

بررسی اقلیمی سامانه‌های بندالی نیمکره شمالی و ایران

فاطمه عابدی- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان
داریوش رحیمی* - دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی دانشگاه اصفهان
سید ابوالفضل مسعودیان- استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان
محمدصادق کیخسروی کیانی- دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۹/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۵/۲

چکیده

سامانه‌های بندالی پدیده‌های مقیاس همدید منطقه برون‌حاره‌اند که موجب انقطاع و تضعیف بادهای غربی می‌شوند و در رخدادهای فرین‌های آب‌وهوایی نقش مهمی دارند. برای بررسی فراوانی، توزیع زمانی و مکانی سامانه‌ها از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی $2/5^\circ \times 2/5^\circ$ و تفکیک زمانی شش ساعته برای دوره ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۲ در نیمکره شمالی و نمایه فیلترشده (TM) استفاده شد. یافته‌ها نشان داد که رخدادهای در اطلس دو برابر آرام و سه برابر آمریکا و غرب اروپا است و کمترین رخدادهای در شرق آسیا و شرق اروپا است. همچنین، از نظر زمانی، در اقیانوس اطلس سال ۱۹۵۴ بیشترین و ۱۹۶۸ کمترین و در اقیانوس آرام سال ۲۰۱۱ بیشترین و ۱۹۵۷ کمترین فراوانی رخداد را دارند. در ایران یازده سال بدون رخداد و سال ۱۹۷۵ بیشترین درصد فراوانی مشاهده شد. توزیع فصلی نشان داد بیشترین فراوانی رخداد به ترتیب در فصل تابستان، پاییز، زمستان، و بهار است. رخدادهای بندالی در فصل زمستان بیشتر روی مناطق اقیانوسی و سواحل و در فصل گرم روی مناطق قاره‌ای نیز مشاهده شد. همچنین، مشخص شد که رخداد سامانه‌های بندالی در ۹۰ موقعیت از ۱۴۴ طول جغرافیایی با کاهش بارش سالانه در ایران ارتباط معنادار دارد.

کلیدواژگان: ایران، سامانه‌های بندالی، نمایه (TM)، نیمکره شمالی.

مقدمه

واچرخندها، اعم از حرارتی و دینامیکی، در محل تشکیل خود توده‌های هوا را ایجاد می‌کنند و در موقع گسترش یا حرکت نیز توده‌های هوای ایجادشده را به نواحی دیگر هدایت می‌کنند. واچرخندهای دینامیکی مناطق برون‌حاره یکی از پدیده‌های همدید هستند که به بادهای غربی وابسته‌اند. حرکت متوالی چرخندها و واچرخندها سبب می‌شود که منطقه استیلای بادهای غربی به تناوب بارانی و صاف شود و بدین ترتیب نوع هوای حاکم بر منطقه در فواصل زمانی معین، که بستگی به حرکت مداری و نصف‌النهار بادهای غربی دارد، تکرار شود. این سامانه‌ها در صورت داشتن حرکت مداری به سرعت از مناطق عبور می‌کنند؛ اما به هنگام حرکت نصف‌النهاری تمایلی پایا و ایستا پیدا می‌کنند و به صورت سلول بسته‌ای در شمال بادهای غربی به صورت ساکن درمی‌آیند و مانع حرکت بادهای غربی می‌شوند (کاویانی و علیجانی، ۱۳۸۶: ۳۱۶). این پدیده در مطالعات آب و هواشناسی همدید با نام «سامانه بندالی» شناخته می‌شود.

این سامانه‌های پُرفشار پایدار، که جریان‌های غربی را قطع و مانع گسترش شرق‌سوی سامانه‌های مهاجر در منطقه

برون‌حاره به‌ویژه عرض‌های میانی می‌شوند، به تغییرات زیادی در کمیت عناصر اقلیمی مانند دما و بارش منجر می‌شوند و در واقع به شکل پدیده همدید اقلیمی عمل می‌کنند (الیت و اسمیت، ۱۹۴۹: ۶۹؛ ناکس وهای، ۱۹۸۴: ۳۷؛ پلی، ۲۰۰۱: ۱؛ شوپرز و همکاران، ۲۰۰۴: ۱؛ آنتوخینا و همکاران، ۲۰۱۶: ۱؛ گلیسان، ۲۰۰۷: ۱).

اولین مطالعات بر روی پدیده بندالی به دهه ۱۹۴۰-۱۹۵۰ یعنی فعالیت‌های پژوهشی نامیاس (۱۹۴۷)، الیت و اسمیت (۱۹۴۹)، رکس (a: ۱۹۵۰b: ۱۹۵۰)، و سامنر (۱۹۵۴) برمی‌گردد. گستردگی مطالعات در این زمینه موجب شد معیارهای مختلفی برای تشخیص سامانه‌های بندالی ارائه شود. این معیارها را می‌توان در دو گروه، معیارهای کیفی و کمی، جای داد (عزیزی، ۱۳۷۸: ۳۸). معیارهای کیفی به طور عمده بر مبنای بررسی نقشه‌های جوی و معیارهای کمی عمدتاً بر داده‌های خام و محاسبه ناهنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل متکی است. بیشتر پژوهشگران برای تشخیص سامانه‌های بندالی بر معیارهایی چون دوشاخه‌شدن جریان غربی روی موقعیت جغرافیایی خاص و تداوم یا میزان جابه‌جایی مشخصی تأکید می‌کنند (رکس، a: ۱۹۵۰: ۱۹۷؛ آستن، ۱۹۸۰: ۳۳۰؛ تریدل و همکاران، ۱۹۸۱: ۴؛ عزیزی و خلیلی، ۱۳۹۰: ۴۲؛ آثر و لوپو، ۲۰۱۰: ۲). برخی نیز افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را برای مدت معینی ملاک تشخیص بندالی معرفی می‌کنند (هارتمن و قان، ۱۹۸۰: ۱۱۴۵؛ کاررا و همکاران، ۲۰۰۴: ۴۸۲۵؛ چارنی و همکاران، ۱۹۸۱: ۷۶۸). گروهی نیز از روش ترکیبی دو معیار کمی و کیفی استفاده کرده‌اند. حافظ و آمازروی (۲۰۱۳: ۵) دوشاخه‌شدن جریان هوای غربی در عرض ۳۰ درجه شمالی و ناهنجاری مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشتر از ۱۰۰ متر برای سیستم پُرفشار بندالی را مد نظر قرار دادند. ناکس وهای (۱۹۸۴: ۴۰-۴۱) نیز بر آن‌اند که واچرخند شناسایی شده باید نتیجه فروپاشی جریان مداری باشد که از قبل در منطقه وجود داشته است و این مراکز واچرخند باید در شمال ۴۵ درجه شمالی قرار گیرند. در بررسی معیار تشخیص سامانه‌های بندالی رکس (a: ۱۹۵۰: ۱۹۷) و حافظ و آمازروی (۲۰۱۳: ۵) تداوم حداقل ده روز، کاررا و همکاران (۲۰۰۴: ۴۸۲۵) تداوم حداقل هشت روز، تریدل (۱۹۸۱: ۴)، عزیزی و خلیلی (۱۳۹۰: ۴۲)، دیاو (۲۰۰۶: ۴۸۳۸)، و آثر و لوپو (۲۰۱۰: ۲) تداوم دست‌کم پنج روز، پلی (۲۰۰۱: ۴۳) تداوم چهار و پنج روز، تیبالدی و مولتنی (۱۹۹۰) تداوم حداقل سه روز، ناکس وهای (۱۹۸۴: ۴۰) حداقل سه روز متوالی از پنج روز مشاهده را مبنای پژوهش خود قرار دادند.

بر این اساس، شناسایی سامانه‌های بندالی بیشتر مبتنی بر استفاده از داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ و یا 4×4 درجه جغرافیایی بوده است (ویدمن و همکاران، ۲۰۰۲: ۳۴۶۰؛ کاررا و همکاران، ۲۰۰۴: ۴۸۲۴؛ دیاو و همکاران، ۲۰۰۶: ۴۸۲۱؛ باریوپدرو و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۰۴۴؛ آثر و لوپو، ۲۰۱۰: ۲؛ چیونگ و همکاران، ۲۰۱۳: ۳۹۹؛ تیبالدی و مولتنی، ۱۹۹۰: ۳۴۵). چرینکوا و همکاران (۲۰۱۵: ۴۷) و سمنوا (۲۰۱۳: ۳۴۳)، علاوه بر داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، از مؤلفه بادماری در ارتفاع ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز استفاده کردند.

به منظور تشخیص سامانه‌های بندالی، روش کمی - کیفی تیبالدی و مولتنی (TM) به دلیل سهولت استفاده و آشکارسازی مناسب‌تر سامانه‌های بندالی بیشتر از نمایه‌های دیگر مورد استفاده قرار گرفته است (تیبالدی و مولتنی، ۱۹۹۰: ۳۴۵؛ وان و همکاران، ۲۰۱۶: ۴۳۶۳؛ آنتوخینا و همکاران، ۲۰۱۶: ۲؛ شالچ و همکاران، ۲۰۱۱: ۲؛ باریوپدرو و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۰۴۴؛ چیونگ و همکاران، ۲۰۱۳: ۳۹۹). برخی پژوهشگران نیز با انجام‌دادن تغییرات در محدوده‌های مکانی و ارائه فیلترهایی، ضمن اصلاح روش یادشده، از آن استفاده کرده‌اند (شالچ و همکاران، ۲۰۱۱: ۹۸). نمایه‌های دیگری نیز برای شناسایی سامانه‌های بندالی ارائه شده که از آن جمله می‌توان به بررسی شدت بندالی با استفاده از نمایه

BI (ویدنمن و همکاران، ۲۰۰۲: ۳۴۶۰؛ آثر و لویو، ۲۰۱۰: ۲؛ باریوپدرو و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۰۴۶؛ چیونگ و همکاران، ۲۰۱۳: ۳۹۹)، نمایه جدید بندالی قاره‌ای اروپا (ECBI)، و نمایه لیجنس - اکلند به وسیله چرینکوا و همکاران (۲۰۱۵: ۴۷) و نمایه گردشی Katz توسط سمنا (۲۰۱۳: ۳۴۳) اشاره کرد.

در مورد مراکز عمده رخداد بندالی در نیمکره شمالی، با کمی تفاوت در محدوده طول جغرافیایی، آرای مشابهی ارائه شده است: ۱۰ درجه غربی در اقیانوس اطلس و ۱۵۰ درجه غربی در اقیانوس آرام (رکس، ۱۹۵۰: b: ۳۰۰)؛ اطلس - اروپا، آرام، و کوه‌های اورال (چیونگ و همکاران، ۲۰۱۳: ۴۰۸)؛ ۴۰ درجه غربی تا ۵۰ درجه شرقی و از ۱۲۰ تا ۱۷۰ درجه غربی (تریدل و همکاران، ۱۹۸۱: ۲۱)؛ مناطق شرق اطلس و اروپا و سپس شرق آسیا - آرام و دو منطقه مجزا در ۹۰ درجه شرقی و ۱۱۰ درجه غربی و اورال در ۶۰ درجه شرقی (شالج و همکاران، ۲۰۱۱: ۴)؛ ۴ بخش مستقل اطلس، اروپا، شرق، و غرب اقیانوس آرام (باریوپدرو و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۰۴۲)؛ از شرق اقیانوس اطلس تا اروپا به سمت آسیای مرکزی و منطقه دوم در مرکز و شرق اقیانوس آرام (تایرلز و هاسکینز، ۲۰۰۸: ۱۶۳۸)؛ بخش‌های شمال شرق اطلس و آرام (الیت و اسمیت، ۱۹۴۹: ۷۱)؛ (آستن، ۱۹۸۰: ۳۲۸)؛ غرب اروپا و مرکز و غرب آرام (لیجنس و اکلند، ۱۹۸۳: ۳۶۲)؛ منطقه اطلس در نیمکره شمالی و منطقه آرام در نیمکره جنوبی (ویدنمن و همکاران، ۲۰۰۲: ۳۴۵۹)؛ ۱۰ درجه غربی تا ۲۰ درجه شرقی و بیشینه دوم منطقه ایران (درگاهیان و همکاران، ۱۳۹۳: ۲۳۸).

لیجنس (۱۹۹۵: ۸۶)، چیونگ و همکاران (۲۰۱۳: ۴۰۰)، دیابو و همکاران (۲۰۰۶: ۴۸۳۸) و آستن (۱۹۸۰: ۳۲۸) نیز به مقایسه فراوانی رخداد بندالی در دو منطقه مهم یعنی منطقه اطلس - اروپا و آرام پرداختند و نشان دادند فراوانی رخداد سامانه‌های بندالی در اقیانوس آرام نسبت به اطلس - اروپا کمتر است. همچنین، آستن (۱۹۸۰: ۳۲۸) و تریدل و همکاران (۱۹۸۱: ۲۲) بیان کردند که فراوانی رخداد‌های بندالی در فصل بهار بیشتر از دیگر فصول است. لیجنس و اکلند (۱۹۸۳: ۳۶۲) بر آن‌اند که در اروپا حداکثر رخداد بندالی در زمستان و اوایل بهار است؛ در حالی که در آرام در ژانویه و با فراوانی کمتر در ژوئن مشاهده می‌شود. تایرلز و هاسکینز (۲۰۰۸: ۱۶۳۸) میانگین شدت رخداد‌های بندالی در شرق آرام را کمی بیشتر از مناطق دیگر اعلان کردند. باریوپدرو و همکاران (۲۰۰۶: ۱۰۶۱) و چیونگ و همکاران (۲۰۱۳: ۳۹۸) بر آن‌اند که رخداد بندالی در فصل گرم سال روی قاره‌ها و در فصل سرد سال روی اقیانوس‌ها فراوانی بیشتری دارد. همچنین، تحلیل روند سالانه سامانه‌های بندالی نشان می‌دهد که فراوانی این سامانه‌ها در اقیانوس آرام به‌ویژه بخش‌های غربی آن روند افزایشی و بر روی اطلس - اروپا روند کاهشی داشته است (باریوپدرو و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۰۴۲؛ چیونگ و همکاران، ۲۰۱۳: ۳۹۷). آثر و همکاران (۲۰۱۳: ۵۹۷) نیز بر آن‌اند که طولانی‌ترین تداوم رخداد و اچرخند بندالی عرض میانی در طی دهه ۱۹۹۸-۲۰۰۷ روی داده است. ویدنمن و همکاران (۲۰۰۲: ۳۴۷۱) نیز به مقایسه رخداد‌های بندالی در دو نیمکره پرداختند و بیان کردند که رخداد سامانه‌های بندالی منطقه آرام و اطلس در نیمکره شمالی قوی‌تر از همین مناطق در نیمکره جنوبی هستند. بررسی مطالعات ذکر شده در این خصوص بیانگر تفاوت شاخص‌های کیفی برای شناسایی سامانه‌های بندالی است؛ به‌گونه‌ای که از تداوم‌های سه تا ده‌روزه را معیار قرار داده‌اند. علاوه بر آن، عمده کارها بر اساس بررسی‌های چشمی است. در این مطالعه تلاش می‌شود با استفاده از شاخص‌های کمی به شناسایی این سامانه‌ها دست یافت. علاوه بر آن، با توجه به نقش سامانه‌های بندالی در رخداد‌های اقلیمی در این پژوهش، نگارندگان کوشیده‌اند به شناسایی و بررسی ویژگی‌های اقلیمی و جغرافیایی (زمان، مکان، و فراوانی رخداد) سامانه‌های بندالی در نیمکره شمالی بپردازند.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با اندازه یاخته‌های $۲/۵ \times ۲/۵$ درجه جغرافیایی در بازه زمانی شش ساعته دوره ۱۹۵۱/۱/۱ تا ۲۰۱۲/۱۲/۳۱ معادل ۱۳۲۹/۱۰/۱۱ تا ۱۳۹۱/۱۰/۱۱ مربوط به مرکز ملی تحقیقات جوی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی (NCEP/NCAR)^۱ استفاده شد. پس از اخذ داده‌های hgt تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای هر سال ماتریس جداگانه‌ای در نرم‌افزار MATLAB ایجاد شد. بر اساس نمایه TM، داده‌های hgt تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به عرض‌های جغرافیایی ۲۲/۵، ۴۲/۵، و ۶۲/۵ استخراج شد. در مرحله بعد بر اساس داده‌های مربوط به مدارهای ذکر شده و نمایه تیبالدی-مولتنی (TM) (۱۹۹۰) و تیبالدی و همکاران (۱۹۹۷) شرایط رخداد و رخداد بندالی در محیط نرم‌افزار MATLAB برنامه‌نویسی شد و سپس نمایه TM محاسبه شد. در ادامه، با کمک فیلترینگ، تداوم سامانه‌های بندالی از کم‌فشارها تفکیک شد (نگاره ۹ تا ۱۱). سپس، با نمایه TM شیو نصف‌النهاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (GHGN, GHGS)^۲ به طور هم‌زمان بر روی ۱۴۴ طول جغرافیایی و ۹۰۵۸۴ (تعداد مشاهدات شش ساعته روزانه در ۶۲ ساله دوره آمار) مشاهده و محاسبه شد.

$$GHGN = \frac{Z(\varphi_N) - Z(\varphi_0)}{\varphi_N - \varphi_0} \quad (۱)$$

$$GHGS = \frac{Z(\varphi_0) - Z(\varphi_S)}{\varphi_0 - \varphi_S} \quad (۲)$$

بر طبق این فرمول، Z بیانگر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و φ بیانگر عرض‌های جغرافیایی است:

$$\varphi_N = 80^\circ + \Delta, \quad \varphi_0 = 60^\circ + \Delta, \quad \varphi_S = 40^\circ + \Delta, \quad \Delta = -5^\circ, -2.5^\circ, 0^\circ, 2.5^\circ, 5^\circ$$

در این مطالعه، بر اساس محدوده جغرافیایی چرخندها و واچرخندهای مؤثر در اقلیم ایران، محدوده‌های تعریف شده در نمایه TM و همچنین مقادیر دلتا نسبت به نمایه مبنا تغییر یافته است.

$$\varphi_N = 62.5^\circ + \Delta, \quad \varphi_0 = 42.5^\circ + \Delta, \quad \varphi_S = 22.5^\circ + \Delta, \quad \Delta = -2.5^\circ, 0^\circ, 2.5^\circ$$

خروجی این بخش کار داده‌های شیو نصف‌النهاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (GHGN, GHGS) است. بر اساس نمایه یادشده، در صورتی که شرایط زیر حداقل برای یکی از مقادیر دلتا در هر زمانی اتفاق بیفتد، آن طول را می‌توان به عنوان یک طول بندالی در نظر گرفت (تیبالدی و همکاران، ۱۹۹۷).

$$1) GHGS > 0,$$

$$2) GHGN < -10m/deg lat$$

بعد از اعمال شروط بر روی دو ماتریس (GHGN, GHGS)، جدولی حاوی کدهای یک و صفر، که به ترتیب رخداد و رخداد بندالی را نشان می‌دهد، استخراج شد و بر اساس این جدول تعداد رخدادهای هر طول جغرافیایی شمارش شد. در این مطالعه از زمان تشکیل تا نابودی یک سامانه بندالی یک رخداد در نظر گرفته شده است و رخدادهای یک مشاهده‌ای (کمتر از یک‌روزه) تا شصت مشاهده‌ای (پانزده‌روزه) و فراوانی رخدادها برای کل نیمکره شمالی استخراج شد. خروجی این مرحله جدول فراوانی رخدادهای بندالی با تداوم‌های یک تا ۴۷ مشاهده‌ای روی ۱۴۴ طول جغرافیایی نیمکره شمالی و جدولی حاوی تاریخ‌های مربوط به همه تداوم‌ها روی همه طول‌های جغرافیایی است که مبنای این پژوهش بررسی کلیه سامانه‌های بندالی با تداوم‌های مختلف یک تا دوازده روز (یک تا ۴۷ مشاهده) به طور جداگانه است. در مرحله بعد، بر

1. National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research

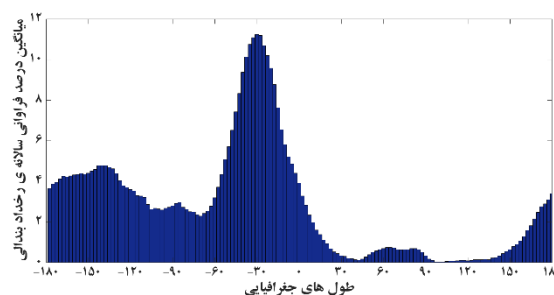
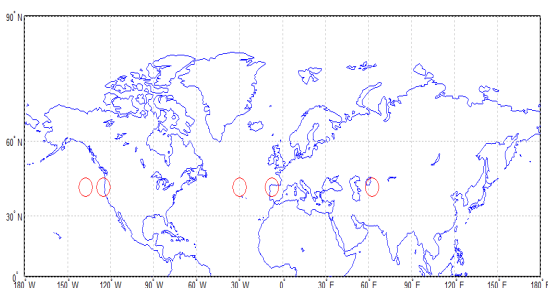
2. The southern 500 hpa geopotential height gradient_ The northern 500 hpa geopotential height gradient.

اساس تاریخ‌های مورد نظر رخداد‌های ماهانه برای ۶۲ سال آمار و ۴۷ تداوم- مشاهده و ۱۴۴ طول جغرافیایی استخراج و برای هر دوازده ماه یک جدول تهیه شد و جمع کل فراوانی‌های ماهانه رخداد‌های بندالی برای ماه محاسبه و بر روی نمودار نمایش داده شد. سپس، تعداد و درصد فراوانی نسبی سامانه‌های بندالی برای هر سال آماری و بر اساس همه تداوم‌ها محاسبه شد. در این مقاله تغییرات مکانی و زمانی رخداد‌های بندالی کوتاه‌مدت تا بلندمدت در اطلس ($70^{\circ}W - 10^{\circ}W$)، آمریکا ($125^{\circ}W - 70^{\circ}W$)، آرام ($125^{\circ}E - 150^{\circ}E$)، آسیا ($150^{\circ}E - 40^{\circ}E$)، اروپا ($40^{\circ}E - 10^{\circ}W$)، و ایران ($45^{\circ}E - 65^{\circ}E$) بررسی شده است. محدوده‌های تعریف‌شده برای هر بخش از روی مدار میانی شاخص TM یعنی مدار $42/5$ درجه شمالی انتخاب شد.

یافته‌های پژوهش

پراکنش مکانی سامانه‌های بندالی

مناطق عمده رخداد بندالی در نیمکره شمالی در تمام فصول و تمام تداوم سامانه‌های بندالی دو منطقه اطلس و آرام است. بررسی میانگین درصد فراوانی سالانه رخداد بندالی برای همه تداوم‌ها و کل دوره آماری (۱۹۵۱-۲۰۱۲) و طول‌های جغرافیایی هر محدوده نشان داد که حداکثر در بخش اطلس $11/2$ درصد، آرام $4/8$ درصد، اروپا $3/9$ درصد، آمریکا $3/7$ درصد، و آسیا $0/75$ درصد ایام سال بندالی رخ داده است. میانگین درصد رخدادها در بخش اطلس بیش از دو برابر منطقه آرام و تقریباً سه برابر آمریکا و غرب اروپا است و کمترین درصد سامانه‌های بندالی متعلق به شرق آسیا محدوده $140^{\circ}E - 100^{\circ}E$ و بخش کوچکی از شرق اروپا است، که جز در برخی تداوم‌های کوتاه‌مدت در ماه‌های گرم سال هیچ بندالی در این منطقه مشاهده نشده است (نگاره ۱).



نگاره ۲. پراکنش مکانی اوج فراوانی رخداد بندالی در بخش آرام، آمریکا، اطلس، اروپا، و آسیا

نگاره ۱. میانگین درصد فراوانی سالانه رخداد بندالی برای کل دوره ۱۹۵۱-۲۰۱۲ بر روی هر طول جغرافیایی نیمکره شمالی

بیشترین فراوانی رخداد‌های بندالی مربوط به بخش مرکزی اطلس با اوج فراوانی روی $30^{\circ}W$ ، سپس آرام در بخش غربی و مرکزی با اوج فراوانی روی $140^{\circ}W$ ، در آمریکا بر روی غرب قاره و اوج آن بر روی $125^{\circ}W$ ، اروپا بر روی غرب قاره با اوج فراوانی بر روی $10^{\circ}W$ ، و در آسیا در محدوده $85^{\circ}E - 60^{\circ}E$ و اوج آن بر روی $62/5^{\circ}E$ مشاهده شد (نگاره ۲).

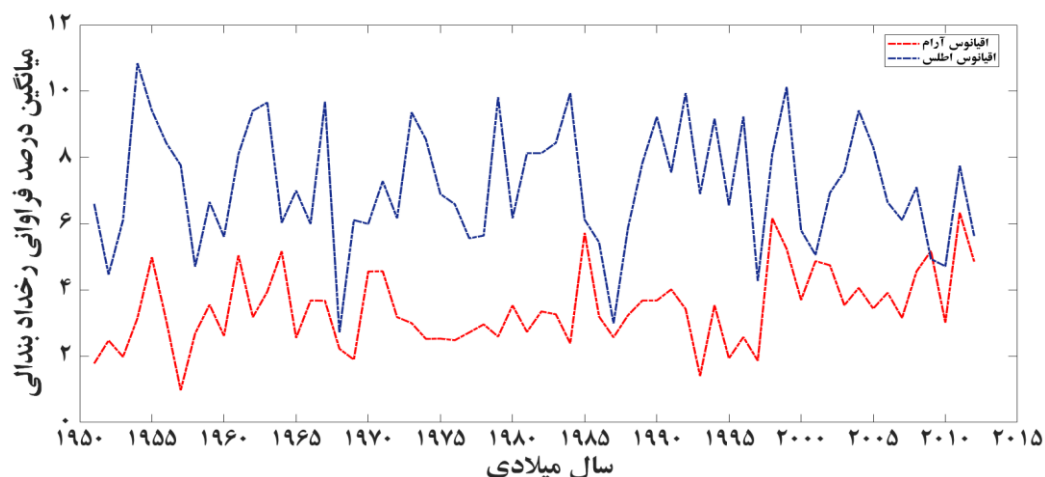
پراکنش زمانی سامانه‌های بندالی

تغییرات سالانه: در بین سال‌های یادشده (۱۹۵۱-۲۰۱۲) بیشترین میانگین درصد فراوانی رخداد بندالی در محدوده اطلس ($70^{\circ}W - 10^{\circ}W$) در سال ۱۹۵۴ $10/8$ درصد و در سال ۱۹۹۹ با $10/1$ درصد و کمترین میانگین درصد

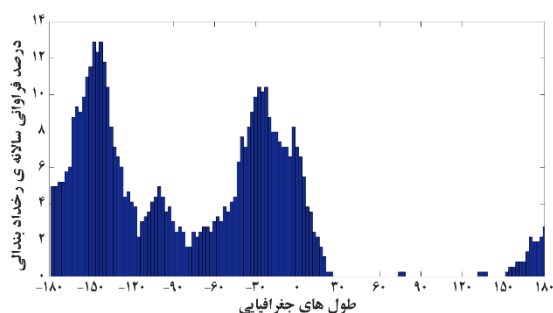
فراوانی رخداد بندالی در سال ۱۹۶۸ با ۲٫۷ درصد و ۱۹۸۷ با ۲٫۹ درصد مشاهده شد و در محدوده آرام ($125^{\circ}W$ - $150^{\circ}E$) بیشترین میانگین درصد فراوانی رخداد بندالی در سال ۲۰۱۱ با ۶٫۴ درصد و سال ۱۹۹۸ با ۶٫۳ درصد و کمترین میانگین درصد رخداد سامانه‌های بندالی در سال ۱۹۵۷ با ۰٫۹ درصد و سال ۱۹۹۳ با ۱٫۳ درصد مشاهده شد (نگاره ۳). مقایسه بین میانگین درصد فراوانی رخداد بندالی در دو مرکز عمده رخداد نشان داد که این شاخص در اطلس حدود دوبرابر آرام است؛ ولی رفتار رخداد زمانی آن‌ها تقریباً در بیشتر سال‌ها در دو مرکز با هم هماهنگ است.

بیشترین درصد فراوانی رخداد بندالی در بخش اطلس در سال ۱۹۵۴ با ۲۰٫۸ درصد ایام سال بر روی طول جغرافیایی $35^{\circ}W$ (نگاره ۴) و بیشترین درصد فراوانی رخداد بندالی در بخش آرام در سال ۱۹۸۵ با ۱۲٫۹ درصد ایام سال بر روی طول‌های جغرافیایی $142^{\circ}5'W$ و $147^{\circ}5'W$ مشاهده شد (نگاره ۵).

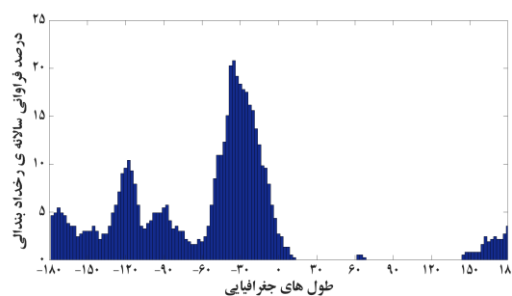
در طی دوره آماری در کل نیمکره شمالی به طور میانگین سال‌های ۱۹۹۹، ۲۰۱۱، ۱۹۵۵، و ۱۹۹۸ بالاترین فراوانی رخداد بندالی و سال‌های ۱۹۹۷، ۱۹۵۱، ۱۹۶۸، و ۱۹۵۷ کمترین فراوانی رخداد بندالی را به خود اختصاص داده‌اند. همچنین، در محدوده طول جغرافیایی ایران نیز سال‌های ۱۹۵۱، ۱۹۵۸، ۱۹۶۰، ۱۹۶۲، ۱۹۶۷، ۱۹۸۵، ۱۹۹۲، ۱۹۹۴، ۲۰۰۳، ۲۰۰۹، و ۲۰۱۲ هیچ رخداد بندالی تشکیل نشده و سال ۱۹۷۵ با میانگین فراوانی سالانه حدود هشت روز بیشترین فراوانی رخداد را در شرق کشور به خود اختصاص داده است (نگاره ۶).



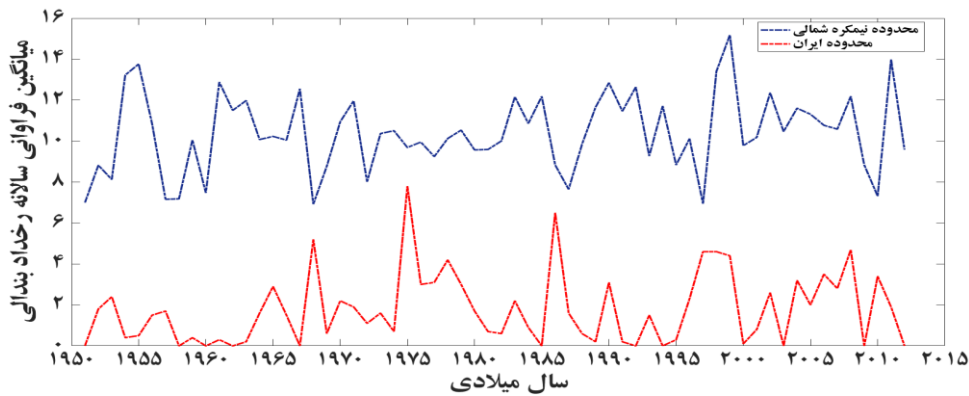
نگاره ۳. میانگین درصد فراوانی سالانه رخداد بندالی در اقیانوس اطلس و آرام (۱۹۵۱-۲۰۱۲)



نگاره ۵. درصد فراوانی رخداد بندالی در سال ۱۹۸۵ نیمکره شمالی



نگاره ۴. درصد فراوانی رخداد بندالی در سال ۱۹۵۴ نیمکره شمالی

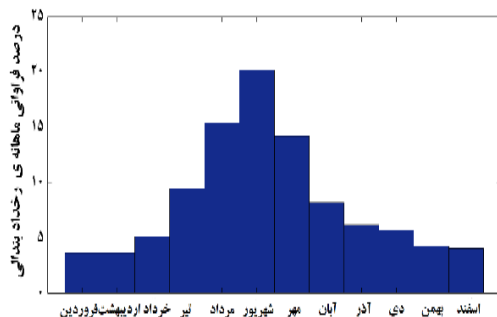


نگاره ۶. میانگین فراوانی رخداد بندالی در محدوده نیمکره شمالی و ایران (۱۹۵۱-۲۰۱۲)

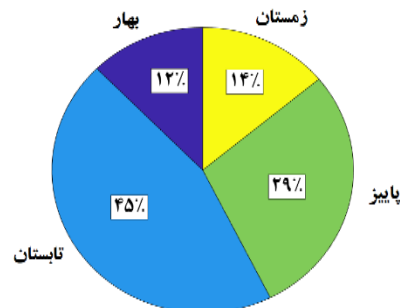
بررسی رابطه بارش سالانه ایران با توزیع جغرافیایی و درصد فراوانی رخداد سامانه‌های بندالی با استفاده از روش تفاضل میانگین نشان داد که از مجموع ۱۴۴ طول جغرافیایی مورد بررسی در نیمکره شمالی ۹۰ موقعیت آن با کاهش بارش ایران و رخدادهای کمتر از میانگین سالانه ایران همراه بوده است که این مناطق به ترتیب شامل سامانه‌های بندالی رخداد در اطلس میانی و غربی، امریکای مرکزی (خلیج مکزیک)، آرام غربی و مرکزی و همچنین بخش‌های شرقی کشور است.

تغییرات فصلی: بر اساس توزیع فصلی، به ترتیب بیشترین درصد فراوانی رخداد بندالی متعلق به فصل تابستان با ۴۵ درصد رخداد، سپس پاییز با ۲۸٫۶ درصد، زمستان با ۱۴ درصد، و فصل بهار با ۱۲٫۴ درصد است (نگاره ۷).

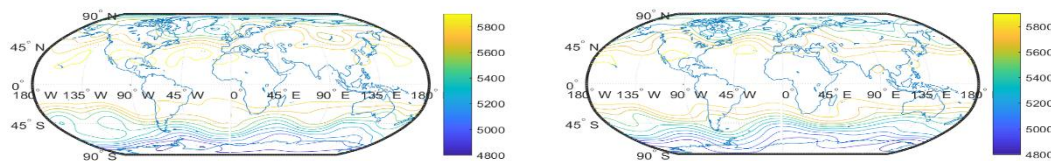
تغییرات ماهانه: بر اساس توزیع ماهانه رخدادهای بندالی برای همه تداوم‌ها و طول‌های جغرافیایی، بیشترین درصد فراوانی رخداد بندالی مربوط به شهریور با ۲۰ درصد و کمترین درصد مربوط به فروردین و اردیبهشت با ۳٫۶ درصد است (نگاره ۸). همچنین، نگاره‌های ۹، ۱۰، و ۱۱ نشان‌دهنده مقایسه شرایط بندالی در شرایط تسلط سامانه پرفشار جنب حاره‌ای و همچنین تغییرات مکانی آن در عرض‌های بالاتر است. نقشه مرداد ۱۹۹۴ بندالی ناشی از موج غربی است و در دو نقشه دیگر، با وجود اینکه رخداد بندالی در اطلس پرفشار جنب حاره است، همین پرفشار هم سبب ایجاد بندالی در موج غربی بر روی ایران و شرق مدیترانه شده و روی خشک‌سالی در ایران مؤثر بوده است.



نگاره ۸. درصد فراوانی ماهانه رخداد بندالی نیمکره شمالی (۱۹۵۱-۲۰۱۲)

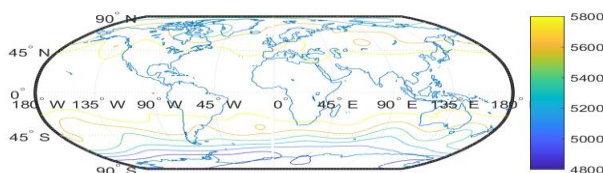


نگاره ۷. درصد فراوانی فصلی رخداد بندالی نیمکره شمالی (۱۹۵۱-۲۰۱۲)



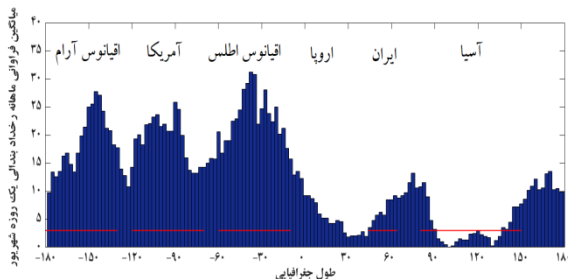
نگاره ۱۰. پُرفشار جنب حاره با تداوم ده‌روزه در عرض ۳۰ درجه و سامانه بندالی ۱۹۶۳

نگاره ۹. پُرفشار جنب حاره با تداوم نُه‌روزه در اطلس و سامانه بندالی ۱۹۵۱

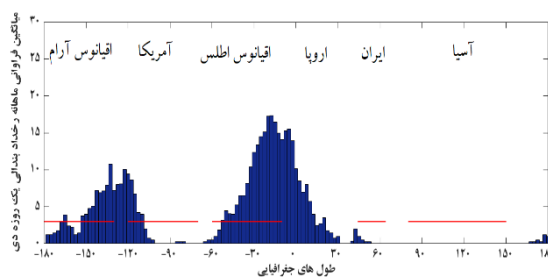


نگاره ۱۱. پُرفشار جنب حاره با تداوم هشت‌روزه در ۵/۵۲ درجه و سامانه بندالی ۱۹۹۴

بنا بر تغییر شرایط ترمودینامیکی در طی فصول و ماه‌های مختلف، مکان سامانه‌های بندالی نیز تغییر می‌کند. مثلاً، اوج فراوانی سامانه‌های بندالی اقیانوس اطلس و آرام، که در فصل سرد سال (آبان، آذر، دی، بهمن، اسفند، و فروردین) بیشتر در شرق و مرکز دیده می‌شود، در فصل گرم سال به سمت غرب آن‌ها جابه‌جا می‌شود و در آرام اوج فراوانی سامانه‌های بندالی به غیر از ماه تیر و مرداد، که در مرکز و غرب اقیانوس است، در بقیه ماه‌های سال در مرکز و شرق آن مشاهده شد. در اروپا نیز اوج فراوانی سامانه‌های بندالی تقریباً در همه ماه‌های سال روی غرب اروپا مشاهده شد. رخدادهای بندالی در آمریکا در فروردین ماه بر روی سواحل شرقی و غربی ظاهر و در ماه‌های اردیبهشت تا آبان در سراسر آمریکا با بیشترین فراوانی سامانه‌های بندالی در بخش مرکزی آمریکا و از آذرماه تا اسفندماه با فراوانی اندک صرفاً بر روی مناطق غربی آمریکا مشاهده شد (نگاره ۱۲). در قاره آسیا اوج فراوانی سامانه‌های بندالی در ماه‌های مرداد و شهریور و در محدوده ایران نیز در شهریورماه و بیشتر در شرق کشور در محدوده $60^{\circ}E - 55^{\circ}E$ مشاهده شد (نگاره ۱۳).



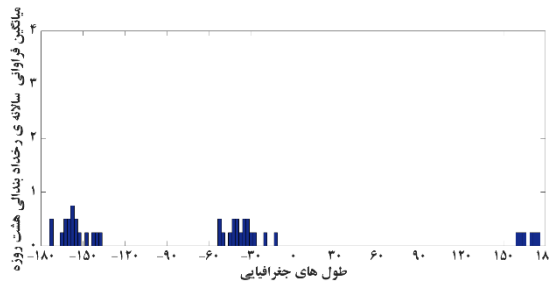
نگاره ۱۳. میانگین فراوانی ماهانه رخدادهای بندالی یک‌روزه شهریورماه بر روی طول‌های جغرافیایی نیمکره شمالی



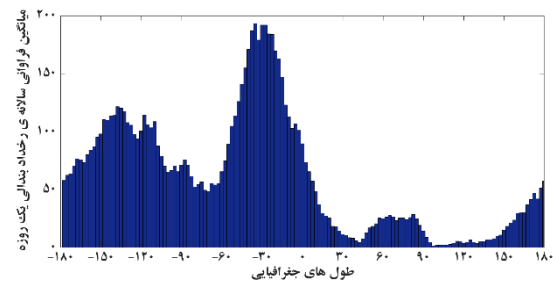
نگاره ۱۲. میانگین فراوانی ماهانه رخدادهای بندالی یک‌روزه دی‌ماه بر روی طول‌های جغرافیایی نیمکره شمالی

تداوم سامانه‌های بندالی

طولانی‌ترین بندالی دوازده‌روزه با یک مورد فراوانی از تاریخ ۱۳۴۲/۶/۱۳ تا ۱۳۴۲/۶/۲۴ در مرکز اطلس بر روی طول جغرافیایی $32.5^{\circ}W$ مشاهده شد. کوتاه‌ترین تداوم سامانه‌های بندالی یک‌روزه است که بیشترین فراوانی سامانه‌های بندالی را به خود اختصاص داده‌اند (نگاره ۱۴). طولانی‌ترین تداوم سامانه‌های بندالی در ماه‌های مختلف در فروردین‌ماه شش‌روزه، خرداد و آذر هفت‌روزه، تیر، مهر، و اسفند نُه‌روزه، اردیبهشت، مرداد، آبان، دی، و بهمن یازده‌روزه، و شهریور دوازده‌روزه برآورد شد که به غیر از تداوم یازده‌روزه مرداد، که در آرام شکل گرفته، بقیه سامانه‌های بلندمدت در ماه‌های مختلف در بخش اطلس تشکیل شده است. در تداوم‌های بلندمدت (هشت تا دوازده‌روزه) مناطق خرداد بندالی به اقیانوس‌ها محدود می‌شوند و رخدادها صرفاً بر روی آب‌های اقیانوس اطلس و آرام و با تمرکز بیشتر در مناطق مرکزی و غربی این دو اقیانوس و بیشتر در ماه‌های اردیبهشت تا آبان مشاهده شدند (نگاره ۱۵).



نگاره ۱۵. میانگین فراوانی سالانه رخداد‌های بندالی با تداوم هشت‌روزه نیمکره شمالی



نگاره ۱۴. میانگین فراوانی سالانه رخداد‌های بندالی با تداوم یک‌ده‌روزه نیمکره شمالی

رخداد‌های بندالی بر روی اروپا صرفاً بر روی بخش کوچکی از غرب اروپا، با فراوانی اندک در محدوده $17.5^{\circ}E$ - $12.5^{\circ}E$ در تداوم هفت‌روزه ظاهر شد و در تداوم شش‌روزه، با فراوانی بیشتری در محدوده $10^{\circ}E$ - $10^{\circ}W$ دیده شد و در تداوم چهارروزه فقط در مناطق شرق اروپا ($40^{\circ}E$ - $20^{\circ}E$) سامانه‌های بندالی مشاهده نشد و تقریباً در تداوم‌های کمتر از چهار روز در همه مناطق اروپا گسترش یافتند. در امریکا این سامانه‌ها در تداوم شش‌روزه ظاهر شدند؛ به طوری که رخداد‌های اطلس و آرام از طریق رخداد‌های پراکنده در امریکا تقریباً به یکدیگر متصل شدند و در تداوم چهارروزه در سراسر امریکا بندالی‌ها گسترش یافتند و چهار منطقه اروپا، اطلس، امریکا، و آرام کاملاً به هم متصل شدند. رخداد‌های بندالی بر روی آسیا در تداوم چهارروزه در محدوده $80^{\circ}E$ - $55^{\circ}E$ ظاهر شدند. در تداوم سه‌روزه فقط در شرق آسیا ($135^{\circ}E$ - $95^{\circ}E$) هیچ سامانه بندالی رؤیت نشد و در تداوم دوازده‌روزه در محدوده شرق آسیا این سامانه‌ها با فراوانی اندک به صورت پراکنده و فقط در تداوم‌های یک‌روزه سامانه‌های بندالی بر روی تمام طول‌های جغرافیایی مشاهده شد (نگاره ۱۱). از نظر توزیع فصلی، این سامانه‌ها در فصل زمستان در تداوم یک‌روزه در فصول بهار و پاییز تا تداوم دو روز و در فصل تابستان تا تداوم چهار روز دیده شدند.

بحث و نتیجه‌گیری

بررسی سامانه‌های بندالی نیمکره شمالی نشان می‌دهد که این سامانه‌ها از پدیده‌های هم‌دید در مقیاس سیاره‌ای هستند و با حرکت‌های آونگی شرقی-غربی به تفکیک زمان‌های مختلف بر روی قاره‌ها و اقیانوس‌ها قرار می‌گیرند. تحلیل مکانی رخداد این سامانه‌ها نشان داد که مناطق عمده رخداد بندالی در نیمکره شمالی در تمام فصول و تمام تداوم‌ها دو

اقیانوس اطلس و آرام هستند. میانگین درصد فراوانی رخداد بندالی اقیانوس اطلس بیش از دوبرابر آرام و تقریباً سه‌برابر امریکا و اروپاست. این نتایج با یافته‌های لیجنس (۱۹۹۵: ۸۶)، چیونگ و همکاران (۲۰۱۳: ۴۰۰)، دیاو و همکاران (۲۰۰۶: ۴۸۳۸)، و آستن (۱۹۸۰: ۳۲۸) انطباق دارد. بیشترین فراوانی رخداد بندالی مربوط به بخش مرکزی اطلس، سپس بخش غربی و مرکزی آرام، غرب امریکا و غرب اروپا، و در آسیا در محدوده $85^{\circ}E - 60^{\circ}E$ و در ایران در شرق کشور در محدوده $60^{\circ}E - 55^{\circ}E$ مشاهده شد و کمترین فراوانی متعلق به شرق آسیا محدوده $140^{\circ}E - 100^{\circ}E$ است. یافته‌های این بخش با نتایج مطالعات رکس (۱۹۵۰: b3۰۰)، چیونگ و همکاران (۲۰۱۳: ۴۰۸)، تریدل و همکاران (۱۹۸۱: ۲۱)، شالچ و همکاران (۲۰۱۱: ۴)، باریوپدرو و همکاران (۲۰۰۶: ۱۰۴۲)، تایرلز و هاسکینز (۲۰۰۸: ۱۶۳۸)، لیجنس و اکلند (۱۹۸۳: ۳۶۲)، و درگاهیان و همکاران (۱۳۹۳: ۲۳۸)، که در سطح کوچک‌تری انجام شده، هماهنگ است. از بین سال‌های ۱۹۵۱ - ۲۰۱۲ در منطقه اطلس سال ۱۹۵۴ بیشترین و سال ۱۹۶۸ کمترین درصد فراوانی رخداد بندالی و در منطقه آرام سال ۲۰۱۱ بیشترین و سال ۱۹۵۷ کمترین درصد فراوانی رخداد بندالی را به خود اختصاص داده‌اند. در محدوده ایران، در طی ۶۲ سال آمار، یازده سال هیچ رخداد بندالی در ایران تشکیل نشده و سال ۱۹۷۵ بیشترین درصد فراوانی رخداد بندالی در شرق کشور مشاهده شده است. توزیع فصلی سامانه‌های بندالی نیز نشان داد که بیشترین درصد فراوانی رخداد بندالی‌ها به ترتیب مربوط به فصل تابستان و پاییز و کمترین آن‌ها در بهار و زمستان است. براساس توزیع ماهانه سامانه‌های بندالی، شهریورماه بیشترین درصد فراوانی و فروردین و اردیبهشت‌ماه کمترین درصد فراوانی ماهانه را به خود اختصاص دادند. علاوه بر آن، مشخص شد که بیشترین فراوانی سامانه‌های بندالی در ماه‌های سرد سال در شرق و در ماه‌های گرم سال در غرب اقیانوس‌های اطلس و آرام رخ داده است. رخدادهای بندالی بلندمدت صرفاً روی اقیانوس‌ها مشاهده شد؛ درحالی‌که رخدادهای کوتاه‌مدت پراکنده‌تر بودند. رخدادهای بندالی در فصل زمستان بیشتر روی مناطق اقیانوسی و سواحل و در فصل گرم روی مناطق قاره‌ای نیز مشاهده شد. از دیگر یافته‌ها بررسی رابطه بارش سالانه ایران با توزیع جغرافیایی و درصد فراوانی رخداد سامانه‌های بندالی با استفاده از روش تفاضل میانگین بود که نتایج آماری نشان داد از مجموع ۱۴۴ طول جغرافیایی مورد بررسی در نیمکره شمالی ۹۰ موقعیت آن با کاهش بارش ایران و رخدادهای کمتر از میانگین سالانه ایران همراه بوده است. این مناطق به ترتیب شامل سامانه‌های بندالی رخداد در اطلس میانی و غربی، امریکای مرکزی (خلیج مکزیک)، آرام غربی و مرکزی، و همچنین بخش‌های شرقی کشور است.

منابع

- درگاهیان، ف.؛ علیجانی، ب.؛ محمدی، ح. (۱۳۹۳). آشکارسازی و مطالعه اقلیم‌شناختی رخداد‌های بلاکینگ مؤثر بر آب و هوای ایران (دوره آماری ۱۹۵۳-۲۰۱۲) در فصل سرد، فصل نامه علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، ۴۰(۴۸): ۲۳۷-۲۵۶.
- حبیبی، ف. (۱۳۸۵). تحلیل هم‌مدیدی و دینامیکی سامانه‌های بندالی، روش تشخیص سامانه بندالی و تأثیر آن بر روی منطقه ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۲(۳): ۸۹-۶۹.
- عزیزی، ق. (۱۳۷۸). بلوکینگ، پژوهش‌های جغرافیایی، ۳۶: ۳۷-۵۰.
- عزیزی، ق. و خلیلی، م. (۱۳۹۰). نقش بلاکینگ در رخداد سرماهای فرین ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۷۷: ۳۹-۵۵.
- کویانی، م.؛ علیجانی، ب. (۱۳۸۶). مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت، تهران.
- Antokhina, O.Y; Antokhin, P.N; Martynova, Y.V; Mordvinov, V.I. (2016). The impact of atmospheric blocking on spatial distributions of summertime precipitation over Eurasia, IOP Conf. Series. Earth and Environmental Science 48, PP.1-5.
- Austin, J.F. (1980). The blocking of middle latitude westerly winds by planetary waves, *J. R. Met. Soc.*, 106: 327-350.
- Athar, H. and Lupo, A.R. (2010). Scale analysis of blocking events from 2002 to 2004: A case study of an unusually persistent blocking event leading to a heat wave in the Gulf of Alaska during august 2004, *Advances in Meteorology*, PP. 1-15.
- Athar, H.; Almazroui, M.; Islam, N.; Abid, A. and Ehsan, A. (2013). Effect of mid-latitude blocking anticyclones on the weather of the Arabian Peninsula, *International Journal of climatology*, 33: 585-598.
- Azizi, Q. (1999). Blocking, *Geographical Research*, 36: 37-50.
- Azizi, Q. and Khalili, M. (2011). Blocking role in Iran's minimum temperature event, *Natural Geography Research*, 77: 39-55.
- Barriopedro, D.; García-Herrera, R.; Lupo, A.R. and Hernández, E. (2006). A climatology of Northern Hemisphere blocking, *Journal of climate*, 19: 1042-1063.
- Carrera, M.L; Higgins, R.W. and Kousky, V.E. (2004). Downstream Weather Impacts Associated With Atmospheric Blocking Over The Northeast Pacific, *Journal of Climate*, 17: 4823-4839.
- Charney, J.G.; Shukla, J. and Mo, K.C. (1981). Comparison of a barotropic blocking theory with observation, *J. Atmos. Sci.*, 38: 762-779.
- Cherenkovaa, E.A.; Semenovab, I.G.; Kononovaa, N.K. and Titkovaa, T.B. (2015). Droughts and Dynamics of Synoptic Processes in the South of the East European Plain at the Beginning of the Twenty-First Century, published in *Aridnye Ekosistemy*, 2(63): 45-56.
- Cheung, H.N.; Zhou, W.; Mok, H.Y.; Wu, M.C. and Shao, Y. (2013). Revisiting the climatology of atmospheric blocking in the Northern Hemisphere, *Advances In Atmospheric Sciences*, 30: 397-410.
- Darghahian, F.; Alijani, B. and Mohammadi, H. (2014). Climatic demonstration and study of blocking events affecting Iran's climate during cold season (Statistical period, 1953-2012), *Journal of - Geographic Space Research*, 40(48): 256-237.
- Diao, Y.; Li, J. and Luo, D. (2006). A new blocking index and its application: Blocking action in the Northern Hemisphere, *J. Climate*, 19: 4819-4839.

- Elliott, R.D. and Smith, T.B. (1949). A study of the effects of large blocking highs on the general circulation in the northern-hemisphere westerlies, *Journal of Meteorology*, 6(2): 68-85.
- Glisan, M.J. (2007). Two extreme cases of atmospheric blocking over Europe and North America, In *Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree Master of Science*, Thesis Supervisor: Dr.A.R. Lupo, the Faculty of the Graduate School, University of Missouri, PP. 1- 108.
- Habibi, F. (2006). Synoptic and Dynamic Analysis of Blocking System, Blocking System Detection and its Effect on Iran Region, *Journal of Earth and Space Physics*, 32(3): 69-89.
- Hafez, Y.Y. and Almazroui, M. (2013). *The Role Played by Blocking Systems over Europe in Abnormal Weather over Kingdom of Saudi Arabia in Summer 2010*, *Advances in Meteorology*, PP.1-20.
- Hartmann, D.L. and Ghan, S.J. (1980). A statistical study of the dynamics of blocking, *Monthly weather review*, 108: 1144-1159.
- <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main-page>.
- Knox, J.L. and Hay, J.E. (1984). Blocking Signatures in the Northern Hemisphere: Rationale and Identification, *Atmosphere-Ocean*, 22(1): 36-47.
- Lejenas, H. (1995). Long Term Variations of Atmospheric Blocking in the Northern Hemisphere, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 73(1): 79-89.
- Lejenas, H. and Okland, H. (1983). Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data, *Tellus*, 35A: 350-362.
- Matsueda, M.; Kyouda, M.; Toth, Z.; Tanaka, H.L. and Tsuyuki, T. (2011). Predictability Of An Atmospheric Blocking Event That Occurred On 15 December 2005, *Monthly Weather Review*, 139: 2455-2470.
- Namias, J. (1947). Characteristics of the general circulation over the Northern Hemisphere during the abnormal winter 1946-47, *Monthly weather review*, 75(8): 145-152.
- Pelly, J.L. (2001). The predictability of atmospheric blocking, A thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy, The University of Reading, Department of Meteorology, PP. 198.
- Rex, D.F. (1950a). Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate (I): An aerological study of blocking action, *Tellus*, 2: 196-211.
- Rex, D.F. (1950b). Blocking action in the middle tropospheric westerlies and its effects on regional climate, II: A climatology of blocking action, *Tellus*, 2: 276-301.
- Schalge, B.; Blender, K. and Fraedrich, K. (2011). *Blocking detection based on synoptic filters*, *Advances in meteorology*, PP. 2- 11.
- Schwierz, C.; Croci-Maspoli, M. and Davies, H.C. (2004). Perspicacious Indicators of Atmospheric Blocking, *Geophysical Research Letters*, 31: 1-4.
- Semenova, I.G. (2013). Regional atmospheric blocking in the drought periods in Ukraine, *J. Earth Sci. Eng.*, 3(5): 341-348.
- Sumner, E.J. (1954). A study of blocking in the Atlantic-European sector of the northern hemisphere. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* Vol. 80: PP. 402 - 416.
- Tibaldi, S.; Andrea, F.D.; Tosi, E. and Roeckner, E. (1997). Climatology of Northern Hemisphere Blocking in the ECHAM model, *Climate Dynamics*, 13(9): 649-666.
- Tibaldi, S. and Molteni, F. (1990). On the operational predictability of blocking, *Tellus A*, 42: 343-365.
- Treidl, R.A.; Birch, E.C. and Sajecki, P. (1981). *Blocking action in the northern hemisphere: A Climatological study*, *Atmosphere-Ocean*, PP. 1-23.

- Tyrlis, E.B; Hoskins, J. (2008). Aspects of a northern hemisphere atmospheric blocking climatology, *Journal of The Atmospheric Sciences*, Vol. 65, PP. 1638 – 1652.
- Vivekanandan, N. (2007). *Analysis of Trend in Rainfall Using Non Parametric statistical Methods; International symposium on rainfall rate and radio wave propagation*, American institute of physics, PP. 101-113.
- Whan, K.; Zwiers, F. and Sillmann, J. (2016). The Influence Of Atmospheric Blocking On Extreme Winter Minimum Temperatures In North America, *Journal Of Climate*, 29: 4361-4381.
- Wiedenmann, J.M.; Anthon, R.L.; Mokhov, I.I. and Tikhonova, E.A. (2002). The Climatology of Blocking Anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: Block Intensity as a Diagnostic, *Journal of climate*, 15: 3459-3473.