فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸، شماره ٤، زمستان۱۳۹۲ ، شماره پیاپی ۱۱۱

مهران شبانکاری، دکترای اقلیم‌شناسی
امیرحسین حلبیان، استادیار، گروه علمی جغرافیا، دانشگاه پیام‌نور

M. Shabankari
A.H. Halabian

Email: halabian_a@yahoo.com

شماره مقاله: ۹۲۷ **صص: ۸۲-٦۷**
وصول: ۱۳۹۱/۱۲/۲٦ **پذیرش: ۱۳۹۲/۷/۲۰**

تحلیل رفتار زمانی- مکانی پرفشار سیبری در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

چکیده

در این پژوهش، رفتار زمانی-مکانی پرفشار سیبری(**SH**)، در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، با استفاده از داده‌های روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت **GMT** ۱۲پایگاه داده(**NCEP/NCAR**) و با تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ 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(۲-۱) و پیش دوره سرد(۲-۱-۱)، زبانه‌های غربی سامانه سیبری از روی بخش‌های شمالی و شمال‌شرقی ایران عبور می‌کند.آرایش گردشی۱-۱ که منطبق بر دوره سرد سال است، در مجموع، اوج کنش پرفشار سیبری را آشکار می‌سازد. تحلیل شکل مربوط به آرایش گردشی دوره سرد نیز نشان داد که آرایش مکانی پرفشار سیبری از یک سو به آرایش کم‌فشارهای جنب قطبی و از دیگر سو به فلات تبت و پامیر بستگی دارد. براین اساس، نقش پرفشار سیبری 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 سیبری و زبانه‌های آن به درون ایران بستگی دارد. به منظور تحلیل رفتار زمانی پرفشار سیبری نیز با انتخاب چارچوب پوش مناسب، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز جوی ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای هر یک از روزهای تقویم خورشیدی۱۳۸۳-۱۳۳۰ محاسبه و استانداردسازی شد. بدین‌ترتیب، آرایه‌ای به ابعاد ۱×۱۹۷۲۴ تحت عنوان شاخص استانداردشده شدت پرفشار سیبری(**SSHI**) به‌دست آمد که شامل ناهنجاری‌های فاز مثبت(نمود پرفشار سیبری) و منفی(نبود پرفشار سیبری) 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 درطی نیم سده گذشته روزهای حضور قوی پرفشار سیبری به مراتب بیش از روزهای نبود این سامانه بوده است.

واژه‌های کلیدی: پرفشار سیبری، ارتفاع ژئوپتانسیل، تحلیل خوشه‌ای، آرایش گردشی، شاخص استانداردشده پرفشار سیبری.

مقدمه

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

جبهه قطبی و آنتی‌سیکلون‌های برون حاره‌ای که از مناطق دورتر، از دریای مدیترانه، اقیانوس اطلس، شمال سیبری و.... می‌آیند. پرفشار سیبری سامانهٔ 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 نیمکرهٔ شمالی وابسته است و از عوامل اصلی اقلیم اوراسیا در دورهٔ سرد سال است. لیدولف[۱](۱۹۷۷)، در کتاب خویش تحت عنوان آب و هوای روسیه، به بررسی علت اصلی تشکیل پرفشار سیبری پرداخته و آن را سرمای ناشی از بازتاب دانسته است. او معتقد است که پرفشار سیبری 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 به‌وجود می‌آید و تقریباً تا اواخر آوریل(فروردین) باقی می‌ماند. دینگ و کریشنامورتی[۲](۱۹۸۷)، با بررسی شار گرمایی پرفشار سیبری و مونسون زمستانی اظهار داشتند که پیدایش و شکل‌گیری سامانهٔ پرفشار سیبری هم به سبب همگرایی جرمی در ترازمندی 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 سیبری بعد از سال ۱۹۷۰ را تشخیص داده اند و کاهش مذکور را با گرمایش دایمی وردسپهر پایینی بر روی سیبری ارتباط داده اند. ژانگ و همکاران[۴] (۱۹۹۶)، نشان داده اند که هر چند موسمی‌های زمستانی آسیای شرقی با پرفشار سیبری مرتبط است، اما امواج سرمایی این منطقه با اوج پرفشار سیبری همزمان نیست. ایشان تغییرات سالانهٔ پرفشار سیبری 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 سیبری از سال ۱۹۶۰ پیدا کردند. چوین و همکاران[۶] (۲۰۰۱)، نقش پرفشار سیبری را در چهارچوب پیوند از دور بر روی اقلیم نیمکرهٔ 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 سیبری و نوسان قطبی را پیشنهاد کرده‌اند. به نظر ایشان با تضعیف نوسان قطبی شرایط پویشی (دینامیکی) برای تقویت پرفشار سیبری فراهم می شود. هاگتون[۸] و دیگران(۲۰۰۱)، اظهار داشتند که پرفشار سیبری بیشتر از تمرکز بازتاب هوای بسیار سرد سطحی در فاصلهٔ شهریور و فروردین به‌وجود می‌آید و شدت آن وابستگی نزدیکی با دمای سطحی هوا دارد. بنابراین، تغییر در شدت سرمایش تشعشعی می‌تواند باعث تغییرات در پرفشار سیبری گردد. تاکایا و ناکامورا[۹](۲۰۰۴)، از راه بررسی وارونگی تاوایی بالقوه نشان دادند که برای تقویت پرفشار سیبری، 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 سیبری، نتیجه گرفته‌اند که علیرغم اثر شدید تغییرات پرفشار سیبری بر تغییر اقلیم در نیمکرهٔ شمالی(قطب شمال تا اقیانوس آرام مداری)، همبستگی میان شدت پرفشار و شاخص‌های پیوند از دور در نیمکرهٔ شمالی ضعیف هستند و شاخص‌های پیوند از دور نمی‌توانند تغییرات درون سالانه پرفشار سیبری را نشان دهند. لینگیس و تامپسون[۱۱](۲۰۰۵)، ضمن بررسی ارتباط پرفشار سیبری با بی‌نظمی‌های دمای نیمکرهٔ 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 سیبری پیدا کردند. یاهونگ و همکاران[1](۲۰۰۷)، تغییرپذیری تغییرپذیری پرفشار سیبری و ارتباط آن با دماهای زمستانه در چین را بررسی کردند. لینگیس و مایکلایس[2](۲۰۰۹)، نشان دادند که بین الگوهای پیوند از دور پرفشار سیبری در تراز Slp و بارش بر روی قبرس، ارتباط نزدیکی وجود دارد. وانگ و همکاران[3] (۲۰۱۰)، ارتباط ارتباط قوی بین پدیدهٔ بلوکینگ بر روی ناحیهٔ کوهستانی یورال و پرفشار سیبری را نشان دادند. جونگ و همکاران[4](۲۰۱۱)، نیز ضمن بررسی شدت پرفشار سیبری در دو دههٔ ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰، بازیابی سریع آن را در دو دههٔ 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 سیبری می‌داند و حرکت آن را به سمت ایران سبب تشکیل پرفشارهای بسته بر روی مناطق کوهستانی شمال‌غرب و شمال‌شرق 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 سیبری با الگوی جریان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارتباط دارد و عامل اصلی شکل گیری این سامانه را امواج بادهای غربی می‌داند. بلیغی(۱۳۷۵)، با مطالعه زمان‌یابی ورود پرفشار سیبری به خراسان و تأثیر همدید آن بر اقلیم منطقه نشان داد که در ۹۰٪ موارد مشاهده شده، نیمهٔ دوم مهرماه مرحلهٔ آغازین فعالیت پرفشار سیبری در خراسان می‌باشد و ۹۰٪ اولین یخبندان‌های پاییزه را این سامانه سبب گردیده است. چوخاجی‌زاده(۱۳۷۶)، ضمن بررسی اثر الگوهای همدید پرفشار سیبری بر دمای شمال‌شرق ایران در یک دورهٔ پنج ساله(۸۸-۱۹۸۴)، نشان داد که هستهٔ مرکزی پرفشار سیبری در ماه‌های اکتبر و نوامبر در اطراف دریاچهٔ بالخاش به صورت ضعیف تشکیل و سپس به‌تدریج 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 سیبری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر، دریافتند که حداکثر بارش‌ها به دنبال ورود زبانه‌های پرفشار به منطقه و تقویت الگوهای بارش به وقوع می‌پیوندد. عزیزی و یوسفی(۱۳۸۴)، با مطالعهٔ زمانیابی ورود پرفشار سیبری 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 زبانه های پرفشار سیبری و تشدید بارش‌های سنگین در سواحل جنوبی خزر می شود. مهماندوست(۱۳۸۵)، ضمن بررسی شدت و گسترش پرفشار سیبری بر روی ایران، به این نتیجه رسید که نفوذ زبانهٔ 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 بازهٔ نوسان سالانهٔ زبانهٔ پرفشار سیبری و بارش مناطق غرب، شمال‌غرب 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 روی‌ساختِ کنترل‌کنندهٔ 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 سیبری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار می گیرد.

داده‌ها و روش پژوهش

برای بررسی رفتار مکانی پرفشار سیبری، ابتدا با توجه به قرارگیری ایران در عرض میانهٔ نیمکرهٔ شمالی، محدودهٔ حاکمیت پرفشار سیبری(اوراسیا)، نحوهٔ جریان بادهای غربی و موقعیت مکانی سامانه‌های فشار مجاور سامانهٔ سیبری و اندرکنش آنها با یکدیگر، چهارچوب پوش مناسب برای شناسایی آرایش گردشی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ۰تا۹۰درجه شمالی و ۱۸۰-درجه غربی تا ۱۸۰ درجه شرقی در نظر گرفته شد. داده‌های جوی لازم برای انجام این پژوهش، از پایگاه دادهٔ 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 محدودهٔ نیمکرهٔ شمالی یعنی در فاصلهٔ صفر تا ۹۰ درجهٔ شمالی، ۳۷ یاختهٔ عرضی و در فاصلهٔ ۱۸۰ درجهٔ غربی تا ۱۸۰درجهٔ شرقی ۱۴۴ یاختهٔ 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 یاختهٔ مکانی است. چون برای هر روز، چهار دیده‌بانی در ساعات همدید (صفر، شش، دوازده، هجده) وجود دارد، تنها از داده‌های ساعت **۱۲GMT** که به وقت رسمی ایران معادل ساعت ۱۵/۵ است، به دلیل نزدیکی به میانهٔ اقلیمی روز استفاده شده است.

مطالعاتی که تاکنون در زمینهٔ شناسایی الگوهای گردشی انجام گرفته، غالباً در برگیرندهٔ یک دورهٔ زمانی ده ساله یا کوتاه‌تر بوده است(مسعودیان،۴،۱۳۸۴). در این پژوهش، برای شناسایی آرایش گردشی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در ساعت **۱۲GMT** از اول ژانویه سال ۱۹۵۱(یازدهم دی ماه ۱۳۲۹) تا ۳۱ دسامبر سال ۲۰۰۵ (دهم دی ماه ۱۳۸۴)، یعنی یک دورهٔ ۵۵ ساله، شامل ۲۰۰۸۹ روز {حاصل ضرب تعداد روزهای سال(۳۶۵) درتعداد سال‌های مورد استفاده(۵۵) به‌علاوه تعداد سال‌های کبیسه(۱۴)} انتخاب و بررسی شد. بنابراین، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز تشکیل آرایه‌ای به ابعاد ۵۳۲۸×۲۰۰۸۹ را می‌دهد که شامل ۲۰۰۸۹ یاختهٔ زمانی و ۵۳۲۸ یاختهٔ مکانی است. سطرهای آرایهٔ ارتفاع ژئوپتانسیل، نمایندهٔ زمان بر حسب روز و ستون‌های این آرایه، نمایندهٔ مکان بر حسب فواصل ۲/۵ درجه قوسی هستند. بنابراین، آرایهٔ حاصله دارای آرایش **S** می‌باشد. برای تحلیل رفتار مکانی پرفشار سیبری و اندرکنش آن با سامانه‌های مجاور، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت **۱۲GMT**در تراز ۱۰۰۰ هکتو پاسکال برای تمامی روزهای تقویم خورشیدی(از اول فروردین تا سی‌ام اسفند)، به روش زیر محاسبه گردید:

رابطهٔ ۱)
$$MHGT_i = \frac{1}{n}\sum_{j=1951}^{2005} HGT_{j,i}$$

در رابطهٔ فوق:

$HGT_{j,i}$**:** نقشهٔ ارتفاع ژئوپتانسیل روز i ام از سال j ام است ($j = 1951...2005$ $\quad i = 1...nd$).

nd*:* برای سال‌های عادی ۳۶۵ و برای سال‌های کبیسه ۳۶۶ است.

پس از محاسبهٔ 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[1] بر روی این مقادیر انجام گرفت. به منظور محاسبهٔ درجهٔ همانندی از فاصلهٔ اقلیدسی و برای ادغام مقادیری که بالاترین همانندی را نشان می‌دهند، از شیوهٔ ادغام «وارد» بهره گرفته شد و شش آرایش گردشی در قالب دوره‌های گرم و سرد به‌دست آمد و نقشهٔ ارتفاع ژئوپتانسیل هر الگو در تراز جوّی مذکور ترسیم و مورد بررسی قرار گرفت. در ادامه، به منظور شناسایی و تحلیل رفتار زمانی پرفشار سیبری با توجه به موقعیت متوسط این سامانه و بیشینهٔ شدت کنش آن در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال(که بیشتر منطبق بر محدوده‌های میانی و پیرامونی دریاچه‌های بالخاش و بایکال است)، چهارچوب پوش مناسب برای این سامانه از ۵۲/۵ تا ۱۱۵ درجهٔ شرقی و ۴۰ تا ۶۰ درجهٔ شمالی در نظر گرفته شد. با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی است، در فاصلهٔ ۵۲/۵ تا ۱۱۵ درجهٔ شرقی ۲۶ یاختهٔ طولی و در فاصلهٔ ۴۰ تا ۶۰ درجهٔ شمالی۹ یاختهٔ عرضی و در مجموع ۲۳۴ یاخته وجود دارد. چون مساحت یاخته‌ها با افزایش عرض جغرافیایی کاهش می‌یابد، برای محاسبهٔ میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز مزبور، کسینوس عرض جغرافیایی به عنوان وزن داده‌ها در نظر گرفته شد. آن‌گاه، ابتدا به منظور تحلیل رفتار زمانی پرفشارسیبری، مقدار شاخص شدت این پرفشار(**SHI**)، برای هر روز در طی دورهٔ ۵۵ ساله(۲۰۰۵-۱۹۵۱) از طریق رابطهٔ زیر محاسبه گردید.

[1] -Matlab

$$SHI_j = \frac{1}{\sum_{i=1}^{n} W_i} \sum_{i=1}^{n} W_i HGT_{i,j} \qquad W_i = Cos(Lat_i)$$ رابطهٔ ۲)

در رابطهٔ فوق:

SHI_j : مقدار شاخص پرفشار شدت سیبری برای روز j ام

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

در ادامه، مقدار شاخص استاندارد شدهٔ شدت پرفشار سیبری[1] (**SSHI**) از طریق رابطهٔ زیر برآورد گردید:

$$SSHI_j = \frac{SHI_j - Mean}{SD}$$ رابطهٔ ۳)

در رابطهٔ فوق:

$SSHI_j$: مقدار شاخص استاندارد شدهٔ شدت پرفشار سیبری برای روز j ام($j = 1...20089$)؛

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

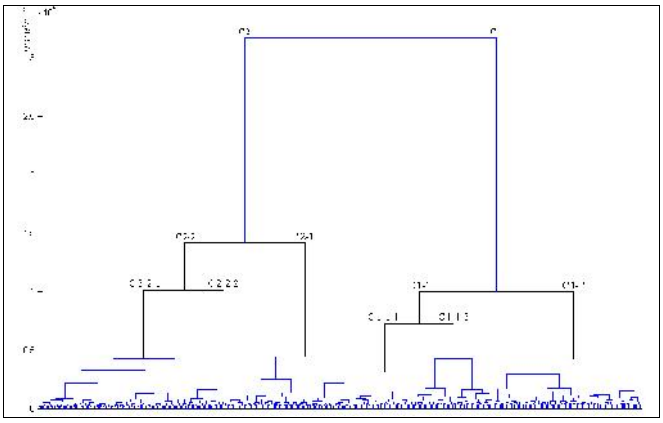
$Mean$: میانگین ۵۵ سالهٔ مقدار شاخص شدت پرفشار سیبری؛

SD: انحراف معیار ۵۵ سالهٔ مقدار شاخص شدت پرفشار سیبری است.

پس از استانداردسازی مقادیر شاخص شدت پرفشار سیبری از طریق رابطهٔ(۳)، آرایه‌ای با آرایش **P** و به ابعاد ۱×۲۰۰۸۹ 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 دهندهٔ افزایش مقدار شاخص شدت این پرفشار از حد میانگین و مقادیر منفی، نشانهٔ کاهش آن است. در ادامه، ضمن انطباق زمانی دو تقویم میلادی و خورشیدی مقدار شاخص فوق(**SSHI**)، برای ۱۹۷۲۴ روز طی دورهٔ آماری ۱۳۸۳-۱۳۳۰ محاسبه و بررسی گردید.

تحلیل رفتار مکانی پرفشار سیبری

اجرای تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به شیوهٔ ادغام «وارد» بر روی مقادیر میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت **۱۲GMT** 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) و (۱–۱–۱) را شامل می‌شود. نیمه گرم سال نیز از دوازدهم فروردین آغاز می‌شود و تا شانزدهم مهر به مدت۱۹۱ روز ادامه می‌یابد و آرایش‌های (۱–۲–۲) ،(۱–۲) و (۲–۲–۲) را در بر می گیرد (جدول۱).

جدول۱) ویژگی‌های زمانی آرایش گردشی جو در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

ردیف	شماره و نام الگو	نمود	زمان آغاز	زمان پایان	مدت دوام(روز)
۱	۲–۱–۱(پیش دوره سرد)	نیمه سرد	۷/۱۷	۹/۷	۵۱
۲	۲–۱(سرد)	نیمه سرد	۹/۸	۱۲/۶	۸۹
۳	۱–۱–۱(پس دوره سرد)	نیمه سرد	۱۲/۷	۱/۱۱	۳۴
۴	۱–۲(پیش دوره گرم)	نیمه گرم	۱/۱۲	۳/۱۰	۶۱
۵	۱–۲–۲(گرم)	نیمه گرم	۳/۱۱	۶/۸	۹۱
۶	۲–۲–۲(پس دوره گرم)	نیمه گرم	۶/۹	۷/۱۶	۳۹
۷					$= \sum$ ۳۶۵

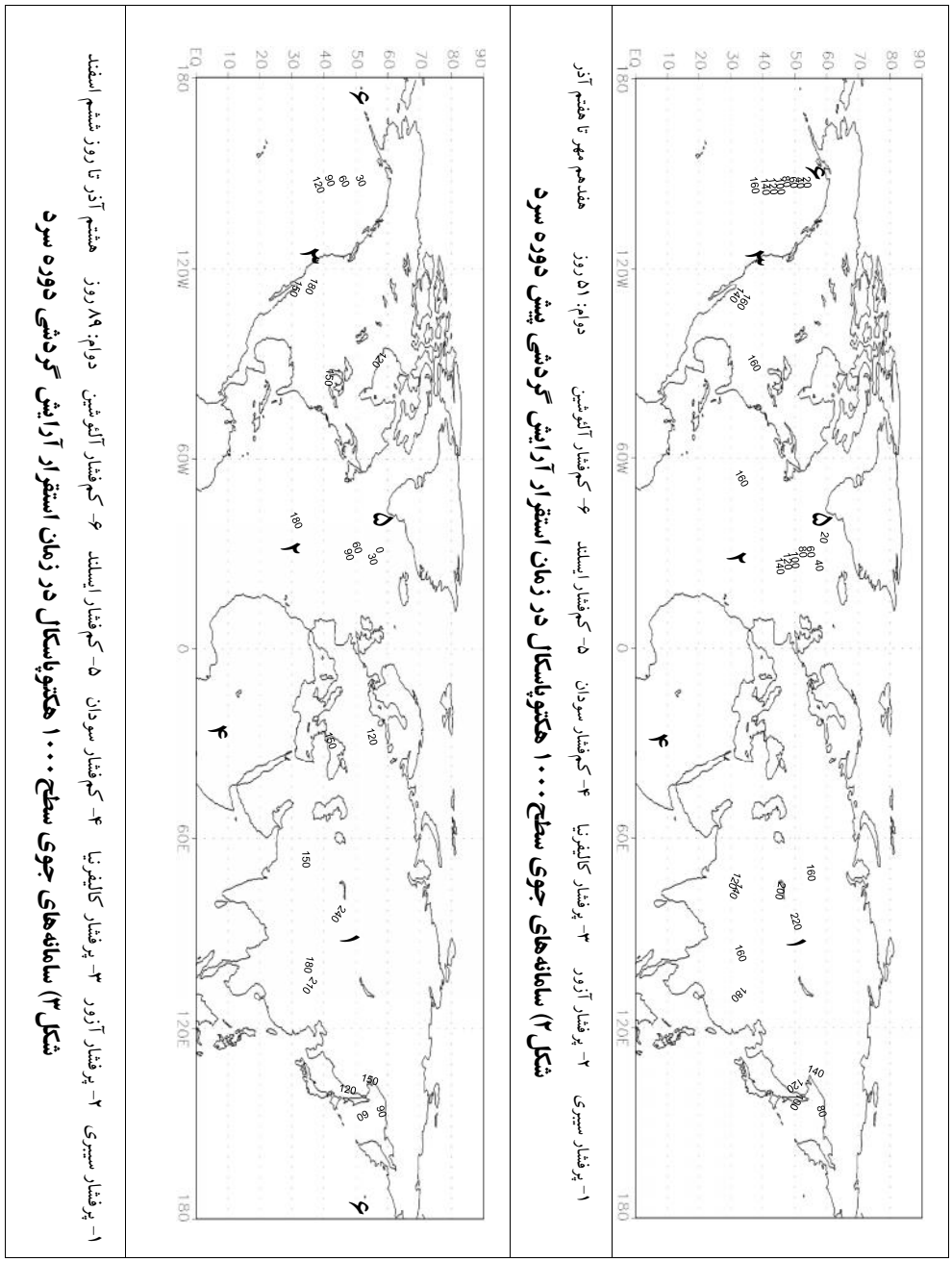
آرایش گردشی پیش دوره سرد یا ورود به نیمه سرد

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 درجهٔ شمالی در سیطرهٔ سامانه‌های پرفشار سیبری، جنب حاره‌ای آزور–برمودا و کالیفرنیا می‌باشد و منحنی هم‌ارتفاع ۱۴۰ ژئوپتانسیل متر مانند کمربندی طولی تمامی این سامانه‌های پرفشار را در بر می گیرد. پرفشار سیبری که تا اواسط مهر نشانه‌ای از شکل گیری 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 شکل گیری به‌تدریج تقویت می گردد 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 سامانهٔ سیبری با هم‌ارتفاع ۲۲۰ ژئوپتانسیل متر بین دریاچه‌های بالخاش و بایکال در حد فاصل مغولستان، قزاقستان و روسیه قرار می گیرد. در زمان حاکمیت الگوی فوق، پرفشار سیبری ضمن گسترش مکانی در امتداد شرقی–غربی، دامنهٔ استیلای خود را علاوه بر آسیا بر روی بخش‌های شرقی و مرکزی اروپا نیز گسترش می‌دهد و زبانهٔ غربی آن با عبور از روی دریاچهٔ خوارزم و دریای خزر تا شرق اتریش کشیده می‌شود. با در نظر گرفتن منحنی هم‌ارتفاع ۱۵۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی پرفشار سیبری، می‌توان گفت که سامانه سیبری از بخش‌های شمالی ایران عبور نموده است. در زمان الگوی حاضر به دلیل آغاز سرمایش هوا و نیز تقویت پرفشار سیبری، سامانهٔ کم‌فشار آسیایی مشاهده نمی‌شود(شکل۲).

آرایش گردشی دورهٔ سرد

این الگو تقریباً منطبق با فصل زمستان است و از روز هشتم آذر تا روز ششم اسفند مشاهده می گردد. در این زمان سامانهٔ سیبری سراسر اوراسیا را در بر می گیرد و کانون مرکزی آن مابین دریاچه‌های بایکال و بالخاش بر روی غرب مغولستان قرار دارد. در طول استیلای الگوی مذکور پرفشار سیبری ضمن این که اوج کنش خود را به سبب کسب حداکثری سرمایش ناشی از افت شدید دمای محیطی و زمینی سپری می کند، از نظم و پیوستگی زمانی و یکپارچگی مکانی حداکثری نیز برخوردار است. شکل سامانهٔ مذکور با تأثیرپذیری از موقعیت مکانی، وسعت و شدت کم‌فشارهای جنب قطبی مجاور(ایسلند و آلئوشین) 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 سیبری از یک سو به آرایش کم‌فشارهای جنب قطبی(ایسلند و آلئوشین) 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 سیبری به طرف جنوب نقشی اساسی ایفا می کند. 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 سیبری به طرف شبه‌قاره هند می‌شود. بر این اساس، نقش پرفشار سیبری در اقلیم ایران در دورهٔ سرد سال، نه به شدت این سامانه، بلکه به شدت کم‌فشار جنب قطبی و به تبع آن رانده شدن پرفشار سیبری و زبانه‌های آن به درون ایران بستگی دارد. ارتفاع مرکزی این سامانهٔ پرفشار ۲۶۰ ژئوپتانسیل متر می‌باشد و مرز شرقی آن با یک تغییر گرادیان شدید از کم‌فشار آلئوشین که در این الگو در اوج فعالیت خود قرار دارد، جدا می‌گردد. پرفشار سیبری 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. زبانهٔ غربی این سامانه پس از عبور از روی دریاچهٔ خوارزم و دریای خزر تا نواحی شمال‌شرق دریای سیاه کشیده می‌شود.



۱- پرفشار سیبری ۲- پرفشار آزور ۳- پرفشار کالیفرنیا ۴- کم‌فشار سودان ۵- کم‌فشار ایسلند ۶- کم‌فشار آلئوشین دوام: ۵۱ روز هفدهم مهر تا هفتم آذر

شکل ۲) سامانه‌های جوی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار آرایش گردشی پیش دوره سرد

۱- پرفشار سیبری ۲- پرفشار آزور ۳- پرفشار کالیفرنیا ۴- کم‌فشار سودان ۵- کم‌فشار ایسلند ۶- کم‌فشار آلئوشین دوام: ۸۹ روز هشتم آذر تا روز ششم اسفند

شکل ۳) سامانه‌های جوی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار آرایش گردشی دوره سرد

مرز بیرونی پرفشار سیبری 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 شمال‌شرقی تا شمال آلاسکا امتداد یافته‌است. در الگوی حاضر(اوج دوره سرد) با سرد شدن مضاعف هوا و چیرگی مطلق سامانه سیبری بر آسیا، سامانهٔ کم‌فشار آسیایی همچنان محو بوده و مشاهده نمی‌شود(شکل۳).

آرایش گردشی پس دورهٔ سرد یا خروج از نیمهٔ سرد

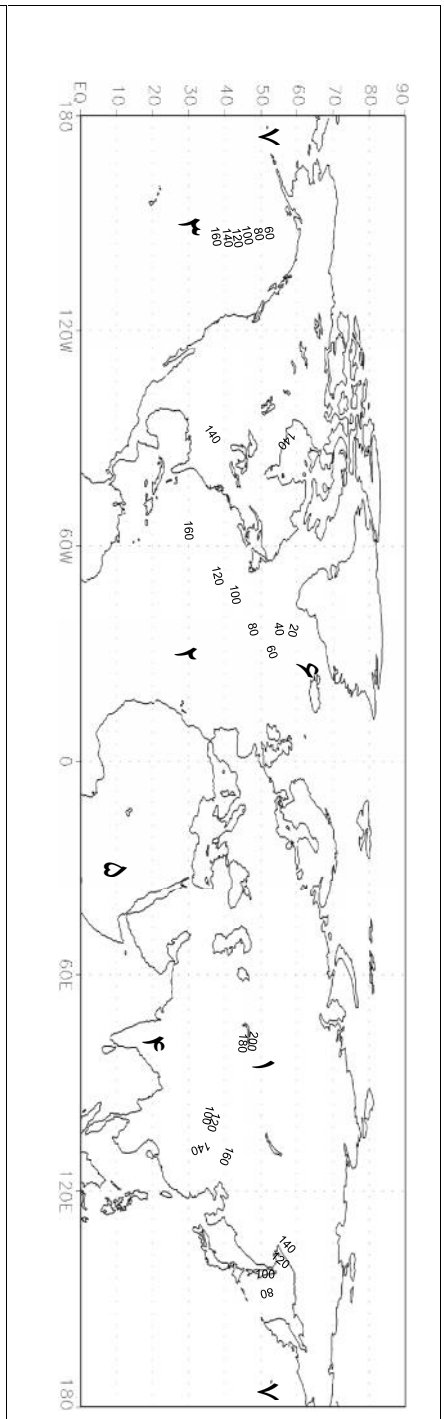
الگوی فوق به عنوان کوتاه-ترین آرایش حاکم در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از هفتم اسفند آغاز می‌شود و تا یازدهم فروردین به مدت ۳۴ روز ادامه می‌یابد. در این زمان هر چند نسبت به الگوی ۲-۱ از قلمرو نفوذ و شدت کنش سامانهٔ سیبری کاسته شده‌است، اما همچنان به عنوان یک ویژگی غالب جوی بر اقلیم آسیا تأثیرگذار است و کانونش را با ارتفاع مرکزی ۲۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال‌شرقی دریاچهٔ بالخاش در جنوب روسیه و در حد فاصل کشورهای مغولستان و قزاقستان تشکیل داده است. براساس این الگو، پرفشار سیبری با محوری شرقی- غربی همچنان برآسیا و بخش‌هایی از اروپا استیلا دارد، به طوری که زبانهٔ غربی آن پس از عبور از روی دریاچهٔ خوارزم و دریای خزر تا شمال دریای آزوف درکشور روسیه کشیده شده‌است. علاوه بر این در پی یک هم‌کاهشی نسبی در شدت و وسعت پرفشار سیبری، زبانه‌های شمال‌شرقی و جنوب‌غربی آن عقب نشینی مشخصی را نشان می‌دهند و محدودهٔ بیرونی آن را منحنی هم‌ارتفاع ۱۶۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید. در زمان حاکمیت الگوی حاضر و با خروج از دورهٔ سرد، هر چند سامانهٔ سیبری روندی رو به تضعیف داشته‌است، اما هنوز هیچ نشانه‌ای مبنی بر ظهور و پیدایش سامانهٔ کم‌فشار آسیایی مشاهده نمی‌گردد(شکل۴).

آرایش گردشی پیش دورهٔ گرم یا ورود به نیمهٔ گرم

این الگو از روز دوازدهم فروردین آغاز می‌شود و تا دهم خرداد تداوم می‌یابد. همزمان با حاکمیت این الگو و با شروع دورهٔ گرم سال گرادیان‌های حرارتی به طور مشخصی روبه فزونی می‌گذارد و در پی گرمایش توأم سطح زمین و هوا، پرفشار سیبری به‌تدریج تضعیف شده و ضمن عقب نشینی جای خود را به سامانهٔ کم‌فشار آسیایی با محور تقریباً شمال‌شرقی- جنوب‌غربی می‌دهد که دارای دوکانون با شدت یکسان می‌باشد. کانون شمال‌شرقی این سامانهٔ کم‌فشار با ارتفاع مرکزی ۶۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال‌شرقی کشور چین و کانون جنوب‌غربی آن با ارتفاع مرکزی برابر بر روی جنوب مغولستان متمرکز می‌شوند. مرز بیرونی سامانهٔ مذکور را منحنی هم‌ارتفاع ۷۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید(شکل۵).

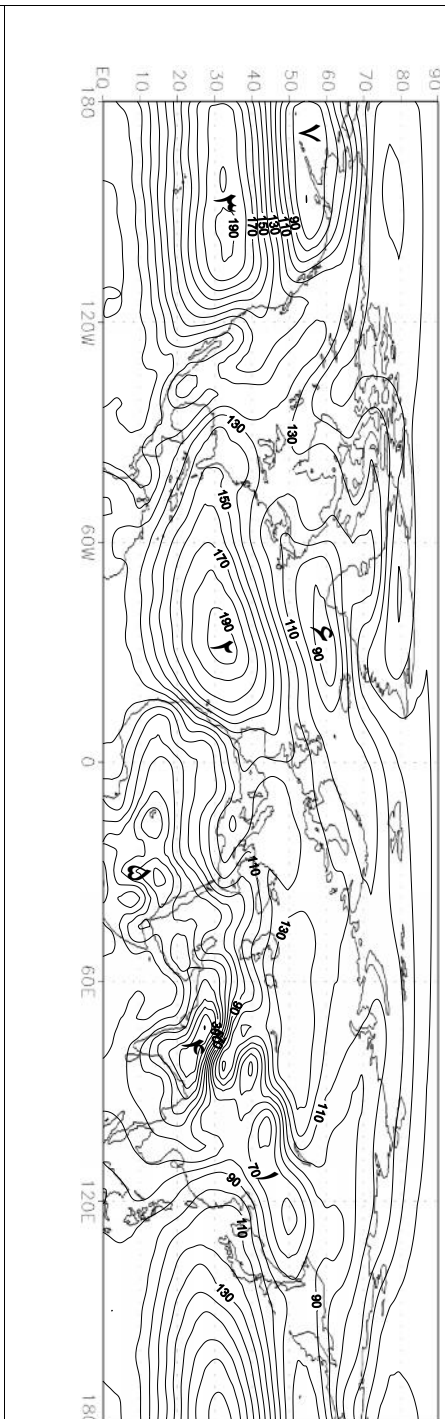
آرایش گردشی دورهٔ گرم(۱-۲-۲)

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 نیمکرهٔ شمالی را دارد. با توجه به واقع شدن در اوج دورهٔ گرم و به دلیل کسب انرژی تابشی زیاد، طی این مدت، سامانهٔ پرفشار سیبری مشاهده نمی‌گردد و عملاً محو شده است. در عوض کم‌فشار آسیایی که سرشتی گرمایی- پویشی دارد، به‌تدریج تقویت شده و به اوج فعالیت خود می‌رسد. در این الگو کم‌فشار آسیایی با محور تقریباً شرقی- غربی در جنوب دریاچه‌های بالخاش 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 شمال‌غرب چین متمرکز می‌شوند. مرز بیرونی این سامانهٔ کم‌فشار را در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۴۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید(شکل۶).



۱- پرفشار سیبری ۲- پرفشار آزور ۳- پرفشار کالیفرنیا ۴- کم‌فشار گنگ ۵- کم‌فشار سودان ۶- کم‌فشار ایسلند ۷- کم‌فشار آلئوشین دوام: ۳۴ روز هفتم اسفند تا یازدهم فروردین

شکل ٤) سامانه‌های جوی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار آرایش گردشی پس دورهٔ سرد



۱- کم‌فشار آسیایی ۲- پرفشار آزور ۳- پرفشار کالیفرنیا ۴- کم‌فشار گنگ ۵- کم‌فشار سودان ۶- کم‌فشار ایسلند ۷- کم‌فشار آلئوشین دوازدهم فروردین تا دهم خرداد

شکل ٥) سامانه‌های جوی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار آرایش گردشی پیش دورهٔ گرم

آرایش گردشی پس دورهٔ گرم یا خروج از نیمهٔ گرم

الگوی فوق از روز نهم شهریور آغاز می‌شود و تا شانزدهم مهر تداوم می‌یابد. در این مدت سامانهٔ کم‌فشار آسیایی ضمن کاهش در شدت و وسعت، رو به تضعیف است و با محور تقریباً شمال‌شرقی- جنوب‌غربی دارای دو کانون با شدت متفاوت می‌باشد.کانون شمال‌شرقی این سامانهٔ کم‌فشار با ارتفاع مرکزی ۸۰ ژئوپتانسیل متر روی جنوب کشور مغولستان و کانون جنوب‌غربی آن با ارتفاع

مرکزی ۹۰ ژئوپتانسیل متر با فاصله از جنوب‌شرق دریاچه بالخاش بر روی شمال‌غربی کشور چین قرار می گیرد. در این الگو سامانهٔ پرفشار سیبری هنوز تشکیل نشده‌است و هیچ نشانه‌ای مبنی بر حضور این سامانه در جایگاه اصلی‌اش مشاهده نمی گردد(شکل۷).

بررسی شدت فعالیت سامانهٔ سیبری در الگوهای تحلیل خوشه‌ای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که پرفشار سیبری 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 می‌دهد (جدول۲).

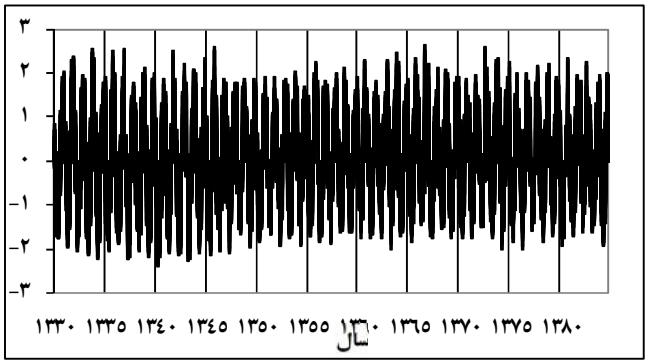
جدول(۲) شدت فعالیت سامانه پرفشار سیبری در آرایش گردشی تحلیل خوشه‌ای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

سامانه	۲-۱ پیش دوره گرم	۲-۱-۲ گرم	۲-۲-۲ پس دوره گرم	۲-۱-۱ پیش دوره سرد	۱-۲ سرد	۱-۱-۱ پس دوره سرد
پرفشار سیبری	○	○	○	◎✻	■✻	♦✻

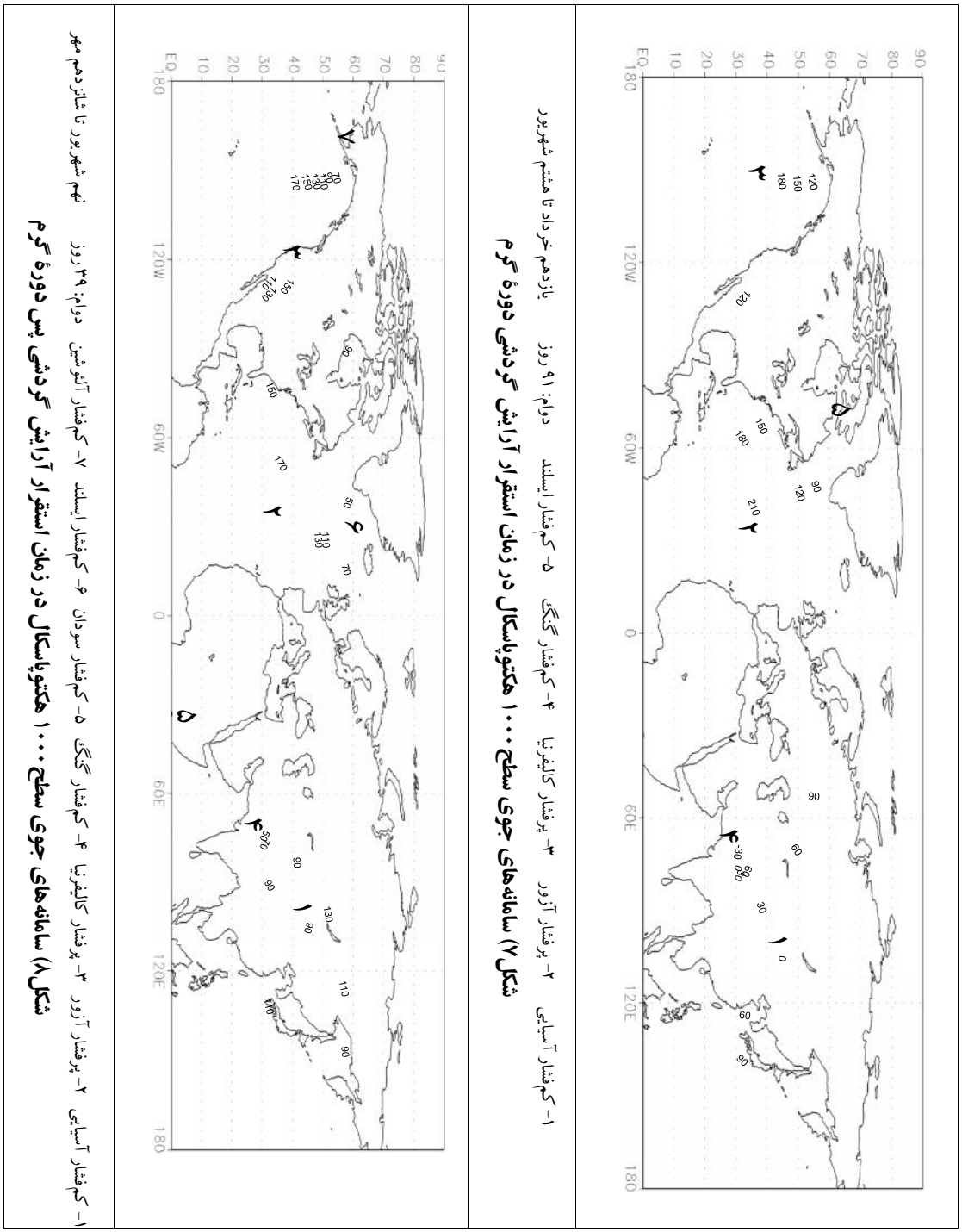
نیست○ هست✻ تقویت ◎ اوج فعالیت■ تضعیف♦

تحلیل رفتار زمانی پرفشار سیبری در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

به منظور تحلیل رفتار زمانی سامانهٔ پرفشار سیبری در دورهٔ زمانی ۲۰۰۵-۱۹۵۱ با محاسبهٔ مقادیر شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیبری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و ضمن انطباق زمانی دو تقویم میلادی و خورشیدی، آرایه‌ای به ابعاد ۱×۱۹۷۲۴ برای دوره زمانی(۱۳۸۳-۱۳۳۰) به‌دست آمد که شامل ناهنجاری‌های مقدار شاخص شدت پرفشار سیبری در هر روز خورشیدی است. شکل ۸ سری زمانی مقادیر شاخص شدت این سامانه پرفشار را در دورهٔ زمانی مورد بررسی نشان می‌دهد. رخداد فاز مثبت نشانگر حضور پرفشار سیبری و وقوع فاز منفی مبین نبود آن است. پایین‌ترین ناهنجاری معادل با ۲/۴۰- و بالاترین ناهنجاری موجود در دورهٔ زمانی مورد بررسی برابر با ۲/۶۴+ بوده است. پایین‌ترین ناهنجاری فاز منفی در تاریخ ۱۵ تیر ۱۳۴۰ و بالاترین ناهنجاری فاز مثبت در تاریخ ۵ آذر ۱۳۶۶ رخ داده است(شکل‌های ۸، ۱۱ و ۱۲). بدین ترتیب دامنه تغییرات ناهنجاری شاخص شدت تقریباً به ۵ می‌رسد. نتایج بررسی سری زمانی شاخص شدت بیانگر این است که ماهیت رفتار شاخص در تراز یاد شده بصورت تناوبی تغییر می کند و در دوره‌های زمانی نیم ساله، گرایش به تغییر بین دو فاز منفی و مثبت آشکار می‌باشد؛ به علاوه در تغییرات درون سالانه خود نیز رفتار کاهشی و افزایشی را به طور مداوم نشان می‌دهد. ناهنجاری فاز منفی مربوط به زمان نبود پرفشار سیبری و حاکمیت کم‌فشار آسیایی در نیمه گرم سال و ناهنجاری فاز مثبت شاخص نشان دهنده حاکمیت پرفشار سیبری در نیمه سرد سال است. میانگین شدت فاز مثبت شاخص سامانه سیبری ۰/۸۲ و میانگین شدت فاز منفی آن ۰/۸۸-است(شکل‌های ۹ و ۱۰). جمع تعداد روزهای رخداد فاز مثبت۱۰۲۵۱ روز و جمع تعداد روزهای رخداد فاز منفی ۹۴۷۳ روز است. بنابراین طی دوره آماری مزبور در ۵۲ درصد از مواقع، فاز مثبت(پرفشار سیبری) حاکم بوده و در ۴۸ درصد از مواقع، فاز منفی(نبود سامانه سیبری و نمود کم‌فشار آسیایی) مشاهده شده است(شکل۸ و جدول۳).



شکل٦) سری زمانی مقادیر شاخص شدت پرفشار سیبری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال



۱- کم‌فشار آسیایی ۲- پرفشار آزور ۳- پرفشار کالیفرنیا ۴- کم‌فشار گنگ ۵- کم‌فشار ایسلند دوام: ۹۱ روز یازدهم خرداد تا هشتم شهریور

شکل۷) سامانه‌های جوی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار آرایش گردشی دورهٔ گرم

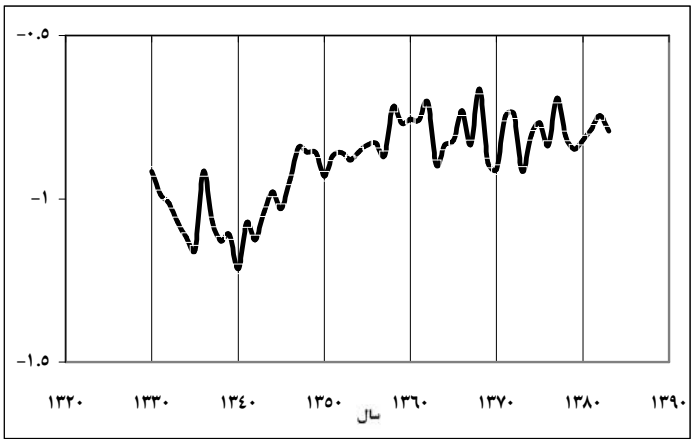
۱- کم‌فشار آسیایی ۲- پرفشار آزور ۳- پرفشار کالیفرنیا ۴- کم‌فشار گنگ ۵- کم‌فشار سودان ۶- کم‌فشار ایسلند ۷- کم‌فشار آلئوشین دوام: ۳۹ روز نهم شهریور تا شانزدهم مهر

شکل۸) سامانه‌های جوی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار آرایش گردشی پس دورهٔ گرم

جدول۳) ویژگی‌های شاخص شدت پرفشار سیبری در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

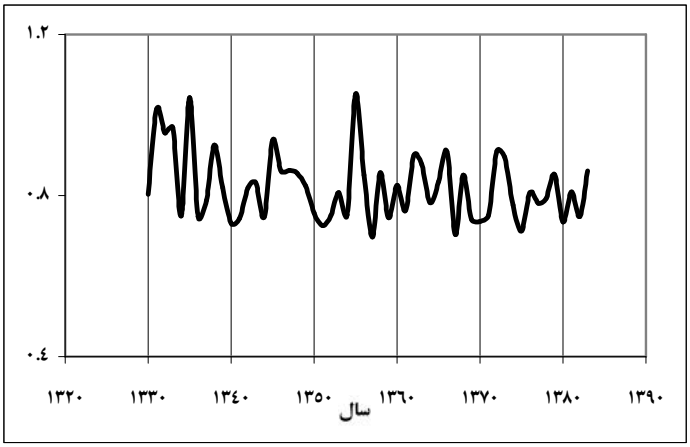
فاز مثبت					فاز منفی				
میانگین شاخص شدت	تعداد روزها		حداکثر مقدار شاخص	حداکثر تعداد روزها	حداقل تعداد روزها	میانگین شاخص شدت	تعداد روزها		حداکثر مقدار شاخص	حداکثر تعداد روزها	حداقل تعداد روزها
	جمع	درصد					جمع	درصد			
۰/۸۲	۱۰۲۵۱	۵۲	۲/۶۴	۲۱۵	۱۶۰	-۰/۸۸	۹۴۷۳	۴۸	-۲/۴۰	۲۰۵	۱۵۰

بررسی سری زمانی میانگین شاخص شدت سامانهٔ سیبری در فاز منفی نوسان‌های سالانه و دهه‌ای نامنظمی را نشان می‌دهد. بیشینهٔ شاخص ۱/۲۱، کمینه ۰/۶۶-و دامنهٔ تغییرات آن ۰/۵۵-است. در تحلیل این سری زمانی سه دوره مشخص دیده می‌شود، دورهٔ اول با یک روند نزولی دههٔ ۳۰را دربر می‌گیرد. طی دورهٔ 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 ۵۰رو به تضعیف بوده و در دهه‌های ۶۰، ۷۰و اوایل دهه ۸۰علیرغم 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(نبود سامانه سیبری و حاکمیت کم‌فشار آسیایی)، به نظر می‌رسد شدت فعالیت کم‌فشار آسیایی طی نیم قرن اخیر رو به تضعیف بوده است(شکل۹).



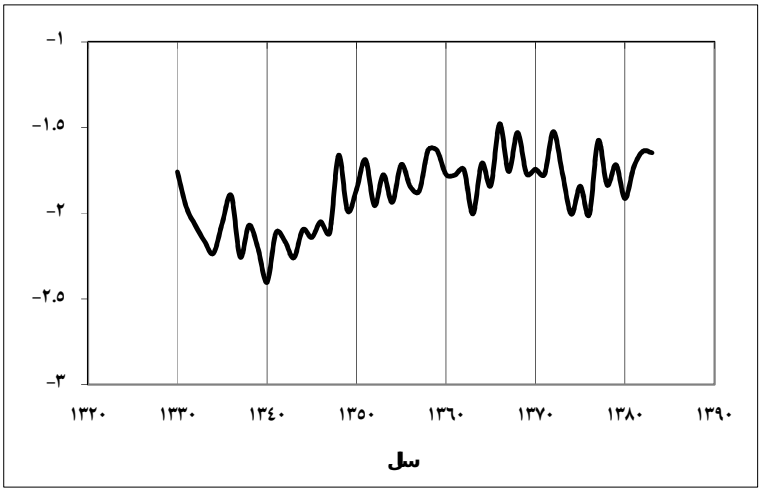
شکل۹) میانگین شاخص شدت پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز منفی

شکل(۱۰) دنبالهٔ زمانی میانگین شاخص شدت پرفشار سیبری در فاز مثبت را نشان می‌دهد. طی۵۴سال گذشته تغییرات نامنظم و پر دامنهٔ سالانه و دهه‌ای در سری دیده می‌شود. بیشینهٔ شاخص ۱/۰۵،کمینه ۰/۶۹ و دامنه تغییرات آن ۰/۳۶ است. شدیدترین ناهنجاری مثبت در دههٔ ۳۰ و اواسط دههٔ 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 سیبری در دههٔ ۳۰ و اواسط دههٔ ۵۰ تقویت شده‌است، اما شدت فعالیت آن طی نیم سدهٔ اخیر به تناوب رفتاری صعودی و نزولی داشته و گاهاً در حالت تشدید یا تضعیف قرار گرفته است.



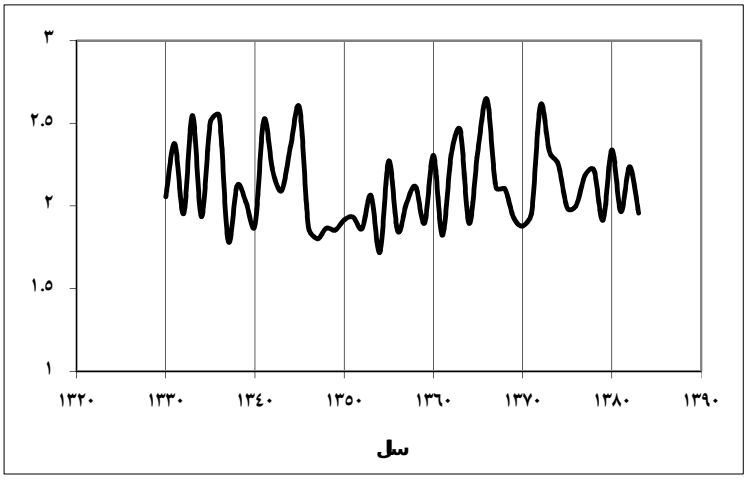
شکل۱۰) میانگین شاخص شدت پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز مثبت

بررسی دنبالهٔ زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سیبری در فاز منفی نوسان‌های سالانه و دهسالانه مشخصی را آشکار می‌نماید. بیشینهٔ شاخص۲/۴-، کمینه ۱/۴۷- و دامنهٔ تغییرات آن ۰/۹۳- است. در تحلیل این سری مشخص شد که در دههٔ ۳۰ رفتار افزایشی غلبه داشته‌است، اما از اواخر دههٔ ۴۰ تا اوایل دههٔ 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 دههٔ ۳۰، فعالیت این سامانه سیری نزولی داشته و تضعیف شده است(شکل۱۱).



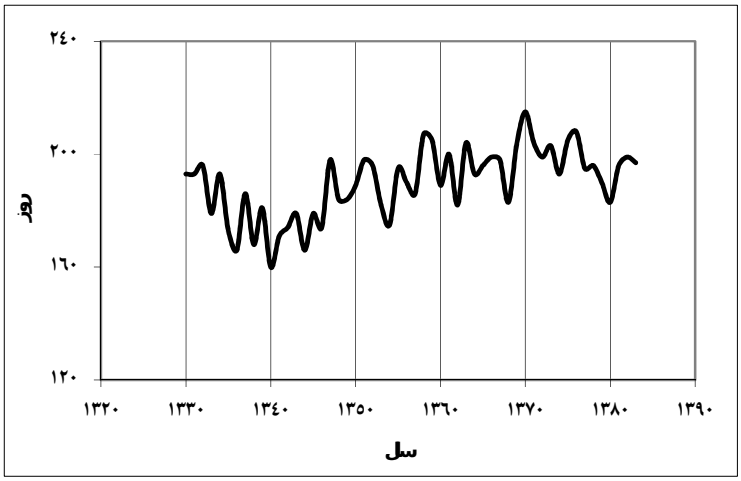
شکل۱۱) آهنگ زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز منفی

شکل(۱۲) دنبالهٔ زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سیبری را در فاز مثبت نشان می‌دهد. در سیمای سری، تغییرات نامنظم و پر دامنهٔ سالانه و دهه‌ای در غالب حرکات کاهشی و افزایشی نمایان می‌باشد. بیشینهٔ شاخص ۲/۶۴، کمینه ۱/۷۱، و دامنهٔ 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 سامانهٔ سیبری به تناوب رفتار نزولی و صعودی داشته و در حالت شدت یا ضعف به‌سر برده‌است، اما در نگاه کلی شدت فعالیت آن طی نیم قرن اخیر روند خاصی را نشان نداده است.

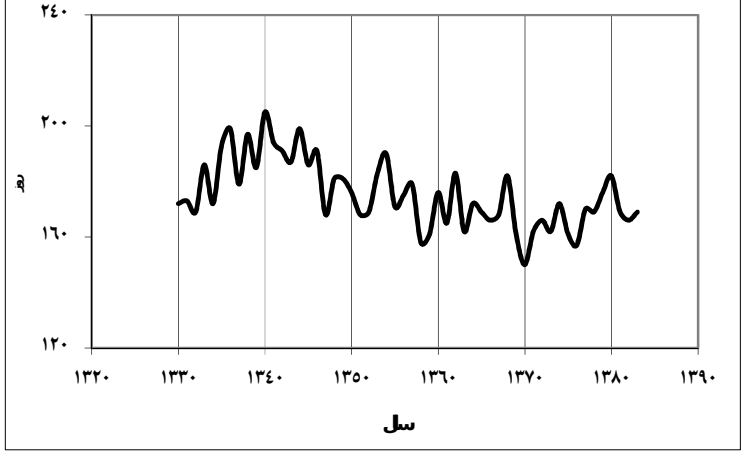


شکل۱۲)آهنگ زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز مثبت

شکل‌های(۱۳) و (۱۴) به ترتیب دنبالهٔ زمانی تعداد روزهای بود و نبود پرفشار سیبری 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 سامانهٔ پرفشار اندکی از بسامد بیشتری برخوردار بوده است؛ به طوری که میانگین پایستگی فاز مثبت تقریباً ۱۹۰روز و میانگین پایستگی فاز منفی در حدود ۱۷۵ روز بوده است. کمترین مدت پایستگی در مورد فاز مثبت، ۱۶۰ روز(مربوط به سال ۱۳۴۰) و بیشترین آن ۲۱۵ روز(مربوط به سال ۱۳۷۰) بوده است(شکل۱۳). مدت پایستگی 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(شکل۱۴). با بررسی آهنگ زمانی تعداد روزهای فعالیت پرفشارسیبری 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 سیبری 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 سیبری میل به افزایش داشته است(شکل۱۳). در مقابل، علیرغم افزایش تعداد روزهای فعالیت کم‌فشار آسیایی در دههٔ ۳۰، تعداد روزهای فعالیت این سامانه طی نیم قرن اخیر کاهش یافته است(شکل۱۴).



شکل۱۳)آهنگ زمانی تعداد روزهای فعالیت پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز مثبت



شکل ١٤) آهنگ زمانی تعداد روزهای نبود پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز منفی

نتیجه‌گیری

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 سیبری در این تراز است. بر پایهٔ این تحلیل آشکار گردید که شش آرایش گردشی اصلی در قالب دوره های سرد و گرم در نیمکرهٔ شمالی قابل تشخیص است. براساس این پژوهش، سامانهٔ پرفشار سیبری با آغاز آرایش گردشی پیش دوره سرد ضمن شکل‌گیری به‌تدریج تقویت می‌گردد و با گذر زمان بر شدت آن افزوده می‌شود. در واقع الگوی گردشی مزبور از نظر زمانی با ظهور و پیدایش پرفشار سیبری انطباق دارد. با آغاز آرایش گردشی دورهٔ سرد سامانه پرفشار سیبری علاوه بر آسیا بر روی بخش‌هایی از اروپا نیز حاکمیت خویش را دیکته می‌کند. بر این اساس، زبانهٔ غربی آن تا شمال‌شرق دریای سیاه گسترش می‌یابد. در طول استیلای الگوی مذکور، پرفشار سیبری ضمن این که اوج کنش خود را سپری می‌کند، از نظم و پیوستگی زمانی و یکپارچگی مکانی حداکثری نیز برخوردار است. بررسی الگوی گردشی دورهٔ سرد نشان داد که آرایش مکانی پرفشار سیبری از یک سو به آرایش کم‌فشارهای جنب قطبی(ایسلند و آلئوشین) 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 سیبری به طرف شبه‌قاره هند می‌شود. بر این اساس، نقش پرفشار سیبری در اقلیم ایران در دورهٔ سرد سال نه به شدت این سامانه، بلکه به شدت کم‌فشار جنب قطبی و به تبع آن رانده شدن پرفشار سیبری و زبانه‌های آن به درون ایران بستگی دارد. از سوی دیگر، شاخص استانداردشده شدت پرفشار سیبری 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 استانداردشده شدت پرفشار سیبری 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 سیبری) نشان داد که شدت فعالیت پرفشار سیبری 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 سیبری گرایش به افزایش داشته است.

منابع و مآخذ

۱) بلیغی، مهدی(۱۳۷۵)، ورود پرفشار سیبری به خراسان و تأثیر آن بر اقلیم منطقه، رسالهٔ 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، شماره۵۴ و۵۵، صص ۱۳۱-۱۰۷.

۳) چوخاچی زاده مقدم، محمد باقر(۱۳۷۶)، تحلیل سینوپتیکی اثر پرفشار سیبری بر دمای شمال شرق ایران، رسالهٔ دکتری دانشگاه تهران.

۴) عبدالحسینی، محمدعلی(۱۳۵۸)، مسیر و تاثیر مراکز پرفشار روی ایران در فصل زمستان، پایان نامهٔ 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 فرابار 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 ۱۳۰- ۱۱۵.

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، رسالهٔ 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.YH, Krishnamurti.TN. (1987), Heat budget of the Siberian high and winter monsoon, Mon wea. Rev 115:pp.2428-2449.
13) Gong. DY, Wang. SW (2001),Aractic Oscilation, Siberian high and their associations with climate change in winter over China .Adc Atmos Scica.(in press)
14) Haghton, 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 perss.
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 is relation with northern hemisphere temperature anomalies and Arctic Oscillation .Geophysical research Abstracts ,Vol.9 ,04992 ,2007.Eropean 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-Milwaakee.
20) Mokhov, I,I., and V.K, Petukhov (1999), Atmospheric of 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 teleconections 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. Markrogiannis, T.J. and Kallimopoulo. P.P. (1991), Some aspect
23) of the basic characteristies of the Siberian anticyclone. Int. J.Climatol, 11, pp.827-839.
24) Takaya, Koutarou and Nakamura, Hisashi (2004), Mechanisms of intraseasonal ampli_cation 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, pp423.
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.