

تحلیل رفتار زمانی- مکانی پرفشار سیری در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

چکیده

در این پژوهش، رفتار زمانی- مکانی پرفشار سیری (SH)، در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، با استفاده از داده‌های روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت GMT ۱۲ پایگاه داده (NCEP/NCAR) و با تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی در یک دوره زمانی ۵۵ ساله، شامل ۲۰۰۸۹ روز از اول ژانویه سال ۱۹۵۱ (یازدهم دی‌ماه ۱۳۲۹) تا ۳۱ دسامبر سال ۲۰۰۵ (دهم دی‌ماه ۱۳۸۴) بررسی شد. اعمال تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» بر روی مقادیر میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل، شش آرایش گردشی اصلی را در قالب دوره‌های سرد و گرم در این تراز جوی آشکار ساخت. براساس این تحلیل آماری مشخص شد که تنها در آرایش گردشی سرد (۱-۲) و پیش دوره سرد (۱-۲)، زبانه‌های غربی سامانه سیری از روی بخش‌های شمالی و شمال‌شرقی ایران عبور می‌کند. آرایش گردشی ۱-۱ که منطبق بر دوره سرد سال است، در مجموع، اوج کنش پرفشار سیری را آشکار می‌سازد. تحلیل شکل مربوط به آرایش گردشی دوره سرد نیز نشان داد که آرایش مکانی پرفشار سیری از یک سو به آرایش کم‌فشارهای جنب قطبی و از دیگر سو به فلات تبت و پامیر بستگی دارد. براین اساس، نقش پرفشار سیری در اقلیم ایران در دوره سرد سال نه به شدت این سامانه، بلکه به شدت کم‌فشار جنب قطبی و به تبع آن رانده شدن پرفشار سیری و زبانه‌های آن به درون ایران بستگی دارد. به منظور تحلیل رفتار زمانی پرفشار سیری نیز با انتخاب چارچوب پوش مناسب، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز جوی ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای هر یک از روزهای تقویم خورشیدی ۱۳۸۳-۱۳۳۰ محاسبه و استانداردسازی شد. بدین ترتیب، آرایه‌ای به ابعاد 19724×1 تحت عنوان شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیری (SSHI) به دست آمد که شامل ناهنجاری‌های فاز مثبت (نمود پرفشار سیری) و منفی (نمود پرفشار سیری) در هر روز بود. تحلیل سری‌های زمانی شاخص مزبور آشکار ساخت که شاخص مزبور سرشتی دو وضعیتی دارد. مقایسه فراوانی روزهای رخداد فاز مثبت با فراوانی روزهای رویداد فاز منفی در تراز مورد بررسی نیز نشان داد که در طی نیم سده گذشته روزهای حضور قوی پرفشار سیری به مراتب بیش از روزهای نبود این سامانه بوده است.

واژه‌های کلیدی: پرفشار سیری، ارتفاع ژئوپتانسیل، تحلیل خوشه‌ای، آرایش گردشی، شاخص استاندارد شده پرفشار سیری.

مقدمه

عوامل سازنده و کنترل کننده اقلیم ایران شامل سه گروه عوامل زیرساخت اقلیمی (محلی)، عوامل روی ساخت اقلیمی (بیرونی) و عامل فراساخت اقلیمی (پیوند دور) می‌باشند (مسعودیان، ۱۳۸۷). عوامل روی ساخت اقلیمی آنهایی هستند که یا بر اثر گسترش سیستم‌های فشار نواحی مجاور به ایران می‌آیند؛ مانند: پرفشار سیری، فروبار گنگ و هوای گرم عربستان (عوامل روی ساخت منطقه ای) و یا به وسیله سیستم‌های فشار سیاره‌ای به ایران می‌رسند (عوامل روی ساخت سیاره‌ای)؛ مانند: سیکلون‌های مدیترانه، موج‌های کوتاه، رودباد جبهه قطبی،

جبهه قطبی و آنتی سیکلون‌های برون حاره‌ای که از مناطق دورتر، از دریای مدیترانه، اقیانوس اطلس، شمال سبیری و می‌آیند. پرفشار سبیری سامانه همدیدی است که طی فصول پاییز و زمستان بر آسیا حاکم است. این سامانه به عنوان یک مرکز کنش جوی مهم نیمه‌ماندگار با سردترین و متراکم‌ترین توده هوا در نیمکره شمالی وابسته است و از عوامل اصلی اقلیم اوراسیا در دوره سرد سال است. لیدولف^۱ (۱۹۷۷)، در کتاب خویش تحت عنوان آب و هوای روسیه، به بررسی علت اصلی تشکیل پرفشار سبیری پرداخته و آن را سرمای ناشی از بازتاب دانسته است. او معتقد است که پرفشار سبیری معمولاً در اکتبر (مهر) و بیشتر در اثر سرمایش انعکاسی شدید (به علت داشتن حداقل پوشش ابری و از دست دادن امواج بلند تابشی) در وردسپهر پایین‌تر بر روی سطوح پوشیده از برف آسیا به وجود می‌آید و تقریباً تا اواخر آوریل (فروردین) باقی می‌ماند. دینگ و کریشنامورتی^۲ (۱۹۸۷)، با بررسی شار گرمایی پرفشار سبیری و مونسون زمستانی اظهار داشتند که پیدایش و شکل‌گیری سامانه پرفشار سبیری هم به سبب همگرایی جرمی در ترازندی میانی و بالایی جو و هم به دلیل سرمایش تابشی است. ساهسا مونگولو و همکاران^۳ (۱۹۹۱)، با تعیین شاخص‌های ماهانه براساس مقادیر حداکثر فشار تراز دریا، یک کاهش تدریجی در شدت پرفشار سبیری بعد از سال ۱۹۷۰ را تشخیص داده‌اند و کاهش مذکور را با گرمایش دایمی وردسپهر پایینی بر روی سبیری ارتباط داده‌اند. ژانگ و همکاران^۴ (۱۹۹۶)، نشان داده‌اند که هر چند موسمی‌های زمستانی آسیای شرقی با پرفشار سبیری مرتبط است، اما امواج سرمایی این منطقه با اوج پرفشار سبیری همزمان نیست. ایشان تغییرات سالانه پرفشار سبیری را در مجموع با نوسان جنوبی همبسته می‌دانند. موخوف و پتخوف^۵ (۱۹۹۹)، توسط مطالعات مشاهده‌ای و براساس داده‌های حاصله از نقشه‌های سینوپتیک، یک تشدید و تقویت در پرفشار سبیری از سال ۱۹۶۰ پیدا کردند. چوین و همکاران^۶ (۲۰۰۱)، نقش پرفشار سبیری را در چهارچوب پیوند از دور بر روی اقلیم نیمکره شمالی بررسی کرده‌اند. ایشان نقش پوشش برف‌پوش آسیا را در شکل‌گیری این پرفشار مهم دانسته‌اند. گونگ و همکاران^۷ (۲۰۰۱)، وجود پیوند ناهم فاز بین پرفشار سبیری و نوسان قطبی را پیشنهاد کرده‌اند. به نظر ایشان با تضعیف نوسان قطبی شرایط پوششی (دینامیکی) برای تقویت پرفشار سبیری فراهم می‌شود. هاگتون^۸ و دیگران (۲۰۰۱)، اظهار داشتند که پرفشار سبیری بیشتر از تمرکز بازتاب هوای بسیار سرد سطحی در فاصله شهریور و فروردین به وجود می‌آید و شدت آن وابستگی نزدیکی با دمای سطحی هوا دارد. بنابراین، تغییر در شدت سرمایش تشعشعی می‌تواند باعث تغییرات در پرفشار سبیری گردد. تاکایا و ناکامورا^۹ (۲۰۰۴)، از راه بررسی وارونگی تاوایی بالقوه نشان دادند که برای تقویت پرفشار سبیری، تشکیل یک فراز مانع در وردسپهر بالایی همزمان با سرمایش سطح زمین لازم است. ایشان فراز مانع یادشده را جزئی از رشته امواجی می‌دانند که از اقیانوس اطلس آغاز می‌شوند. پاناجیو توپولس و همکاران^{۱۰} (۲۰۰۵)، با بررسی پیوندهای از دور و روندهای دیده شده در مرکز کنش پرفشار سبیری، نتیجه گرفته‌اند که علیرغم اثر شدید تغییرات پرفشار سبیری بر تغییر اقلیم در نیمکره شمالی (قطب شمال تا اقیانوس آرام مداری)، همبستگی میان شدت پرفشار و شاخص‌های پیوند از دور در نیمکره شمالی ضعیف هستند و شاخص‌های پیوند از دور نمی‌توانند تغییرات درون سالانه پرفشار سبیری را نشان دهند. لینگیس و تامپسون^{۱۱} (۲۰۰۵)، ضمن بررسی ارتباط پرفشار سبیری با بی‌نظمی‌های دمای نیمکره شمالی و نوسان قطبی، پیوندهای قوی بین ناهنجاری‌های درجه

¹ - Lydolph

² - Ding & Krishnamurti

³ - Sahsamanoglou & et al

⁴ - Zhang & et al

⁵ - Mokhov & Petukhov

⁶ - Choen & et al

⁷ - Gong & Wong

⁸ - Hagton & et al

⁹ - Takaya & Nakamura

¹⁰ - Panagiotopoulos & et al

¹¹ - Lingis & Thompson

حرارت بر روی کانادا و الگوهای فشار در منطقه اصلی شکل گیری سامانه سبیری پیدا کردند. یاهونگ و همکاران^۱ (۲۰۰۷)، تغییرپذیری تغییرپذیری پرفشار سبیری و ارتباط آن با دماهای زمستانه در چین را بررسی کردند. لینگیس و مایکلایس^۲ (۲۰۰۹)، نشان دادند که بین الگوهای پیوند از دور پرفشار سبیری در تراز SLP و بارش بر روی قبرس، ارتباط نزدیکی وجود دارد. وانگ و همکاران^۳ (۲۰۱۰)، ارتباط ارتباط قوی بین پدیده بلو کینگ بر روی ناحیه کوهستانی یورال و پرفشار سبیری را نشان دادند. جونگ و همکاران^۴ (۲۰۱۱)، نیز ضمن بررسی شدت پرفشار سبیری در دو دهه ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰، بازایی سریع آن را در دو دهه مزبور آشکار ساختند.

در پژوهش‌های انجام شده در ایران، عبدالحسینی (۱۳۵۸)، هجوم و ریزش توده هوای سرد قطبی و منجمد شمالی را به عرض‌های پایین باعث تقویت شدید پرفشار حرارتی سبیری می‌داند و حرکت آن را به سمت ایران سبب تشکیل پرفشارهای بسته بر روی مناطق کوهستانی شمال غرب و شمال شرق دانسته و این تقویت را عامل انتقال کامل پرفشار جنب حاره به عرض‌های جغرافیایی ۲۰ درجه بیان نموده است. علیجانی (۱۳۶۹)، معتقد است که تشکیل پرفشار سبیری با الگوی جریان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارتباط دارد و عامل اصلی شکل گیری این سامانه را امواج بادهای غربی می‌داند. بلیخی (۱۳۷۵)، با مطالعه زمان‌بانی ورود پرفشار سبیری به خراسان و تأثیر همدید آن بر اقلیم منطقه نشان داد که در ۹۰٪ موارد مشاهده شده، نیمه دوم مهرماه مرحله آغازین فعالیت پرفشار سبیری در خراسان می‌باشد و ۹۰٪ اولین یخبندان‌های پاییزه را این سامانه سبب گردیده است. چوخاجی‌زاده (۱۳۷۶)، ضمن بررسی اثر الگوهای همدید پرفشار سبیری بر دمای شمال شرق ایران در یک دوره پنج ساله (۸۸-۱۹۸۴)، نشان داد که هسته مرکزی پرفشار سبیری در ماه‌های اکتبر و نوامبر در اطراف دریاچه بالخش به صورت ضعیف تشکیل و سپس به تدریج به طرف شرق منطقه تغییر مکان می‌دهد. این تغییر مکان همراه با افزایش شدت فشار و گسترش مکانی می‌باشد. جهانبخش و همکاران (۱۳۷۸)، با تحلیل سینوپتیکی تأثیر پرفشار سبیری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر، دریافتند که حداکثر بارش‌ها به دنبال ورود زبانه‌های پرفشار به منطقه و تقویت الگوهای بارش به وقوع می‌پیوند. عزیزی و یوسفی (۱۳۸۴)، با مطالعه زمان‌بانی ورود پرفشار سبیری به سواحل جنوبی دریای خزر و تأثیر همدید آن بر بارش‌های پاییزی نتیجه گرفته‌اند که واقع شدن نیمه غربی ناوه سطوح میانی جو بر روی منطقه، موجب تقویت زبانه‌های پرفشار سبیری و تشدید بارش‌های سنگین در سواحل جنوبی خزر می‌شود. مهماندوست (۱۳۸۵)، ضمن بررسی شدت و گسترش پرفشار سبیری بر روی ایران، به این نتیجه رسید که نفوذ زبانه این پرفشار، از سال ۱۹۹۶ به بعد به لحاظ وسعت محدوده گسترش کمتر شده است. محمدنژاد و همکاران (۱۳۸۸)، نیز نشان دادند که ضریب همبستگی بین بازه نوسان سالانه زبانه پرفشار سبیری و بارش مناطق غرب، شمال غرب و قسمتی از شرق ایران، مثبت و بین ۰/۳ و ۰/۶ است. در راستای آشکارسازی تأثیرات اقلیمی سامانه‌های فشار بر روی پهنه‌های زمینی و جهت شناخت دقیق‌تر عوامل روی ساخت کنترل‌کننده اقلیم ایران و نیز به منظور تحلیل و بررسی اثر مؤلفه‌های گردش جوی همسایه بر کشور، در این پژوهش با رویکرد گردشی به محیطی و با استفاده از روش‌های نوین آماری- سینوپتیکی، رفتار زمانی- مکانی پرفشار سبیری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار می‌گیرد.

داده‌ها و روش پژوهش

برای بررسی رفتار مکانی پرفشار سبیری، ابتدا با توجه به قرارگیری ایران در عرض میانه نیمکره شمالی، محدوده حاکمیت پرفشار سبیری (اوراسیا)، نحوه جریان بادهای غربی و موقعیت مکانی سامانه‌های فشار مجاور سامانه سبیری و اندرکش آنها با یکدیگر، چهارچوب پوش مناسب برای شناسایی آرایش گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تا ۹۰ درجه شمالی و ۱۸۰- درجه غربی تا ۱۸۰ درجه شرقی در نظر گرفته شد. داده‌های جوی لازم برای انجام این پژوهش، از پایگاه داده مرکز ملی پیش بینی‌های محیطی- مرکز ملی پژوهش‌های جوی

¹ -Yahong & et al

² -Lingis & Michaelides

³ -Wang & et al

⁴ -Jeong & et al

ایالات متحده امریکا (NCEP/NCAR) برداشت شده است. در این ارتباط و به منظور شناسایی آرایش گردشی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل این تراز استفاده گردید. با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها ۲/۵ ۲/۵ درجه قوسی است، در محدوده نیمکره شمالی یعنی در فاصله صفر تا ۹۰ درجه شمالی، ۳۷ یاخته عرضی و در فاصله ۱۸۰ درجه غربی تا ۱۸۰ درجه شرقی ۱۴۴ یاخته طولی وجود دارد. به این ترتیب، هر یک از نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز، آرایه‌ای به ابعاد ۳۷×۱۴۴ را تشکیل می‌دهد و در مجموع شامل ۵۳۲۸ یاخته مکانی است. چون برای هر روز، چهار دیده‌بانی در ساعات همدید (صفر، شش، دوازده، هجده) وجود دارد، تنها از داده‌های ساعت ۱۲ GMT که به وقت رسمی ایران معادل ساعت ۱۵/۵ است، به دلیل نزدیکی به میانه اقلیمی روز استفاده شده است.

مطالعاتی که تاکنون در زمینه شناسایی الگوهای گردشی انجام گرفته، غالباً در برگیرنده یک دوره زمانی ده ساله یا کوتاه‌تر بوده است (مسعودیان، ۱۳۸۴). در این پژوهش، برای شناسایی آرایش گردشی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در ساعت ۱۲ GMT از اول ژانویه سال ۱۹۵۱ (یازدهم دی ماه ۱۳۲۹) تا ۳۱ دسامبر سال ۲۰۰۵ (دهم دی ماه ۱۳۸۴)، یعنی یک دوره ۵۵ ساله، شامل ۲۰۰۸۹ روز {حاصل ضرب تعداد روزهای سال (۳۶۵) در تعداد سال‌های مورد استفاده (۵۵) به علاوه تعداد سال‌های کیسه (۱۴)} انتخاب و بررسی شد. بنابراین، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز تشکیل آرایه‌ای به ابعاد ۲۰۰۸۹×۵۳۲۸ را می‌دهد که شامل ۲۰۰۸۹ یاخته زمانی و ۵۳۲۸ یاخته مکانی است. سطوح آرایه ارتفاع ژئوپتانسیل، نماینده زمان بر حسب روز و ستون‌های این آرایه، نماینده مکان بر حسب فواصل ۲/۵ درجه قوسی هستند. بنابراین، آرایه حاصله دارای آرایش S می‌باشد. برای تحلیل رفتار مکانی پرفشار سیری و اندرکنش آن با سامانه‌های مجاور، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲ GMT در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای تمامی روزهای تقویم خورشیدی (از اول فروردین تا سی‌ام اسفند)، به روش زیر محاسبه گردید:

$$\text{رابطه ۱)} \quad MHGT_i = \frac{1}{n_j} \sum_{j=1951}^{2005} HGT_{j,i}$$

در رابطه فوق:

$HGT_{j,i}$: نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل روز i ام از سال j ام است ($j = 1951 \dots 2005$ و $i = 1 \dots nd$).
 nd : برای سال‌های عادی ۳۶۵ و برای سال‌های کیسه ۳۶۶ است.

پس از محاسبه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل، تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای تک تک روزهای تقویم خورشیدی، به منظور دستیابی به آرایش‌های گردشی در این تراز یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی با روش ادغام «وارد» در نرم افزار متلب^۱ بر روی این مقادیر انجام گرفت. به منظور محاسبه درجه همانندی از فاصله اقلیدسی و برای ادغام مقادیری که بالاترین همانندی را نشان می‌دهند، از شیوه ادغام «وارد» بهره گرفته شد و شش آرایش گردشی در قالب دوره‌های گرم و سرد به دست آمد و نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل هر الگو در تراز جوی مذکور ترسیم و مورد بررسی قرار گرفت. در ادامه، به منظور شناسایی و تحلیل رفتار زمانی پرفشار سیری با توجه به موقعیت متوسط این سامانه و بیشینه شدت کنش آن در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (که بیشتر منطبق بر محدوده‌های میانی و پیرامونی دریاچه‌های بالخش و بایکال است)، چهارچوب پوش مناسب برای این سامانه از ۵۲/۵ تا ۱۱۵ درجه شرقی و ۴۰ تا ۶۰ درجه شمالی در نظر گرفته شد. با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی است، در فاصله ۵۲/۵ تا ۱۱۵ درجه شرقی ۲۶ یاخته طولی و در فاصله ۴۰ تا ۶۰ درجه شمالی ۹ یاخته عرضی و در مجموع ۲۳۴ یاخته وجود دارد. چون مساحت یاخته‌ها با افزایش عرض جغرافیایی کاهش می‌یابد، برای محاسبه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز مزبور، کسینوس عرض جغرافیایی به عنوان وزن داده‌ها در نظر گرفته شد. آن‌گاه، ابتدا به منظور تحلیل رفتار زمانی پرفشار سیری، مقدار شاخص شدت این پرفشار (SHI) برای هر روز در طی دوره ۵۵ ساله (۲۰۰۵-۱۹۵۱) از طریق رابطه زیر محاسبه گردید.

^۱ -Matlab

$$SHI_j = \frac{1}{\sum_{i=1}^n W_i} \sum_{i=1}^n W_i HGT_{i,j} \quad W_i = \cos(Lat_i) \quad \text{رابطه ۲}$$

در رابطه فوق:

SHI_j : مقدار شاخص پرفشار شدت سبیری برای روز j ام

$HGT_{i,j}$: مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته i ام در روز j ام است ($j = 1 \dots 19724, i = 1 \dots n$)

در ادامه، مقدار شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سبیری (SSH_i) از طریق رابطه زیر برآورد گردید:

$$SSH_j = \frac{SHI_j - \text{Mean}}{SD} \quad \text{رابطه ۳}$$

در رابطه فوق:

SSH_j : مقدار شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سبیری برای روز j ام ($j = 1 \dots 20089$)؛

SHI_j : مقدار شاخص شدت پرفشار سبیری برای روز j ام؛

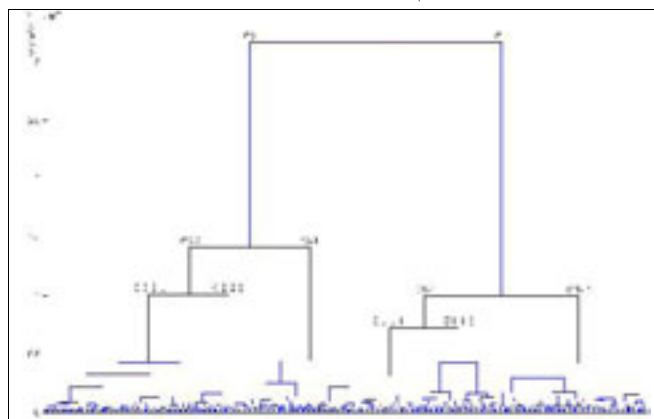
Mean : میانگین ۵۵ ساله مقدار شاخص شدت پرفشار سبیری؛

SD : انحراف معیار ۵۵ ساله مقدار شاخص شدت پرفشار سبیری است.

پس از استانداردسازی مقادیر شاخص شدت پرفشار سبیری از طریق رابطه (۳)، آرایه‌ای با آرایش P و به ابعاد 20089×1 حاصل گردید که مشتمل بر ناهنجاری‌های مقادیر شاخص مزبور در هر روز بود. از آن جایی که مقادیر انحراف از میانگین به انحراف معیار تقسیم شده است، این ناهنجاری‌ها بدون بعد است. مقادیر مثبت بر روی این آرایه، نشان دهنده افزایش مقدار شاخص شدت این پرفشار از حد میانگین و مقادیر منفی، نشانه کاهش آن است. در ادامه، ضمن انطباق زمانی دو تقویم میلادی و خورشیدی مقدار شاخص فوق (SSH_i)، برای ۱۹۷۲۴ روز طی دوره آماری ۱۳۸۳-۱۳۳۰ محاسبه و بررسی گردید.

تحلیل رفتار مکانی پرفشار سبیری

اجرای تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به شیوه ادغام «وارد» بر روی مقادیر میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲ GMT نشان داد که شش آرایش گردشی اصلی در قالب دوره‌های سرد و گرم در تراز مورد بحث قابل شناسایی است (شکل ۱).



شکل ۱) دارنمای آرایش گردشی جو در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

¹ - Standardized Siberian high index

بر این اساس، نیمه سرد سال از هفدهم مهر آغاز شده و به مدت ۱۷۴ روز تا یازدهم فروردین سال بعد ادامه می‌یابد و آرایش‌های (۲-۱)، (۱-۲)، (۱-۱) و (۱-۱-۱) را شامل می‌شود. نیمه گرم سال نیز از دوازدهم فروردین آغاز می‌شود و تا شانزدهم مهر به مدت ۱۹۱ روز ادامه می‌یابد و آرایش‌های (۲-۲-۱)، (۲-۱)، و (۲-۲-۲) را در بر می‌گیرد (جدول ۱).

جدول ۱) ویژگی‌های زمانی آرایش گردشی جو در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال						
ردیف	شماره و نام الگو	نمود	زمان آغاز	زمان پایان	مدت دوام (روز)	
۱	۱-۲ (پیش دوره سرد)	نیمه سرد	۷/۱۷	۹/۷	۵۱	
۲	۲-۲ (سرد)	نیمه سرد	۹/۸	۱۲/۶	۸۹	
۳	۱-۱-۱ (پس دوره سرد)	نیمه سرد	۱۲/۷	۱/۱۱	۳۴	
۴	۲-۱ (پیش دوره گرم)	نیمه گرم	۱/۱۲	۳/۱۰	۶۱	
۵	۲-۲-۱ (گرم)	نیمه گرم	۳/۱۱	۶/۸	۹۱	
۶	۲-۲-۲ (پس دوره گرم)	نیمه گرم	۶/۹	۷/۱۶	۳۹	
۷					۳۶۵ =	

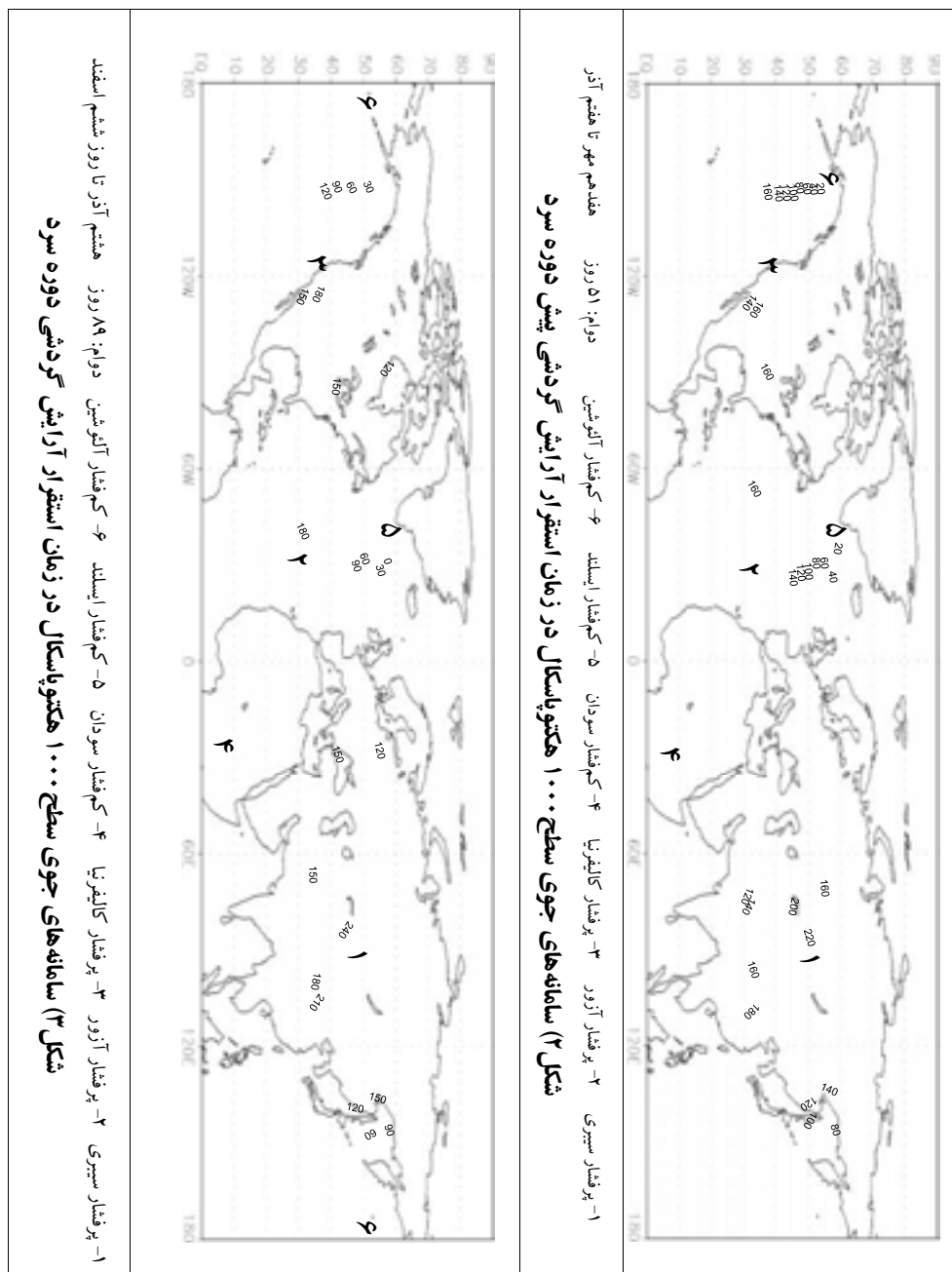
آرایش گردشی پیش دوره سرد یا ورود به نیمه سرد

بر اساس الگوی فوق که از روز هفدهم مهر آغاز می‌شود و تا هفتم آذر ادامه می‌یابد، تقریباً تمام منطقه محصور میان مدارهای ۳۰ تا ۵۰ درجه شمالی در سیطره سامانه‌های پرفشار سیری، جنب حاره‌ای آزور-برمودا و کالیفرنیا می‌باشد و منحنی هم‌ارتفاع ۱۴۰ ژئوپتانسیل متر مانند کمربندی طولی تمامی این سامانه‌های پرفشار را در بر می‌گیرد. پرفشار سیری که تا اواسط مهر نشانه‌ای از شکل‌گیری و حضور خود را در آرایش گردشی پس دوره گرم آشکار نمی‌ساخت، با یک حرکت فازی و کلیدگونه خود را در الگوی حاضر به‌طور مشخص نشان می‌دهد و پس از شکل‌گیری به تدریج تقویت می‌گردد و هماهنگ با افزایش طول مدت تشکیل این پرفشار، مقادیر شدت کانون مرکزی آن نیز به نشانه تقویت فزونی می‌یابد. در این الگو کانون مرکزی سامانه سیری با هم‌ارتفاع ۲۲۰ ژئوپتانسیل متر بین دریاچه‌های بالخش و بایکال در حد فاصل مغولستان، قزاقستان و روسیه قرار می‌گیرد. در زمان حاکمیت الگوی فوق، پرفشار سیری ضمن گسترش مکانی در امتداد شرقی-غربی، دامنه استیلای خود را علاوه بر آسیا بر روی بخش‌های شرقی و مرکزی اروپا نیز گسترش می‌دهد و زبانه غربی آن با عبور از روی دریاچه خوارزم و دریای خزر تا شرق اتریش کشیده می‌شود. با در نظر گرفتن منحنی هم‌ارتفاع ۱۵۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی پرفشار سیری، می‌توان گفت که سامانه سیری از بخش‌های شمالی ایران عبور نموده است. در زمان الگوی حاضر به دلیل آغاز سرمایش هوا و نیز تقویت پرفشار سیری، سامانه کم‌فشار آسیایی مشاهده نمی‌شود (شکل ۲).

آرایش گردشی دوره سرد

این الگو تقریباً منطبق با فصل زمستان است و از روز هشتم آذر تا روز ششم اسفند مشاهده می‌گردد. در این زمان سامانه سیری سراسر اوراسیا را در بر می‌گیرد و کانون مرکزی آن مابین دریاچه‌های بایکال و بالخش بر روی غرب مغولستان قرار دارد. در طول استیلای الگوی مذکور پرفشار سیری ضمن این که اوج کنش خود را به سبب کسب حداکثری سرمایش ناشی از افت شدید دمای محیطی و زمینی سپری می‌کند، از نظم و پیوستگی زمانی و یکپارچگی مکانی حداکثری نیز برخوردار است. شکل سامانه مذکور با تأثیرپذیری از موقعیت مکانی، وسعت و شدت کم‌فشارهای جنب قطبی مجاور (ایسلند و آلتوشین) و نیز عامل ناهمواری (فلات تبت و پامیر)، همانند یک کوه است. در واقع بررسی آرایش گردشی دوره سرد نشان می‌دهد که آرایش مکانی پرفشار سیری از یک سو به آرایش کم‌فشارهای جنب قطبی (ایسلند و آلتوشین) و از دیگر سو به فلات تبت و پامیر بستگی دارد. به عبارت دیگر، موقعیت مکانی، وسعت و شدت کم‌فشارهای جنب قطبی در گسترش نصف‌النهاری قلمرو پرفشار سیری به طرف جنوب نقشی اساسی ایفا می‌کند. در عین حال، استقرار تقریباً مداری رشته کوه‌های

مرتفع و عظیم هیمالیا در شمال نپال به مانند سدی مانع از پیشروی و نفوذ هر چه بیشتر هوای سرد قاره‌ای سبیری به طرف شبه‌قاره هند می‌شود. بر این اساس، نقش پرفشار سبیری در اقلیم ایران در دوره سرد سال، نه به شدت این سامانه، بلکه به شدت کم‌فشار جنب قطبی و به تبع آن رانده شدن پرفشار سبیری و زبانه‌های آن به درون ایران بستگی دارد. ارتفاع مرکزی این سامانه پرفشار ۲۶۰ ژئوپتانسیل متر می‌باشد و مرز شرقی آن با یک تغییر گرادیان شدید از کم‌فشار آلتوشین که در این الگو در اوج فعالیت خود قرار دارد، جدا می‌گردد. پرفشار سبیری در الگوی فوق با افزایش توأم شدت و وسعت، به اوج فعالیت خود می‌رسد و با یک محور شرقی- غربی علاوه بر آسیا بخش‌هایی از اروپا را نیز دربر می‌گیرد. زبانه غربی این سامانه پس از عبور از روی دریاچه خوارزم و دریای خزر تا نواحی شمال شرق دریای سیاه کشیده می‌شود.



مرز بیرونی پرفشار سیری را در این الگو، منحنی هم‌ارتفاع ۱۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید که در اوج گسترش از غرب بر روی جنوب دریای خزر و بخشهای شمالی ایران کشیده می‌شود و از سمت شمال شرقی تا شمال آلاسکا امتداد یافته‌است. در الگوی حاضر (اوج دوره سرد) با سرد شدن مضاعف هوا و چیرگی مطلق سامانه سیری بر آسیا، سامانه کم‌فشار آسیایی همچنان محو بوده و مشاهده نمی‌شود (شکل ۳).

آرایش گردشی پس دوره سرد یا خروج از نیمه سرد

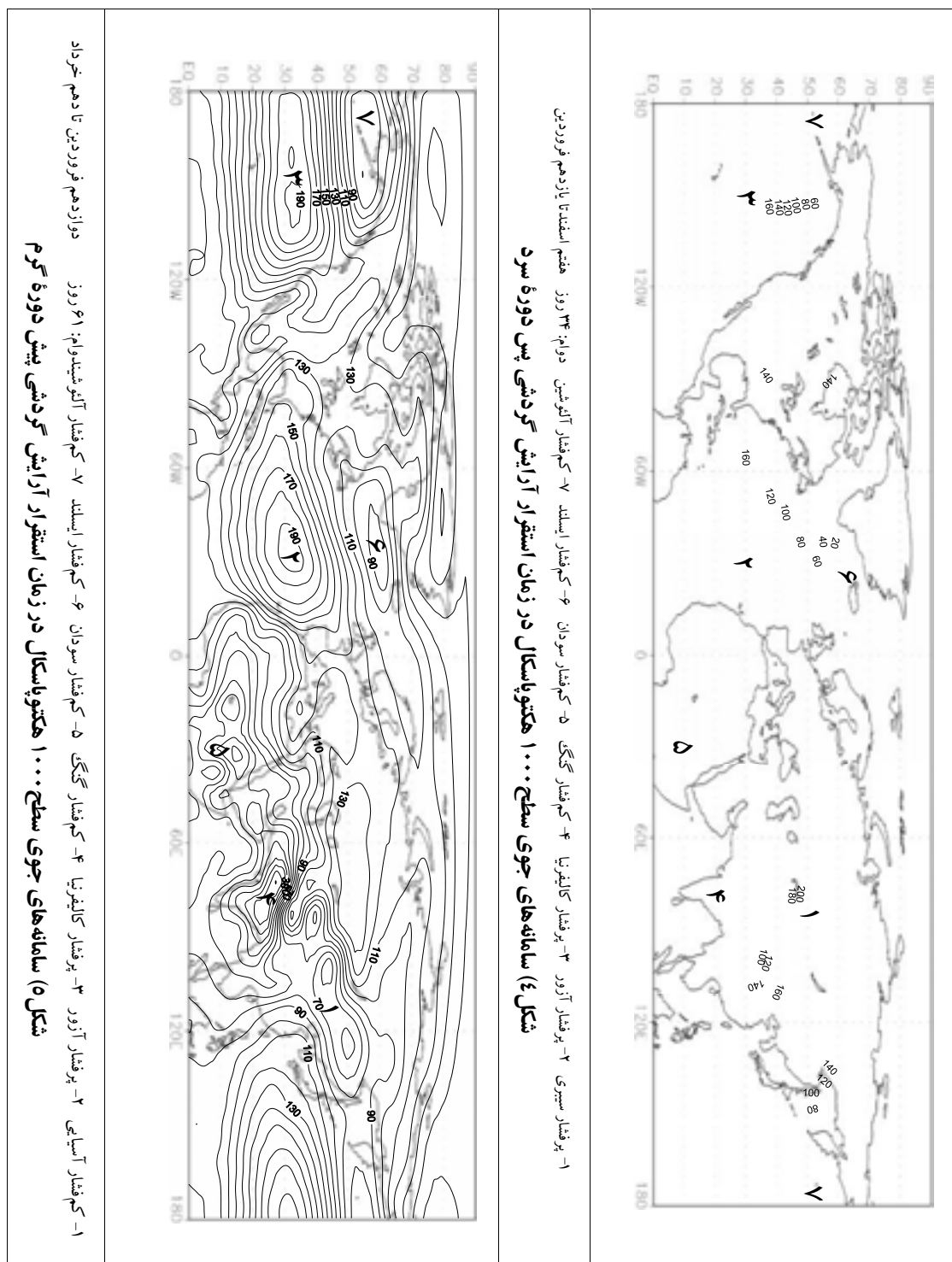
الگوی فوق به عنوان کوتاه‌ترین آرایش حاکم در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از هفتم اسفند آغاز می‌شود و تا یازدهم فروردین به مدت ۳۴ روز ادامه می‌یابد. در این زمان هر چند نسبت به الگوی ۱-۲ از قلمرو نفوذ و شدت کنش سامانه سیری کاسته شده‌است، اما همچنان به عنوان یک ویژگی غالب جوی بر اقلیم آسیا تأثیرگذار است و کانونش را با ارتفاع مرکزی ۲۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال شرقی دریای خاش در جنوب روسیه و در حد فاصل کشورهای مغولستان و قزاقستان تشکیل داده‌است. براساس این الگو، پرفشار سیری با محوری شرقی- غربی همچنان بر آسیا و بخش‌هایی از اروپا استیلا دارد، به طوری که زبانه غربی آن پس از عبور از روی دریای خوارزم و دریای خزر تا شمال دریای آزوف در کشور روسیه کشیده شده‌است. علاوه بر این در پی یک هم‌کاشی نسبی در شدت و وسعت پرفشار سیری، زبانه‌های شمال شرقی و جنوب غربی آن عقب نشینی مشخصی را نشان می‌دهند و محدوده بیرونی آن را منحنی هم‌ارتفاع ۱۶۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید. در زمان حاکمیت الگوی حاضر و با خروج از دوره سرد، هر چند سامانه سیری روندی رو به تضعیف داشته‌است، اما هنوز هیچ نشانه‌ای مبنی بر ظهور و پیدایش سامانه کم‌فشار آسیایی مشاهده نمی‌گردد (شکل ۴).

آرایش گردشی پیش دوره گرم یا ورود به نیمه گرم

این الگو از روز دوازدهم فروردین آغاز می‌شود و تا دهم خرداد تداوم می‌یابد. همزمان با حاکمیت این الگو و با شروع دوره گرم سال گرادیان‌های حرارتی به طور مشخصی رو به فزونی می‌گذارد و در پی گرمایش توأم سطح زمین و هوا، پرفشار سیری به تدریج تضعیف شده و ضمن عقب نشینی جای خود را به سامانه کم‌فشار آسیایی با محور تقریباً شمال شرقی- جنوب غربی می‌دهد که دارای دو کانون با شدت یکسان می‌باشد. کانون شمال شرقی این سامانه کم‌فشار با ارتفاع مرکزی ۶۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال شرقی کشور چین و کانون جنوب غربی آن با ارتفاع مرکزی برابر بر روی جنوب مغولستان متمرکز می‌شوند. مرز بیرونی سامانه مذکور را منحنی هم‌ارتفاع ۷۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید (شکل ۵).

آرایش گردشی دوره گرم (۱-۲-۲)

الگوی فوق از روز یازدهم خرداد آغاز شده و تا هشتم شهریور ادامه می‌یابد و از نظر زمانی تقریباً منطبق با فصل تابستان نیمکره شمالی است. در میان الگوهای سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، این الگو با دوام ۹۱ روزه، طولانی‌ترین مدت حاکمیت بر نیمکره شمالی را دارد. با توجه به واقع شدن در اوج دوره گرم و به دلیل کسب انرژی تابشی زیاد، طی این مدت، سامانه پرفشار سیری مشاهده نمی‌گردد و عملاً محو شده‌است. در عوض کم‌فشار آسیایی که سرشتی گرمایی- پوششی دارد، به تدریج تقویت شده و به اوج فعالیت خود می‌رسد. در این الگو کم‌فشار آسیایی با محور تقریباً شرقی- غربی در جنوب دریای خاش و بایکال واقع شده‌است و دارای دو کانون با شدت متفاوت می‌باشد. کانون شرقی این سامانه با ارتفاع مرکزی صفر ژئوپتانسیل متر بر روی جنوب مغولستان و کانون غربی آن با ارتفاع مرکزی ۱۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال غرب چین متمرکز می‌شوند. مرز بیرونی این سامانه کم‌فشار را در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۴۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید (شکل ۶).

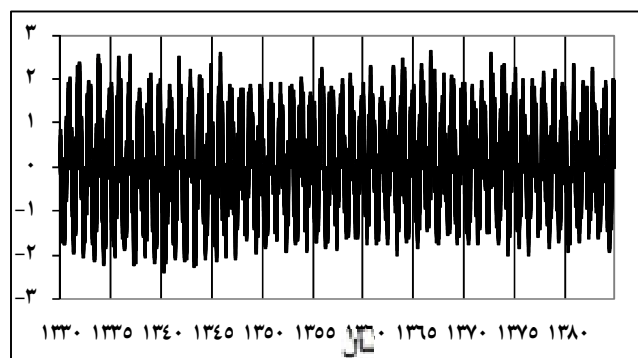


مرکزی ۹۰ ژئوپتانسیل متر با فاصله از جنوب شرق دریاچه بالخاش بر روی شمال غربی کشور چین قرار می گیرد. در این الگو سامانه پرفشار سیری هنوز تشکیل نشده است و هیچ نشانه ای مبنی بر حضور این سامانه در جایگاه اصلی اش مشاهده نمی گردد (شکل ۷). بررسی شدت فعالیت سامانه سیری در الگوهای تحلیل خوشه ای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد که پرفشار سیری در نیمه سرد سال با رسیدن به اوج فعالیت خود، از نظم و پیوستگی زمانی- مکانی حداکثر (نهایت گسترش مداری و نصف النهاری) برخوردار است و با آغاز نیمه گرم سال، جای خود را به کم فشار آسیایی می دهد (جدول ۲).

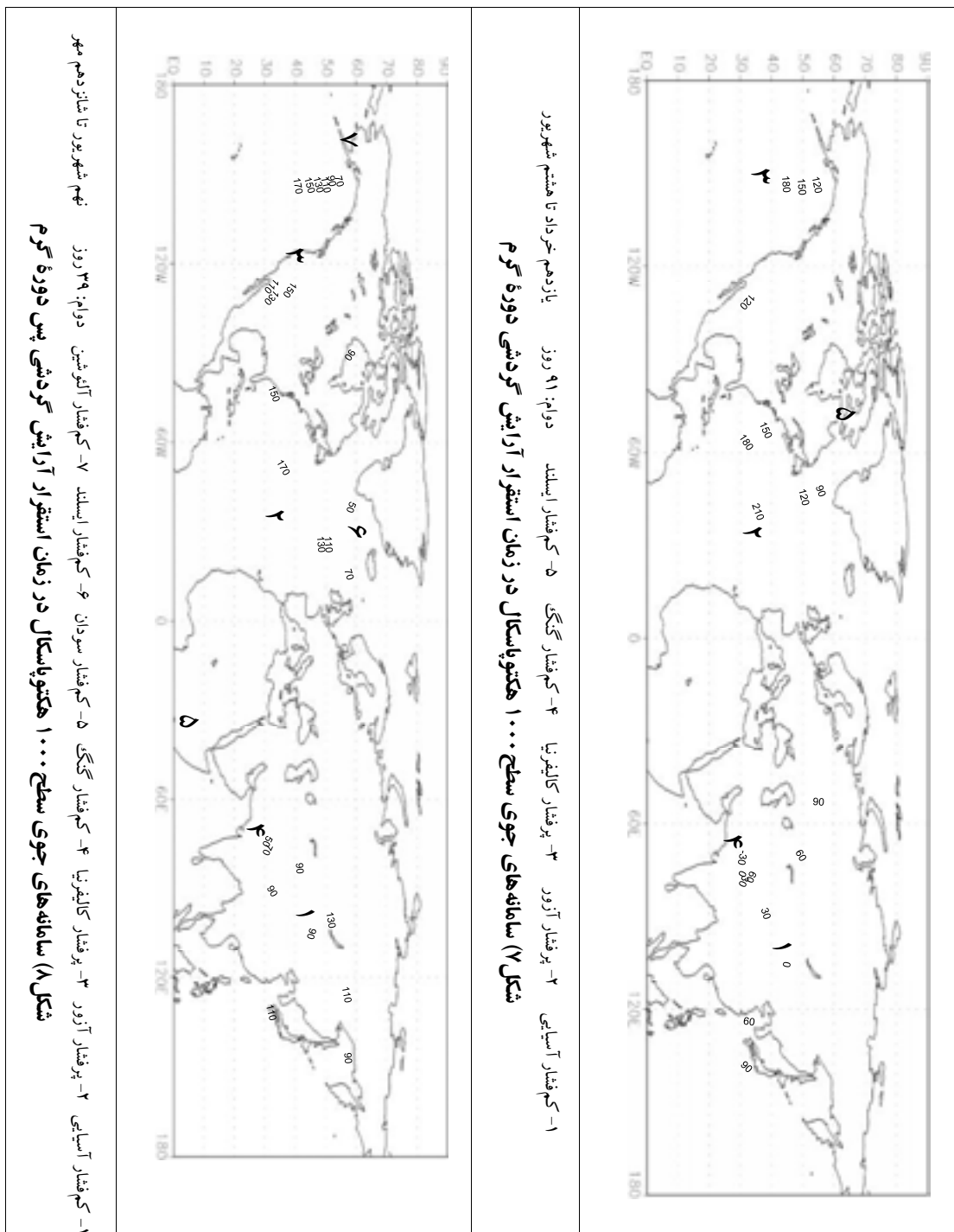
جدول (۲) شدت فعالیت سامانه پرفشار سیری در آرایش گردشی تحلیل خوشه ای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال						
۱-۱-۱	۱-۲	۱-۱-۲	۲-۲-۲	۲-۲-۱	۲-۱	سامانه
پس دوره سرد	سرد	پیش دوره سرد	پس دوره گرم	گرم	پیش دوره گرم	پرفشار سیری
						نیست
						تقویت
						اوج فعالیت
						تضعیف

تحلیل رفتار زمانی پرفشار سیری در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

به منظور تحلیل رفتار زمانی سامانه پرفشار سیری در دوره زمانی ۱۹۵۱-۲۰۰۵ با محاسبه مقادیر شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و ضمن انطباق زمانی دو تقویم میلادی و خورشیدی، آرایه ای به ابعاد ۱۹۷۲۴×۱ برای دوره زمانی (۱۳۸۳-۱۳۳۰) به دست آمد که شامل ناهنجاری های مقدار شاخص شدت پرفشار سیری در هر روز خورشیدی است. شکل ۸ سری زمانی مقادیر شاخص شدت این سامانه پرفشار را در دوره زمانی مورد بررسی نشان می دهد. رخداد فاز مثبت نشانگر حضور پرفشار سیری و وقوع فاز منفی مبین نبود آن است. پایین ترین ناهنجاری معادل با $۲/۴۰-$ و بالاترین ناهنجاری موجود در دوره زمانی مورد بررسی برابر با $۲/۶۴+$ بوده است. پایین ترین ناهنجاری فاز منفی در تاریخ ۱۵ تیر ۱۳۴۰ و بالاترین ناهنجاری فاز مثبت در تاریخ ۵ آذر ۱۳۶۶ رخ داده است (شکل های ۸، ۱۱ و ۱۲). بدین ترتیب دامنه تغییرات ناهنجاری شاخص شدت تقریباً به ۵ می رسد. نتایج بررسی سری زمانی شاخص شدت بیانگر این است که ماهیت رفتار شاخص در تراز یاد شده بصورت تناوبی تغییر می کند و در دوره های زمانی نیم ساله، گرایش به تغییر بین دو فاز منفی و مثبت آشکار می باشد؛ به علاوه در تغییرات درون سالانه خود نیز رفتار کاهشی و افزایشی را به طور مداوم نشان می دهد. ناهنجاری فاز منفی مربوط به زمان نبود پرفشار سیری و حاکمیت کم فشار آسیایی در نیمه گرم سال و ناهنجاری فاز مثبت شاخص نشان دهنده حاکمیت پرفشار سیری در نیمه سرد سال است. میانگین شدت فاز مثبت شاخص سامانه سیری $۰/۸۲$ و میانگین شدت فاز منفی آن $۰/۸۸-$ است (شکل های ۹ و ۱۰). جمع تعداد روزهای رخداد فاز مثبت ۱۰۲۵۱ روز و جمع تعداد روزهای رخداد فاز منفی ۹۴۷۳ روز است. بنابراین طی دوره آماری مزبور در ۵۲ درصد از مواقع، فاز مثبت (پرفشار سیری) حاکم بوده و در ۴۸ درصد از مواقع، فاز منفی (نبود سامانه سیری و نمود کم فشار آسیایی) مشاهده شده است (شکل ۸ و جدول ۳).

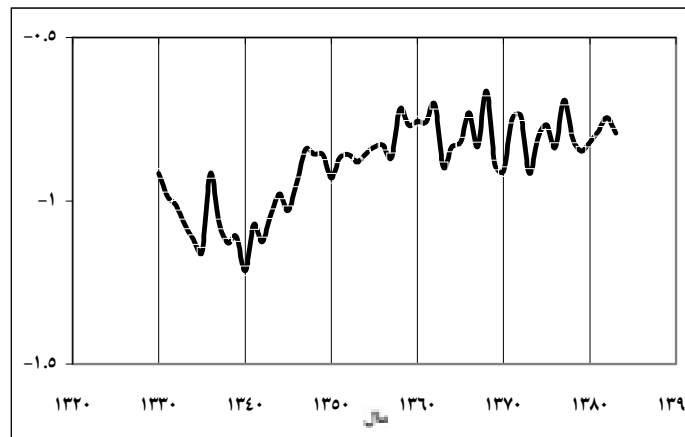


شکل ۶) سری زمانی مقادیر شاخص شدت پرفشار سیری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال



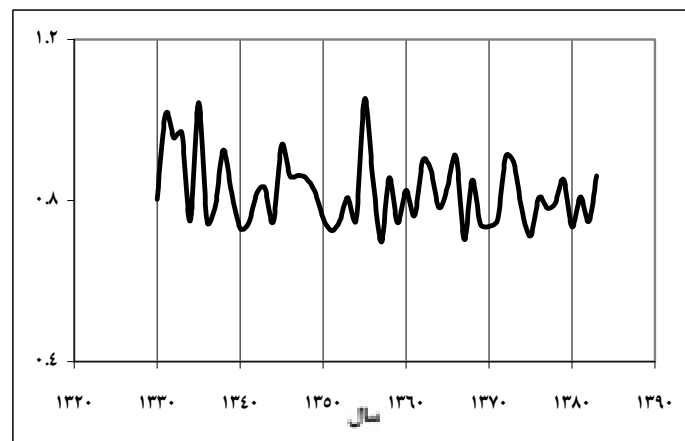
جدول (۳) ویژگی‌های شاخص شدت پرفشار سبیری در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال										
فاز مثبت						فاز منفی				
میانگین شاخص شدت	تعداد روزها		حداکثر مقدار شاخص	حداکثر تعداد روزها	حداقل تعداد روزها	میانگین شاخص شدت	تعداد روزها		حداکثر مقدار شاخص	حداکثر تعداد روزها
	جمع	درصد					جمع	درصد		
۰/۸۲	۱۰۲۵۱	۵۲	۲/۶۴	۲۱۵	۱۶۰	-۰/۸۸	۹۴۷۳	۴۸	-۲/۴۰	۲۰۵

بررسی سری زمانی میانگین شاخص شدت سامانه سیری در فاز منفی نوسان‌های سالانه و دهه‌ای نامنظمی را نشان می‌دهد. بیشینه شاخص ۱/۲۱، کمینه ۰/۶۶- و دامنه تغییرات آن ۰/۵۵- است. در تحلیل این سری زمانی سه دوره مشخص دیده می‌شود، دوره اول با یک روند نزولی دهه ۳۰ را دربر می‌گیرد. طی دوره دوم و در دهه‌های ۴۰ و ۵۰ سری زمانی یک روند صعودی پلکانی را تجربه نموده‌است. در طول دوره سوم و در دهه‌های ۶۰، ۷۰ و اوایل دهه ۸۰ در قالب نوسان‌های سینوسی، یک روند پایداری نسبی در سری مشاهده می‌شود. از آن جایی که فاز منفی مصادف با نمود و استقرار کم‌فشار آسیایی است، می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که شدت این سامانه کم‌فشار در دهه ۳۰ تقویت شده، طی دهه‌های ۴۰ و ۵۰ رو به تضعیف بوده و در دهه‌های ۶۰، ۷۰ و اوایل دهه ۸۰ علیرغم نوسانی تناوبی تقریباً از یک ثبات نسبی برخوردار بوده است. در مجموع سری زمانی مذکور طی نیم قرن اخیر گرایش به یک رفتار نزولی را آشکار می‌کند. با توجه به رفتار سری مزبور در فاز منفی (نمود سامانه سیری و حاکمیت کم‌فشار آسیایی)، به نظر می‌رسد شدت فعالیت کم‌فشار آسیایی طی نیم قرن اخیر رو به تضعیف بوده است (شکل ۹).



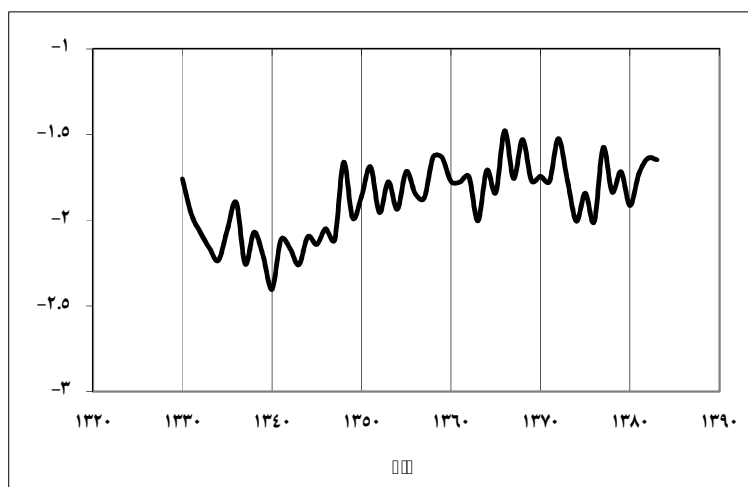
شکل ۹) میانگین شاخص شدت پرفشار سیری در زمان رخداد فاز منفی

شکل (۱۰) دنباله زمانی میانگین شاخص شدت پرفشار سیری در فاز مثبت را نشان می‌دهد. طی ۵۴ سال گذشته تغییرات نامنظم و پرفشار سالانه و دهه‌ای در سری دیده می‌شود. بیشینه شاخص ۱/۰۵، کمینه ۰/۶۹- و دامنه تغییرات آن ۰/۳۶ است. شدیدترین ناهنجاری مثبت در دهه ۳۰ و اواسط دهه ۵۰ و ضعیف‌ترین آن در سال‌های ۱۳۵۷ و ۱۳۶۷ رخ داده است. بررسی رفتار سری زمانی در زمان ناهنجاری مثبت نشان داد که هر چند پرفشار سیری در دهه ۳۰ و اواسط دهه ۵۰ تقویت شده‌است، اما شدت فعالیت آن طی نیم سده اخیر به تناوب رفتاری صعودی و نزولی داشته و گاه‌گاه در حالت تشدید یا تضعیف قرار گرفته است.



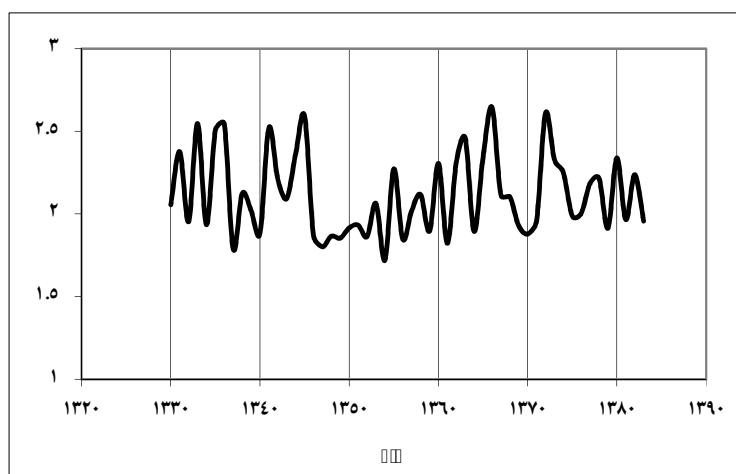
شکل ۱۰) میانگین شاخص شدت پرفشار سیری در زمان رخداد فاز مثبت

بررسی دنباله زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سبیری در فاز منفی نوسان‌های سالانه و ده سالانه مشخصی را آشکار می‌نماید. بیشینه شاخص $۲/۴$ ، کمینه $۱/۴۷$ و دامنه تغییرات آن $۰/۹۳$ است. در تحلیل این سری مشخص شد که در دهه ۳۰ رفتار افزایشی غلبه داشته است، اما از اواخر دهه ۴۰ تا اوایل دهه ۸۰ در قالب حرکات سینوسی (کاهشی-افزایشی)، رفتار تقریباً نزولی حاکم بوده است. در مجموع به نظر می‌رسد؛ طی نیم قرن اخیر علیرغم رفتار افزایشی شدت فعالیت کم‌فشار آسیایی در دهه ۳۰، فعالیت این سامانه سبیری نزولی داشته و تضعیف شده است (شکل ۱۱).



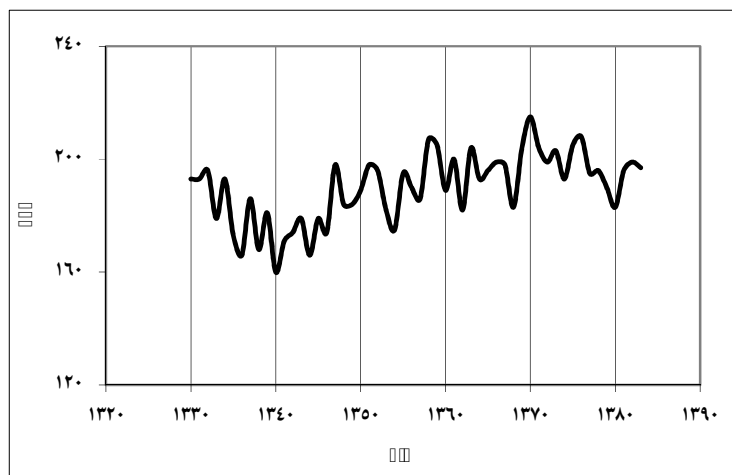
شکل ۱۱) آهنگ زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سبیری در زمان رخداد فاز منفی

شکل ۱۲) دنباله زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سبیری را در فاز مثبت نشان می‌دهد. در سیمای سری، تغییرات نامنظم و پر دامنه سالانه و دهه‌ای در غالب حرکات کاهشی و افزایشی نمایان می‌باشد. بیشینه شاخص $۲/۶۴$ ، کمینه $۱/۷۱$ و دامنه تغییرات آن $۰/۹۳$ است. در مجموع سری زمانی مذکور برای نیم قرن اخیر رفتار نزولی یا صعودی مشخصی را نشان نمی‌دهد. بنابراین می‌توان گفت که هر چند طی ۵۰ سال اخیر سامانه سبیری به تناوب رفتار نزولی و صعودی داشته و در حالت شدت یا ضعف به‌سر برده است، اما در نگاه کلی شدت فعالیت آن طی نیم قرن اخیر روند خاصی را نشان نداده است.

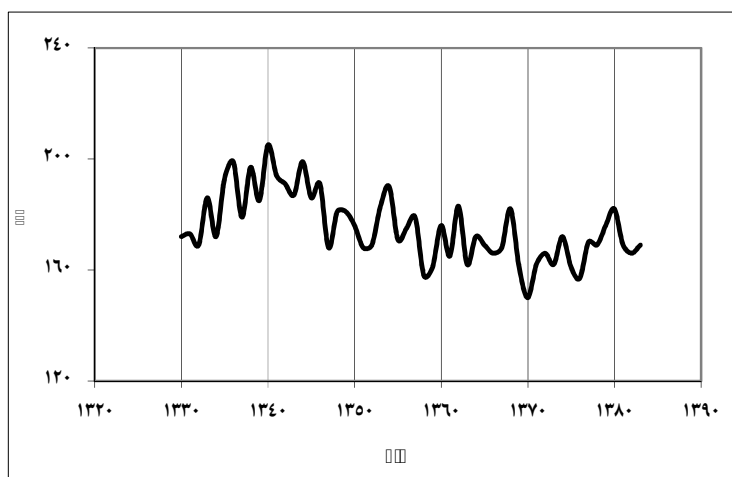


شکل ۱۲) آهنگ زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سبیری در زمان رخداد فاز مثبت

شکل‌های (۱۳) و (۱۴) به ترتیب دنباله زمانی تعداد روزهای بود و نبود پرفشار سبیری را در زمان رخداد فازهای مثبت و منفی نشان می‌دهند. اگر چه در تمامی سال‌های مورد بررسی امکان رخداد فاز مثبت و منفی وجود داشته است، اما گمان می‌رود فاز مثبت این سامانه پرفشار اندکی از بسامد بیشتری برخوردار بوده است؛ به طوری که میانگین پایداری فاز مثبت تقریباً ۱۹۰ روز و میانگین پایداری فاز منفی در حدود ۱۷۵ روز بوده است. کمترین مدت پایداری در مورد فاز مثبت، ۱۶۰ روز (مربوط به سال ۱۳۴۰) و بیشترین آن ۲۱۵ روز (مربوط به سال ۱۳۷۰) بوده است (شکل ۱۳). مدت پایداری فاز منفی نیز در طول دوره زمانی مورد بررسی کوتاه‌تر از ۱۵۰ روز (در سال ۱۳۷۰) و بلندتر از ۲۰۵ روز (در سال ۱۳۴۰) نبوده است (شکل ۱۴). با بررسی آهنگ زمانی تعداد روزهای فعالیت پرفشار سبیری در زمان رخداد فاز مثبت که طی نیم قرن اخیر یک روند صعودی را نشان می‌دهد؛ چنین به نظر می‌رسد که علیرغم کاهش نسبی تعداد روزهای فعالیت پرفشار سبیری در دهه ۳۰، در مجموع تعداد روزهای فعالیت این سامانه طی نیم قرن اخیر افزایش یافته است. به بیان دیگر، این بررسی نشان داد که در نیم سده گذشته روزهای حضور قوی پرفشار سبیری میل به افزایش داشته است (شکل ۱۳). در مقابل، علیرغم افزایش تعداد روزهای فعالیت کم‌فشار آسیایی در دهه ۳۰، تعداد روزهای فعالیت این سامانه طی نیم قرن اخیر کاهش یافته است (شکل ۱۴).



شکل ۱۳) آهنگ زمانی تعداد روزهای فعالیت پرفشار سبیری در زمان رخداد فاز مثبت



شکل ۱۴) آهنگ زمانی تعداد روزهای نبود پرفشار سبیری در زمان رخداد فاز منفی

نتیجه گیری

این پژوهش نشان داد که تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» توانایی تفکیک آرایش گردشی دوره‌های سرد و گرم سال در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را دارد و ابزار سودمندی برای تحلیل رفتار مکانی پرفشار سیری در این تراز است. بر پایه این تحلیل آشکار گردید که شش آرایش گردشی اصلی در قالب دوره‌های سرد و گرم در نیمکره شمالی قابل تشخیص است. براساس این پژوهش، سامانه پرفشار سیری با آغاز آرایش گردشی پیش دوره سرد ضمن شکل‌گیری به تدریج تقویت می‌گردد و با گذر زمان بر شدت آن افزوده می‌شود. در واقع الگوی گردشی مزبور از نظر زمانی با ظهور و پیدایش پرفشار سیری انطباق دارد. با آغاز آرایش گردشی دوره سرد سامانه پرفشار سیری علاوه بر آسیا بر روی بخش‌هایی از اروپا نیز حاکمیت خویش را دیکته می‌کند. بر این اساس، زبانه غربی آن تا شمال شرق دریای سیاه گسترش می‌یابد. در طول استیلای الگوی مذکور، پرفشار سیری ضمن این که اوج کش خود را سپری می‌کند، از نظم و پیوستگی زمانی و یکپارچگی مکانی حداکثری نیز برخوردار است. بررسی الگوی گردشی دوره سرد نشان داد که آرایش مکانی پرفشار سیری از یک سو به آرایش کم‌فشارهای جنب قطبی (ایسلند و آلتوشین) و از دیگر سو به عامل ناهمواری (فلات تبت و پامیر) بستگی دارد. در عین حال، استقرار تقریباً مداری رشته کوه‌های مرتفع و عظیم هیمالیا در شمال نپال به مانند سدی مانع از پیشروی و نفوذ هر چه بیشتر هوای سرد قاره‌ای سیری به طرف شبه‌قاره هند می‌شود. بر این اساس، نقش پرفشار سیری در اقلیم ایران در دوره سرد سال نه به شدت این سامانه، بلکه به شدت کم‌فشار جنب قطبی و به تبع آن رانده شدن پرفشار سیری و زبانه‌های آن به درون ایران بستگی دارد. از سوی دیگر، شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیری که در این پژوهش تعریف و محاسبه گردید، این توانایی را نشان داد که به عنوان معیاری برای تحلیل رفتار زمانی این سامانه پرفشار مورد استفاده قرار گیرد. تحلیل سری‌های زمانی شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیری در زمان رخداد فاز منفی (نبود این سامانه) وجود یک هم‌کاهشی مشخص در شدت و تعداد روزهای فعالیت سامانه کم‌فشار آسیایی را آشکار ساخت، اما بررسی سری‌های زمانی شاخص یاد شده در زمان رخداد فاز مثبت (حاکمیت و نمود پرفشار سیری) نشان داد که شدت فعالیت پرفشار سیری رفتاری متناوب داشته است. در عین حال، تعداد روزهای فعالیت این سامانه طی نیم قرن اخیر افزایش یافته است. به بیان دیگر، این بررسی نشان داد که در نیم سده گذشته روزهای حضور قوی پرفشار سیری گرایش به افزایش داشته است.

منابع و مآخذ

- (۱) بلیغی، مهدی (۱۳۷۵)، ورود پرفشار سیبری به خراسان و تأثیر آن بر اقلیم منطقه، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- (۲) جهانبخش، سعید و کریمی، فریبا (۱۳۷۸)، تحلیل سینوپتیکی تأثیر پرفشار سیبری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۴ و ۵۵، صص ۱۰۷-۱۳۱.
- (۳) چوخاچی زاده مقدم، محمد باقر (۱۳۷۶)، تحلیل سینوپتیکی اثر پرفشار سیبری بر دمای شمال شرق ایران، رساله دکتری دانشگاه تهران.
- (۴) عبدالحسینی، محمدعلی (۱۳۵۸)، مسیر و تأثیر مراکز پرفشار روی ایران در فصل زمستان، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- (۵) عزیزی، قاسم و یوسفی، حسن (۱۳۸۴)، زمان یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه علمی- پژوهشی مدرس، دانشگاه تربیت مدرس، دوره ۹، شماره ۴، صص ۱۰۰-۸۱.
- (۶) علیجانی، بهلول (۱۳۶۹)، چگونگی تشکیل فرابر سیبری و اثر آن بر اقلیم شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۷، صص ۲۵۱-۲۴۱.
- (۷) محمدنژاد، علیرضا، احمدی گیوی، فرهنگ و ایران نژاد، پرویز (۱۳۸۸)، اثر بازه‌های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۴، صص ۱۱۵-۱۳۰.
- (۸) مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۴)، پیش بینی و برآورد سیلاب در استان چهارمحال و بختیاری، طرح پژوهشی، استانداری چهارمحال و بختیاری.
- (۹) مسعودیان، سید ابوالفضل، کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۷)، اقلیم‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- (۱۰) مهماندوست، خدیجه (۱۳۸۵)، مطالعه شدت و گسترش پرفشار سیبری بر روی ایران با استفاده از GIS، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- 11) Choen, J., Saito, K., and Entekabi D. (2001), The role of the Siberian high in Northern Hemisphere climate variability. *Geophysical Research Letters*, vol. 28, No. 2, pp. 299-302.
- 12) Ding, Y.H., Krishnamurti, T.N. (1987), Heat budget of the Siberian high and winter monsoon, *Mon. Wea. Rev.* 115: pp. 2428-2449.
- 13) Gong, D.Y., Wang, S.W. (2001), Arctic Oscillation, Siberian high and their associations with climate change in winter over China. *Adv. Atmos. Sci.* (in press)
- 14) Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, Eds. (2001), *Climate change 2001: The scientific basis*, Cambridge University Press, pp 881.
- 15) Jeong, J. H., T. Ou, H. W. Linderholm, B. M. Kim, S. J. Kim, J.S. Kug, and Chen (2011), Recent recovery of the Siberian high intensity, *J. Geophys. Res.*, in press.
- 16) Kalnay, E., M. Kanamitsu., R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471
- 17) Lingis, P. and Thompson, R. (2005), The Siberian high in relation with northern hemisphere temperature anomalies and Arctic Oscillation. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 04992, 2007. European Geosciences Union 2007.
- 18) Lingis, P., Michaelides, S.C., Teleconnection patterns of the Siberian anticyclone and precipitation over Cyprus, *Atmospheric Research*, Volume 94, Issue 4, December 2009, Pages 663-674.
- 19) Lydolph, Paul. (1977), *Climate of the Soviet Union* word survey of climatology, Volume 7, Department of Geography University of Wisconsin-Milwaukee.
- 20) Mokhov, I.I., and V.K. Petukhov (1999), Atmospheric action and tendencies of their change. *Izv. Acad. Sci. USSR, Atmos. Oceanic Phys.*, 36, 292-299.
- 21) Panagiotopoulos, F., Shahgedanova, M. and Stephenson, D. (2005), Observed trend and teleconnections of the Siberian high: A recently declining center of action. *Journal of climate*, Vol. 18, No. 2, pp 1411-1422. American Meteorology Society.
- 22) Sahsamanoglou, H.S., Markogiannis, T.J. and Kallimopoulou, P.P. (1991), Some aspects
- 23) of the basic characteristics of the Siberian anticyclone. *Int. J. Climatol.*, 11, pp. 827-839.
- 24) Takaya, Koutarou and Nakamura, Hisashi (2004), Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian High, *J. Atmos. Sci.* submitted.
- 25) Yahong, Hou, Xiuqun, Yang, and Gang, Li (2007) Variation features of Siberian High and relation with winter temperature in China, *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*; 2007-05, pp. 423.
- 26) Wang, Lin, Chen, Wen, Zhou, Wen, Chan, Johnny C. L., Barriopedro, David and Huang, Ronghui, Short communication effect of the climate shift around mid 1970s on the relationship between wintertime Ural blocking circulation and East Asian climate, *Int. J. Climatol.* 30: 153-158.
- 27) Zhang Yi, Kenneth R. Sperber and James S. Boyle (1996), *Climatology of East Asian winter Monsoon and cold surges*, Program for climate model diagnosis and intercomparison Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA 94550, PCMDI Report No. 38.