysis Data, *Journal of the Atmospheric Science*, 67 (5): 1402-1419.
- Jianping, H.; Kaz, H. and Shabbar, A. (1998). The relationship between the NAO and ENSO, *Geophysical Research Letters*, 25: 2707-2710.
- Jihoon, S.; Wookap, C.; Daeok, Y.; Doo-Sun, R.P. and Jin Young, K. (2013). Relationship between the stratospheric QBO and the spring rainfall in the western north pacific, *Geophysical Research Letters*, 40: 5949-5953.
- Jones, J.; Rind, D.; Balachandran, N. and Schmidh, G.A. (2014). The QBO in two GISS global climate models, *Journal of Geophysical Research*, 119: 1-27.
- Khojasteh Gholami, V. (2018). *Combined Impacts of QBO and ENSO on Precipitation of Iran*, Thesis of M.A., University OF Tabriz, Faculty of Planning and Environmental Science, *Department of Climatology*, pp. 1-69.
- Khosravi, M. (2003). Study of the relationship between atmospheric- scale cyclic patterns including AO with annual Droughts of Sistan and Baluchestan Region, *Research Geography and Development*, pp. 167-188.
- Kunze, M. and Labitzke, K. (2012). Interactions between the stratosphere, the sun and the QBO during the northern summer, *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial physics*, pp. 141-146.
- Lakzasakour, G.; Roushan, G. and Sahkouyi, E. (2018). Study of the effect of teleconnection patterns and indicators on Drought event of Golestan Province, *Journal of Planning and Regional*, pp. 107-124.
- Lee, See.; Shelow, D.M.; Thompson, A.M. and Miller, S.K. (2010). QBO and ENSO Variability in Temperature and Ozone From SHADOZ, *Journal of geophysical research*, DOI:10.1029, pp. x-1-x-38.
- Mahmoudi, P.; Alijani, B.; Masoudian, A. and Khosravi, M. (2015). The Relationship Between the patterns of teleconnection and sweeping ice-over of IRAN, *Research Geography and Development*, 40: 175-194.
- Martin, W. and Matthew, H.H.A. (2003). On the Relationship between the QBO and Tropical Deep Convection, *Journal of climate*, 16: 2552-2568.
- Masoudian, A. (2009). Delineation regions of Iran, *Research Geography and Development*, 7: 79-91.
- Masoudian, A. (2011). *Climate of Iran*, Hedge, Iran, Publishing Sharia Toos Mashha, pp. 1-277.
- Masoudian, A. and Akbari, T. (2009). Characterization of North hemisphere Teleconnection patterns on Iran temperature, *Research Journal of Isfahan University*, pp. 117-132
- Mofidi, A. (2006). Dynamic analysis of the role of big circulation in the scale of Quarterly, *Journal of Land Research*, 10: 127-155.
- Murat, T, and Faize, S. (2009). Spatio-temporal variability of precipitation total series over Turkes, *International Journal of Climatology – Int .j Climatology*, 29: 1056-1074.
- Nazemosadat, M.J. and Cordery, I. (2000). On the relationships between ENSO and autumn rainfall in Iran, *International Journal of Climatology*, pp. 47-61.
- Nazemosadat, M.J.; Samani, N.; Barry, D.A. and Molaiiniko, M. (2006). ENSO forcing on climate change in IRAN, *Iranian Journal of Science and Technology*, 30: 555-565.
- Noorafshan, M. and Gheiby, A. (2012). ENSO Events , Rainfall variability and the potential of SOI for the Seasonal precipitation predictions in Iran, *American Journal of climate change*, pp. 34-45.
- Omidvar, K. (2010). *Dynamic Climatology*, Hedge, Iran, pp. 1-389.

- Ouyang, R.; Liu., W.; Fu, G.; Liu. C.; Hu. L. and Wang, H. (2014). Linkes between ENSO and PDO signals and precipitation, stream flow in China during the last 100 years, *Hydrology and Earth Systems Science*, 18: 3651-3661.
- Peter, W. (2011). *The Influence of the QBO and ENSO on the Northern Hemisphere winter stratospheric polar vortex*, *Atmospheric, Oceanic and planetary physics*, University of oxford, pp. 1-61.
- Richter, J.; Deser, C. amd Sun, L. (2015). Effects of Stratospheric Variability on ELNINO teleconnections, *Environmental Research Letters*, pp. 1-10.
- Roy, I. and Haigh, J.D. (2011). The influence of solar variability and the QBO on lower atmospheric temperatures and sea level pressure, *Atmos, Chem. Phys*, 11: 11679-11678.
- Safarrad, T.; Rordeh, H. and Sabanpour nouzari, S. (2017). Relationship Between Teleconection Patterns and water cycle in the Atmosphere Of IRAN, *Quarterly Journal of International Geographic Society of Iran*, 54: 263-274.
- Seppala, A.; Maliniemi, V.; Asikainem, T. and Mursulec, K. (2013). QBO depended relation between electron precipitation and winter time surface, *Journal of geophysical research*, 118: 6302-6310.
- Shouyi, D.; Wen, C.; Juan, F.; Hans, F. and Raf, G. (2016). Combined Impacts of PDO and two types of Lanina on climate Anomalies in Europe, *Journal of climate*, 30: 3253-3278.
- Upperbrink, J. (1997). *Seasonal Climate Prediction Science*, 277: 1949-1964.
- Yoshio, K.; Kevin, H. and Shingo, W. (2011). The Quasi-Biennial Oscillation in a Double CO2 Climate, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(2): 265-283.
- YoungIn, W. and Jang, M. (2013). Intensity of climate variability derived from the satellite and MERRA reanalysis temperatures: AO, ENSO, QBO, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial physics*, pp. 15-27.
- Yuna, L., Seok, W., Andrew G., Harry, H., Kyong, H. (2019). Influence of the QBO on MJO prediction skill in the sub seasonal-to-seasonal prediction models, *Climate Dynamics*, pp. 1-15.