



نقش پرفشار سیبری در پراکنش دماهای کمینه روزانه ایران

امیرحسین حلییان: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران *

مهران شبانکاری: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

وصول: ۱۳۹۰/۸/۱۴ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۱/۲۳، صص ۱۶۶-۱۵۱

چکیده

در این پژوهش، تغییرات زمانی پرفشار سیبری (SH) در تراز Slp با استفاده از داده‌های روزانه فشار تراز دریا در ساعت GMT ۱۲ پایگاه 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. بدین منظور با انتخاب چارچوب پوش مناسب، میانگین فشار تراز دریا برای هر یک از روزهای تقویم خورشیدی ۱۳۸۳-۱۳۳۰ محاسبه و استانداردسازی شد. بدین ترتیب، آرایه‌ای به ابعاد ۱۹۷۲۴×۱ با عنوان شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیبری (SSHI) به دست آمد که شامل ناهنجاری‌های فاز مثبت (نمود پرفشار سیبری) و منفی (نمود 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 در طی نیم سده گذشته روزهای حضور پرفشار سیبری کمتر از روزهای نبود این سامانه بوده است. در عین حال تعداد روزهای فعالیت این سامانه در نیم سده گذشته رو به افزایش بوده است. در مجموع، شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیبری (SSHI) که در این پژوهش تعریف و محاسبه گردید؛ این توانایی را نشان داد که به عنوان معیاری برای بررسی رفتار زمانی این سامانه پرفشار مورد استفاده قرار گیرد. اجرای روش جدول توافقی و محاسبه آماره کای دو (χ^۲) در طول دوره آماری (۱۳۸۲-۱۳۴۰) آشکار ساخت که در سطح اطمینان ۹۵ درصد، کمینه دمای روزانه در ۹۳ درصد از ایستگاه‌های مورد بررسی (۳۹۳ ایستگاه از مجموع ۴۳۳ ایستگاه) مستقل از تأثیر پرفشار سیبری در تراز Slp نیست و به عبارتی متأثر از آن است. **واژه‌های کلیدی:** پرفشار سیبری، فشار تراز دریا، شاخص استاندارد شده پرفشار سیبری، آماره کای دو (χ^۲)، دمای کمینه، ایران.

مقدمه

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 سیبری و ... می‌آیند. پرفشار سیبری سامانه همدیدی است که طی فصول پاییز و زمستان بر آسیا حاکم است. این سامانه به عنوان یک مرکز کش جوی مهم نیمه‌ماندگار به سردترین و متراکم‌ترین توده هوا در نیمکره شمالی وابسته است و از عوامل اصلی اقلیم

عوامل سازنده و کنترل کننده اقلیم ایران شامل سه گروه عوامل زیرساخت اقلیمی (محلی)، عوامل روی ساخت اقلیمی (بیرونی) و عامل فراساخت اقلیمی (پیوند از دور) هستند. عوامل روی ساخت 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 روی ساخت منطقه‌ای) و یا به وسیله سیستم‌های فشار

اوراسیا در نیمه سرد سال است (مسعودیان و کاویانی، ۱۵:۱۳۸۷). لیدولف (Lydolph) (۱۹۷۷: ۲۳) 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 پایین تر بر روی سطوح پوشیده از برف آسیا بوجود می‌آید و تقریباً تا اواخر آوریل (فروردین) باقی می‌ماند. این در حالی است که دینگ و کریشنامورتی^۱ (۱۹۸۷: ۲۴۲۸) با بررسی شار گرمایی پرفشار سیبری و مونسون زمستانی اظهار داشتند که پیدایش و شکل‌گیری سامانه پرفشار سیبری هم به سبب همگرایی جرمی در ترازمندی میانی و بالایی جو و هم به دلیل سرمایش تابشی است. آنها همچنین ثابت کردند که پرفشار سیبری پس از مدت کوتاهی از محل تشکیل خود حرکت می‌کند و همان طوری که به عرض‌های جنوبی‌تر می‌رسد؛ دمای مسیر خود را کاهش می‌دهد و تغییر شکل پیدا می‌کند. در خصوص شدت این سامانه نیز ساهسا مونگولو و همکاران^۲ (۱۹۹۱: ۸۲۷) با تعیین شاخصهای ماهانه بر اساس مقادیر حداکثر فشار تراز دریا، یک کاهش تدریجی در شدت پرفشار سیبری بعد از سال ۱۹۷۰ را تشخیص داده‌اند و کاهش مذکور را با گرمایش دائمی وردسپهر پایینی بر روی سیبری ارتباط داده‌اند. ژانگ و همکاران^۳ (۱۹۹۶: ۱) نشان داده‌اند 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 سالانه پرفشار سیبری را در مجموع با نوسان جنوبی همبسته میدانند. موخوف و پتخوف^۴ (۱۹۹۹: ۲۹۲) توسط مطالعات مشاهده‌ای و بر اساس داده‌های حاصله از نقشه‌های سینوپتیک یک تشدید و تقویت در پرفشار سیبری از سال ۱۹۶۰ پیدا کردند. چوین و همکاران^۵ (۲۰۰۱: ۲۹۹) نقش پرفشار سیبری 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. هاگتون^۶ و دیگران (۲۰۰۱: ۸۱) اظهار داشتند که پرفشار سیبری بیشتر از تمرکز بازتاب هوای بسیار سرد سطحی در فاصله شهریور و فروردین بوجود می‌آید و شدت آن وابستگی نزدیکی با دمای سطحی هوا دارد. بنابراین، تغییر در شدت سرمایش تشعشعی می‌تواند باعث تغییرات در پرفشار سیبری گردد. گونگ و همکاران^۷ (۲۰۰۱: ۳) وجود پیوند ناهم فاز بین پرفشار سیبری و نوسان قطبی را پیشنهاد کرده‌اند. به نظر ایشان با تضعیف نوسان قطبی شرایط پویایی (دینامیکی) برای تقویت پرفشار سیبری فراهم می‌شود. همچنین گونگ و همکاران (۲۰۰۲: ۱) رابطه تغییرات مرکز پرفشار سیبری را با دما و بارش آسیا طی دوره آماری ۱۹۲۲ تا ۲۰۰۰ بررسی نمودند. از نظر ایشان میانگین دمای عرض‌های میانه و بالا در آسیا (۳۰ تا ۱۴۰ درجه شرقی و ۳۰ تا ۷۰ درجه شمالی) در دوره (۱۹۹۹-۱۹۲۲) با شدت مرکز پرفشار سیبری همبستگی ۰/۵۸ نشان می‌دهد و مقدار همبستگی آن با بارش به ۰/۴۴ می‌رسد.

4 - Mokhov & Petukhov

5 - Choen et al

6- Hagton et al

7 - Gong & Wong

1- Ding & Krishnamurti

2 - Sahsamanglou et al

3 - Zhang et al

پرفشار سیبری در دو دهه ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰ بازیابی سریع آن را در دو دهه مزبور آشکار ساختند.

در پژوهش‌های انجام شده در ایران، عبدالحسینی (۱۳۵۸: ۲) 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: ۲۴۱) معتقد است که تشکیل پرفشار سیبری با الگوی جریان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارتباط دارد و عامل اصلی شکل‌گیری این سامانه را امواج بادهای غربی می‌داند. بلیغی (۱۳۷۵: ۳) با مطالعه زمان‌یابی ورود پرفشار سیبری به خراسان و تاثیر همدید آن بر اقلیم منطقه نشان داد که در ۹۰٪ موارد مشاهده شده؛ نیمه دوم مهرماه مرحله آغازین فعالیت پرفشار سیبری در خراسان می‌باشد و ۹۰٪ اولین یخبندان‌های پاییزه را این سامانه سبب گردیده است. چوخاجی‌زاده (۱۳۶۱: ۷) ضمن بررسی اثر الگوهای همدید پرفشار سیبری بر دمای شمال‌شرق ایران در یک دوره پنج ساله (۸۸-۱۹۸۴) نشان داد که هسته مرکزی پرفشار سیبری در ماه‌های اکتبر و نوامبر در اطراف دریاچه بالخاش به صورت ضعیف تشکیل و سپس بتدریج به طرف شرق منطقه تغییر مکان می‌دهد. این تغییر مکان همراه با افزایش شدت فشار و گسترش مکانی می‌باشد. جهانبخش و همکاران (۱۳۷۸: ۱۰۷) 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

تاکایا و ناکامورا^(۱: 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^(۲: ۲۰۰۵: ۱۴۱۱) نیز 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 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 سیبری را نشان دهند. لینگیس و تامپسون^(۳: ۲۰۰۵: ۴۹۹۲) ضمن بررسی ارتباط پرفشار سیبری با بی‌نظمی‌های دمای نیمکره شمالی و نوسان قطبی، پیوندهای قوی بین ناهنجاریهای درجه حرارت بر روی کانادا و الگوهای فشار در منطقه اصلی شکل‌گیری سامانه سیبری پیدا کردند. یاهونگ و همکاران^(۴: ۲۰۰۷: ۴۲۳) تغییرپذیری پرفشار سیبری و ارتباط آن با دماهای زمستانه در چین را بررسی کردند. لینگیس و مایکالایس^(۵: ۲۰۰۹: ۶۶۳) نشان دادند که بین الگوهای پیوند از دور پرفشار سیبری در تراز Slp و بارش بر روی قبرس ارتباط نزدیکی وجود دارد. جونگ و همکاران^(۶: ۲۰۱۱: ۱) نیز ضمن بررسی شدت

- 1 - Takaya & Nakamura
- 2 - Panagiotopoulos et al
- 3 - Lingis & Thompson
- 4 - Yahong & et al
- 5 - Lingis & Michaelides
- 6 - Jeong & et al

استفاده شده است. به منظور شناسایی و تحلیل رفتار زمانی سامانه پرفشار سیبری با توجه به موقعیت متوسط این سامانه و گسترش فضایی آن نسبت به ایران و نیز بیشینه شدت کنش آن در تراز دریا که غالباً منطبق بر محدوده‌های میانی و پیرامونی دریاچه‌های بالخاش و بایکال است (لینگیس و تامپسون، ۲۰۰۵، گونگ و همکاران، ۲۰۰۲، ساهسا مونگولو و همکاران، ۱۹۹۱، کاویانی و همکاران، ۱۳۸۶ و چوخاچی زاده، ۱۳۷۶)، چهارچوب پوش مناسب برای این سامانه از ۶۲/۵ تا ۱۲۰ درجه شرقی و ۴۰ تا ۶۲/۵ درجه شمالی در نظر گرفته شد. با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها ۲/۵×۲/۵ درجه است؛ در فاصله ۶۲/۵ تا ۱۲۰ درجه شرقی ۲۴ یاخته طولی و در فاصله ۴۰ تا ۶۲/۵ درجه شمالی ۱۰ یاخته عرضی و در مجموع ۲۴۰ یاخته وجود دارد. چون مساحت یاخته‌ها با افزایش عرض جغرافیایی کاهش می‌یابد؛ برای محاسبه میانگین فشار تراز دریا، کسینوس عرض جغرافیایی به عنوان وزن داده‌ها در نظر گرفته شد. آنگاه، ابتدا به منظور تحلیل رفتار زمانی پرفشار سیبری، مقدار شاخص شدت این سامانه پرفشار (SHI) برای هر روز در طی دوره آماری ۵۵ ساله (۲۰۰۵-۱۹۵۱) از طریق فرمول زیر محاسبه گردید (کاویانی و همکاران، ۱۳۸۶: ۳۴):

رابطه (۱)

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

در رابطه فوق:

SHI_j : مقدار شاخص شدت پرفشار سیبری برای

روز j ام

می‌پیوندد. عزیزی و یوسفی (۱۳۸۴: ۸۱) با مطالعه زمانیایی 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 زبانه‌های پرفشار سیبری و تشدید بارشهای سنگین در سواحل جنوبی خزر می‌شود. کاویانی و همکاران (۱۳۸۶: ۲۷) نیز معتقدند که آرایش مکانی پرفشار سیبری از یکسو به موقعیت مکانی، وسعت و شدت کم فشار جنب قطبی وابسته است و از سوی دیگر به فلات تبت و پامیر بستگی دارد. محمدنژاد و همکاران (۱۳۸۸: ۱۱۵) نیز نشان دادند که ضریب همبستگی بین بازه نوسان سالانه زبانه 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 روی ساخت کنترل کننده اقلیم ایران و نیز به منظور تحلیل و بررسی اثر مؤلفه‌های گردش جوی همسایه بر کشور، در این پژوهش، با استفاده از روش‌های آماری و همدید، نقش سامانه پرفشار سیبری در تراز SLP در پراکنش دماهای کمینه ایران مورد بررسی قرار می‌گیرد.

داده‌ها و روش شناسی

داده‌های جوی لازم برای انجام این پژوهش از پایگاه داده مرکز ملی پیش بینی‌های محیطی - مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا (NCEP/NCAR) برداشت شده است. از آن جایی که 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

تقویم میلادی و خورشیدی مقدار شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیبری (SSHI) برای ۱۹۷۲۴ روز طی دوره آماری ۱۳۸۳-۱۳۳۰ محاسبه و بررسی گردید.

در این پژوهش به منظور تحلیل و تفسیر تأثیر سامانه پرفشار سیبری بر دماهای کمینه ایران ضمن بهره‌گیری از اطلاعات ۶۶۳ ایستگاه سینوپتیک و کلیماتولوژی کشور با دوره آماری (۲۰۰۴-۱۹۶۱) از داده‌های کمینه دمای روزانه (دمای شب هنگام) ایستگاه‌هایی که دارای طول دوره آماری حداقل ده سال بوده‌اند؛ استفاده شد. بر این اساس، داده‌های دمای کمینه روزانه تعداد ۴۲۳ ایستگاه کشور انتخاب و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. از آن جایی که برای تمامی روزهای سال، ۴۴ مشاهده (داده کمینه دمای روزانه) به تناسب طول دوره آماری مورد بررسی (۴۴ سال) وجود دارد؛ ابتدا، به منظور تحلیل تأثیر پرفشار سیبری بر دماهای کمینه ایران زمین، مقادیر کمینه دمای روزانه از طریق رابطه زیر استانداردسازی شد (یارنال، ۱۹۹۳، برگردان مسعودیان، ۱۳۸۵: ۶۸):

رابطه (۳)

$$SDM_j = \frac{TMin_j - AVG}{SD}$$

در رابطه فوق:

SDM_j : مقدار استاندارد شده کمینه دمای روزانه برای روز j ام ($j=1...16071$).

$TMin_j$: مقدار کمینه دمای روزانه برای روز j ام.

AVG : میانگین ۴۴ ساله مقادیر کمینه دمای روزانه.

SD : انحراف معیار ۴۴ ساله مقادیر کمینه دمای

روزانه.

$SLP_{i,j}$: مقدار فشار تراز دریا یاخته i ام در روز

j ام است ($j=1...19724, i=1...n$)

در ادامه مقدار شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیبری (SSHI) به عنوان معیاری برای بررسی رفتار زمانی این سامانه پرفشار از طریق رابطه زیر برآورد گردید (یارنال، ۱۹۹۳، برگردان مسعودیان، ۱۳۸۵: ۶۸):

رابطه (۲)

$$SSHI_j = \frac{SHI_j - Mean}{SD}$$

در رابطه فوق:

$SSHI_j$: مقدار شاخص استاندارد شده شدت

پرفشار سیبری برای روز j ام ($j=1...20089$)

SHI_j : مقدار شاخص شدت پرفشار سیبری برای

روز j ام

$Mean$: میانگین ۵۵ ساله مقدار شاخص شدت

پرفشار سیبری

SD : انحراف معیار ۵۵ ساله مقدار شاخص شدت

پرفشار سیبری است.

پس از استانداردسازی مقادیر شاخص شدت پرفشار

سیبری در تراز دریا (Slp) از طریق رابطه (۲)، آرایه‌ای با آرایش

P و به ابعاد 20089×1 حاصل گردید که مشتمل بر

ناهنجاری‌های مقادیر شاخص شدت پرفشار سیبری 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 سامانه پرفشار از حد میانگین و مقادیر

منفی، نشانه کاهش آن است. در ادامه ضمن انطباق زمانی دو

n_{ij} : فراوانی مشاهده شده روی سطر i ام و ستون j ام.

E_{ij} : فراوانی مورد انتظار تحت فرض صفر (استقلال) روی سطر i ام و ستون j ام است. بر این اساس، فرض صفر (استقلال) و فرض مقابل را به زبان ریاضی می‌توان به صورت زیر نوشت:

رابطه (۵)

$$H_0: n_{ij} = E_{ij}$$

$$H_1: n_{ij} \neq E_{ij}$$

تعداد درجه آزادی برای آماره χ^2 نیز در یک جدول توافقی $r \times c$ (تعداد ستون‌ها \times تعداد سطرها) برابر است با:

رابطه (۶)

$$d.f = (r-1)(c-1)$$

دنباله بالایی توزیع χ^2 با $d.f = (r-1)(c-1)$ به عنوان ناحیه رد به کار می‌رود. در روش جدول توافقی، هرگاه χ^2 مشاهده شده (حاصل از محاسبات بالا) بزرگتر از مقدار χ^2 جدول (χ^2_{α}) باشد؛ فرض صفر (استقلال) در سطح معنی دار بودن α رد می‌شود. در عین حال، چنانچه χ^2 مشاهده شده کوچکتر از مقدار χ^2 جدول (χ^2_{α}) باشد؛ فرض صفر (استقلال) در سطح معنی دار بودن α رد نمی‌شود. α اندازه ناحیه بحرانی است که غالباً ۰/۰۱ یا ۰/۰۵ انتخاب می‌گردد.

تحلیل تغییرات زمانی پرفشار سیبری در تراز Slp به منظور تحلیل تغییرات زمانی سامانه پرفشار سیبری در دوره زمانی ۱۹۵۱-۲۰۰۵ با محاسبه مقادیر شاخص استاندارد

با توجه به این که طول دوره آماری مورد استفاده برای محاسبه شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیبری، ۵۵ سال (۱۹۵۱-۲۰۰۵) و بازه دوره آماری داده‌های دمای کمینه روزانه، ۴۴ سال (۱۹۶۱-۲۰۰۴) بود؛ ضمن انطباق زمانی این دو پارامتر، یک دوره آماری مشترک ۴۴ ساله (۱۹۶۱-۲۰۰۴) مشتمل بر ۱۶۰۷۱ روز انتخاب گردید. پس از استانداردسازی کمینه دمای روزانه ضمن تطابق زمانی دو تقویم مقادیر استاندارد شده دمای کمینه روزانه و شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیبری و با حذف در مجموع یک سال آماری، یک دوره زمانی ۴۳ ساله (۱۳۸۲-۱۳۴۰) مشتمل بر ۱۵۷۰۵ روز از مجموع ۱۶۰۷۱ روز برای بررسی تأثیر سامانه پرفشار سیبری بر دماهای کمینه ایران زمین انتخاب گردید. آنگاه، به منظور دستیابی به چگونگی تأثیر سامانه پرفشار سیبری بر کمینه دمای روزانه ایران زمین از روش آزمون جدول توافقی بهره گرفته شد و آماره χ^2 در نرم‌افزار مت-لب (Mathlab) محاسبه گردید. در روش جدول توافقی، آماره آزمون به صورت زیر تعریف می‌شود (باتاچاریا و جانسون، ۱۹۷۷^۱، برگردان ابن شهر آشوب و میکائیلی، ۱۳۶۹):

رابطه (۴)

$$E_{ij} = \frac{n_{i0} n_{0j}}{n}, \quad \chi^2 = \sum \frac{(n_{ij} - E_{ij})^2}{E_{ij}}$$

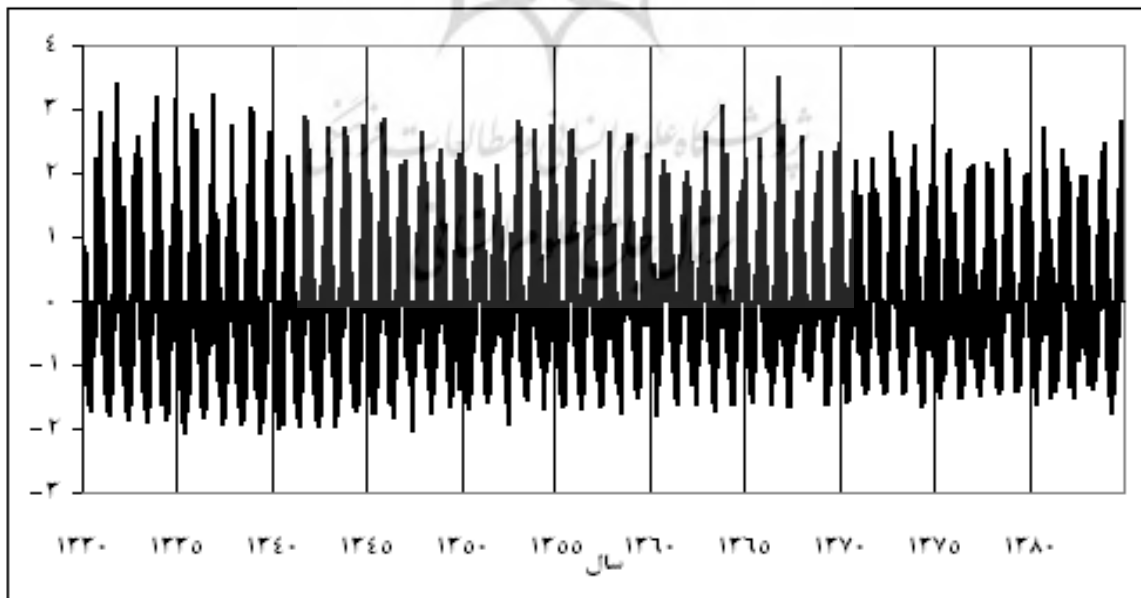
در روابط فوق:

χ^2 : آماره کای دو.

^۱ - Battacharyya & Johnson

بصورت تناوبی تغییر می‌کند 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 دوره گرم سال و ناهنجاری فاز مثبت شاخص نشان دهنده حاکمیت پرفشار سیبری در دوره سرد سال است. میانگین شدت فاز مثبت شاخص سامانه سیبری $0/8$ و میانگین شدت فاز منفی آن $-0/8$ است (شکل‌های ۲ و ۳). جمع تعداد روزهای رخداد فاز مثبت 9469 روز و جمع تعداد روزهای رخداد فاز منفی 10255 روز است. بنابراین طی دوره آماری مزبور در 48 درصد از مواقع، فاز مثبت (پرفشار سیبری) حاکم بوده و در 52 درصد از مواقع، فاز منفی (نبود سامانه سیبری و نمود کم‌فشار آسیایی) مشاهده شده است (شکل ۱ و جدول ۱).

شده شدت پرفشار سیبری در تراز SIp و ضمن انطباق زمانی دو تقویم میلادی و خورشیدی، آرایه‌ای به ابعاد 19724×1 برای دوره زمانی $(1330-1383)$ بدست آمد که شامل ناهنجاری‌های مقدار شاخص شدت پرفشار سیبری در هر روز خورشیدی است. شکل ۱ سری زمانی مقادیر شاخص شدت این سامانه پرفشار را در دوره زمانی مورد بررسی نشان می‌دهد. رخداد فاز مثبت نشانگر حضور پرفشار سیبری و وقوع فاز منفی مبین نبود آن است. پایین‌ترین ناهنجاری معادل با -2 و بالاترین ناهنجاری موجود در دوره زمانی مورد بررسی برابر با $+3/5$ بوده است. پایین‌ترین ناهنجاری فاز منفی در تاریخ 25 تیر 1335 و بالاترین ناهنجاری فاز مثبت در تاریخ 5 آذر 1366 رخ داده است (شکل‌های ۱، ۴ و ۵). بدین ترتیب دامنه تغییرات ناهنجاری شاخص شدت تقریباً به $5/5$ می‌رسد. نتایج بررسی سری زمانی شاخص شدت نشان دهنده این است که ماهیت رفتار شاخص در تراز یاد شده



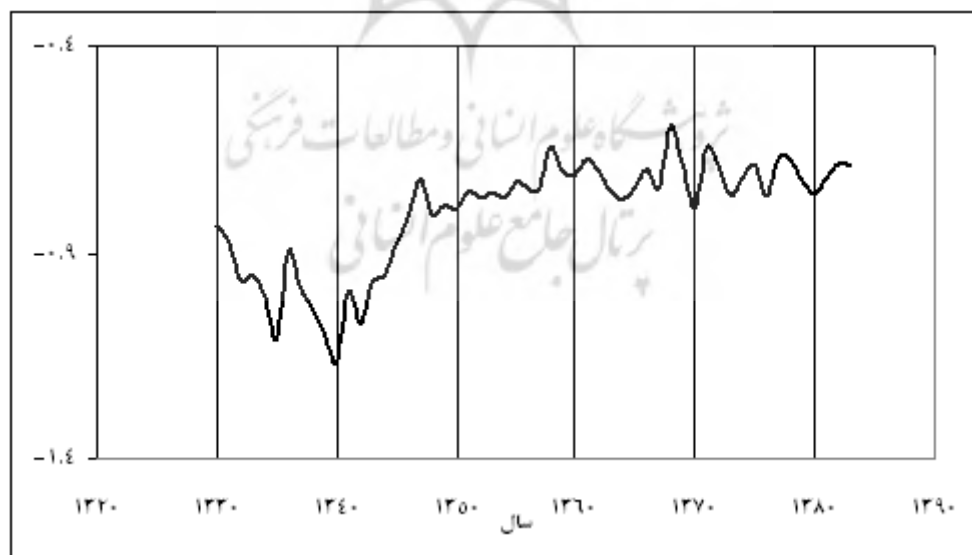
شکل ۱- سری زمانی مقادیر شاخص شدت پرفشار سیبری در تراز دریا (SIp)

جدول ۱- ویژگی‌های شاخص شدت پرفشار سیبری در تراز دریا (Slp)

فاز منفی					فاز مثبت						
میانگین شاخص شدت	تعداد روزها	حداکثر مقدار شاخص	تعداد روزها		میانگین شاخص شدت	حداکثر تعداد روزها	حداکثر مقدار شاخص	تعداد روزها		میانگین شاخص شدت	
			جمع	درصد				جمع	درصد		
۰/۸۸	۹۴۶۹	۴۸	۱۰۲۵۵	۵۲	-۰/۸	۱۴۳	۲۱۰	۳/۵	۴۸	۰/۸۸	

حضور 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 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 (شکل ۲).

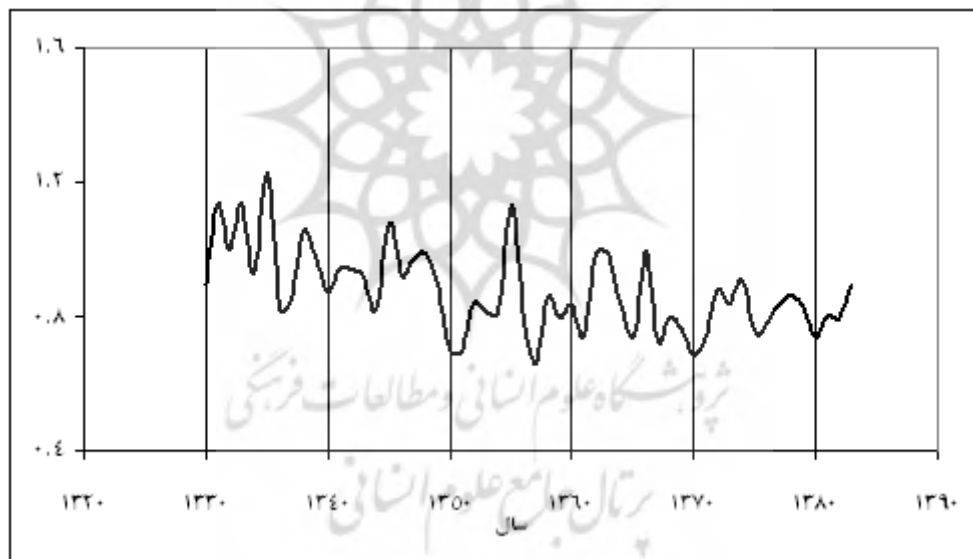
بررسی سری زمانی میانگین شاخص شدت سامانه سیبری در فاز منفی نوسان‌های سالانه و دهه‌ای نامنظمی را نشان می‌دهد. بیشینه شاخص ۱/۱۶-، کمینه ۰/۵۹- و دامنه تغییرات آن ۰/۵۷- است. در این سری زمانی سه دوره مشخص دیده می‌شود؛ دوره اول با یک رفتار تقریباً نزولی دهه ۳۰ را در بر می‌گیرد. طی دوره دوم و در دهه‌های ۴۰ و ۵۰ در سری مزبور گرایش به رفتار صعودی پلکانی کاملاً آشکار است. در طول دوره سوم و در دهه‌های ۶۰، ۷۰ و اوایل دهه ۸۰، در قالب نوسان‌های سینوسی، نوعی پایداری نسبی در سری زمانی شدت سامانه پرفشار سیبری در زمان رخداد این فاز مشاهده می‌شود. از آن جایی که فاز منفی نشانگر



شکل ۲- میانگین شاخص شدت پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز منفی

حداکثر شاخص شدت پرفشار سبیری در فاز منفی نوسان‌های سالانه و دهسالانه مشخصی را آشکار می‌نماید. بیشینه شاخص ۲/۱- کمینه ۱/۲۰- و دامنه تغییرات آن ۰/۹۰- 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 روند افزایشی شدت فعالیت کم‌فشار آسیایی در دهه ۳۰، فعالیت این سامانه سبیری نزولی داشته و تضعیف شده است (شکل ۴)

شکل (۳) دنباله زمانی میانگین شاخص شدت پرفشار سبیری در فاز مثبت را نشان می‌دهد. طی ۵۴ سال گذشته تغییرات نامنظم و پر دامنه سالانه و دهه‌ای در سری دیده می‌شود؛ بیشینه شاخص ۱/۲۲، کمینه ۰/۶۶ و دامنه تغییرات آن ۰/۶۰ است. شدیدترین ناهنجاری مثبت در سال‌های ۱۳۳۵ و ۱۳۵۵ و ضعیف‌ترین آن در سال‌های ۱۳۵۷ و ۱۳۷۰ رخ داده است. بررسی رفتار سری زمانی در زمان ناهنجاری مثبت نشان داد که هر چند پرفشار سبیری در اواسط دهه‌های ۳۰ و ۵۰ تقویت شده است؛ اما شدت فعالیت آن طی نیم سده اخیر به تناوب رفتاری صعودی و نزولی داشته و گاه‌آ در حالت تشدید یا تضعیف قرار گرفته است. بررسی دنباله زمانی



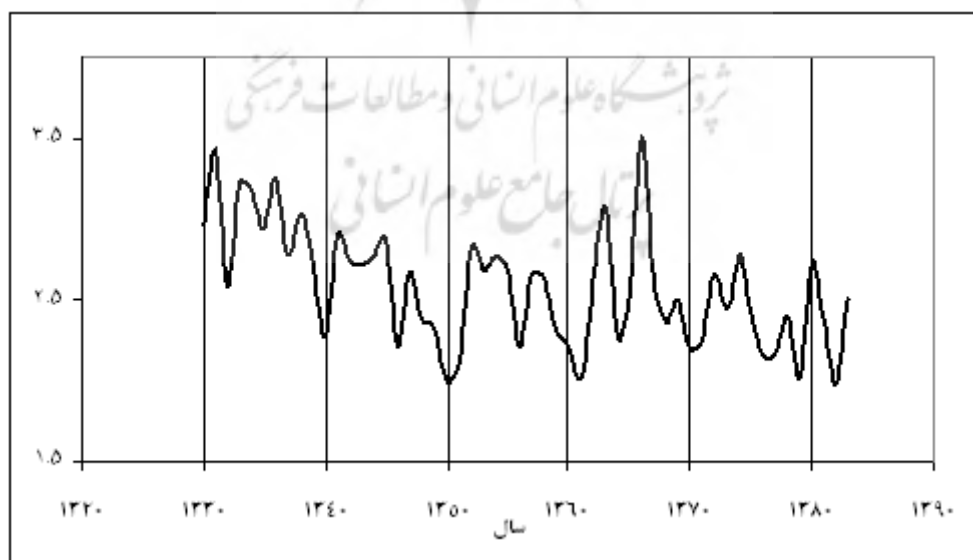
شکل ۳- میانگین شاخص شدت پرفشار سبیری در زمان رخداد فاز مثبت



شکل ۴- آهنگ زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز منفی

مذکور برای نیم قرن اخیر رفتار نزولی یا صعودی مشخصی را نشان نمی‌دهد. بنابراین، می‌توان گفت که طی ۵۰ سال اخیر سامانه سیبری به تناوب رفتار نزولی و صعودی داشته و در حالت شدت یا ضعف بسر برده است.

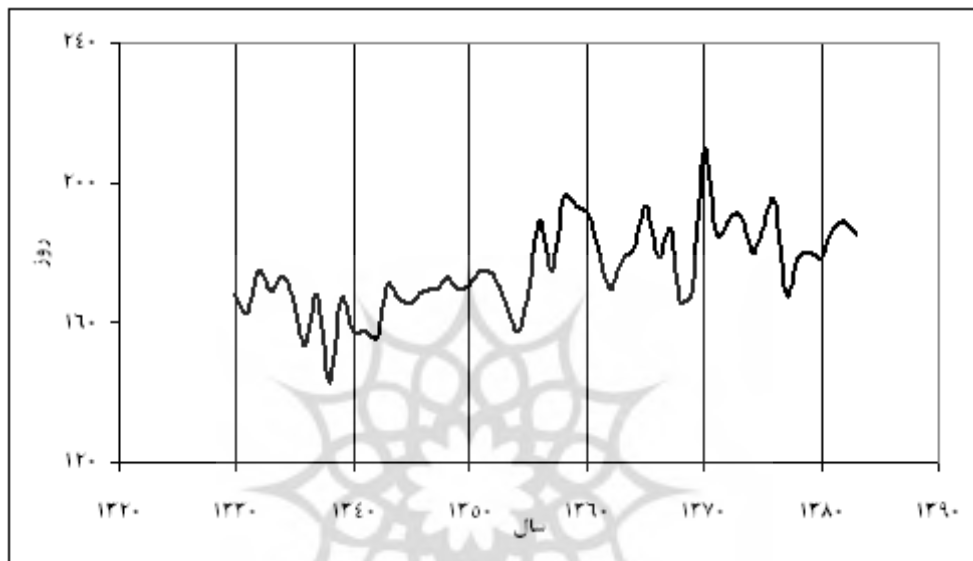
شکل (۵) دنباله زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سیبری را در فاز مثبت نشان می‌دهد. در سیمای سری، تغییرات نامنظم و پرمایه سالانه و دهه‌ای در قالب حرکات کاهشی و افزایشی آشکار است. بیشینه شاخص ۳/۵۰، کمینه ۱/۹۷، و دامنه تغییرات آن ۱/۵۳ است. در مجموع سری زمانی



شکل ۵- آهنگ زمانی حداکثر شاخص شدت پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز مثبت

بوده؛ به طوری که میانگین پایداری فاز منفی تقریباً ۱۹۰ روز و میانگین پایداری فاز مثبت در حدود ۱۷۵ روز بوده است. کمترین مدت پایداری در مورد فاز مثبت، ۱۴۳ روز (مربوط به سال ۱۳۳۸) و بیشترین آن ۲۱۰ روز (مربوط به سال ۱۳۷۰) بوده است (شکل ۶).

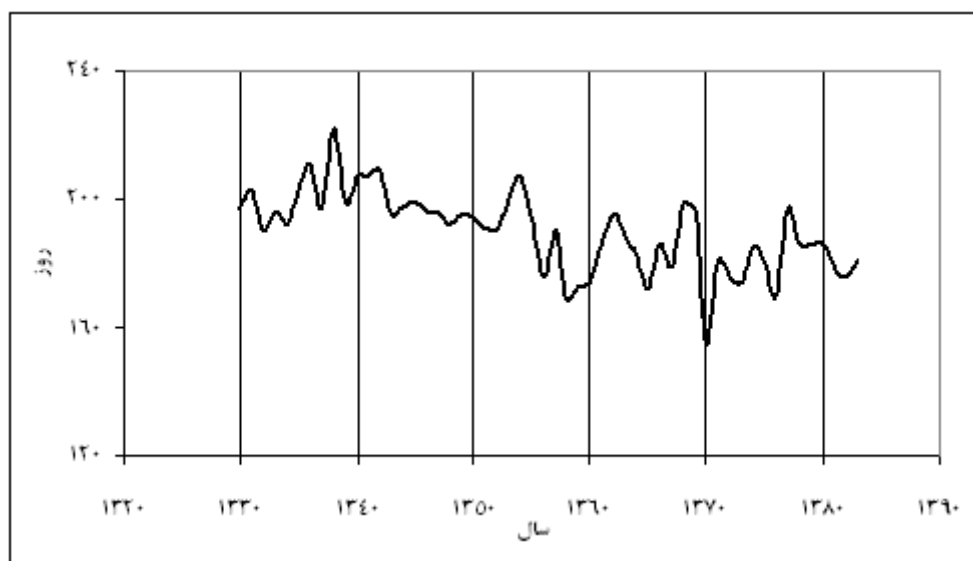
شکل‌های (۶) و (۷) به ترتیب دنباله زمانی تعداد روزهای بود و نبود پرفشار سیبری را در زمان رخداد فازهای مثبت و منفی نشان می‌دهند. اگر چه در تمامی سال‌های مورد بررسی امکان رخداد فاز مثبت و منفی وجود داشته است؛ اما گمان می‌رود؛ فاز منفی این سامانه اندکی از بسامد بیشتری برخوردار



شکل ۶- آهنگ زمانی تعداد روزهای فعالیت پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز مثبت

تعداد روزهای فعالیت پرفشار سیبری در دهه ۳۰، در مجموع تعداد روزهای فعالیت این سامانه طی نیم قرن اخیر افزایش یافته است (شکل ۶). 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 ۷).

مدت پایداری فاز منفی نیز در طول دوره زمانی مورد بررسی کوتاه‌تر از ۱۵۵ روز (در سال ۱۳۷۰) و بلندتر از ۲۲۲ روز (در سال ۱۳۳۸) نبوده است (شکل ۷). با بررسی آهنگ زمانی تعداد روزهای فعالیت پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز مثبت که طی نیم قرن اخیر یک رفتار تقریباً صعودی را نشان می‌دهد؛ چنین به نظر می‌رسد که علیرغم کاهش نسبی



شکل (۷) آهنگ زمانی تعداد روزهای نبود پرفشار سیبری در زمان رخداد فاز منفی

شد و آماره χ^2 در نرم‌افزار متلب محاسبه گردید. جدول (۲) این موضوع را از دید توصیفی قبل از بسط هر گونه تجزیه و تحلیل آماری رسمی نشان می‌دهد.

نقش پرفشار سیبری در پراکنش دماهای کمینه ایران به منظور بررسی نقش پرفشار سیبری در توزیع فضایی دماهای کمینه ایران، از روش آزمون جدول توافقی بهره گرفته

جدول ۲- جدول توافقی داده‌ها برای بررسی نقش پرفشار سیبری در پراکنش دماهای کمینه ایران

	رویداد شبهای سرد (ناهنجاری مثبت)	رویداد شبهای معتدل (بهنجار)	رویداد شبهای گرم (ناهنجاری منفی)	جمع کل سطر
رخداد فاز مثبت (ناهنجاری مثبت)	n_{11}	n_{12}	n_{13}	n_{10}
رخداد فاز خشی (بهنجار)	n_{21}	n_{22}	n_{23}	n_{20}
رخداد فاز منفی (ناهنجاری منفی)	n_{31}	n_{32}	n_{33}	n_{30}
جمع کل ستون	n_{01}	n_{02}	n_{03}	n

مثبت و منفی از میانگین شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیبری (SSHI) دارد. در عین حال، رخداد فاز مثبت مبین حاکمیت پرفشار سیبری و وقوع فاز منفی به مفهوم نبود این سامانه پرفشار و حاکمیت کم‌فشار آسیایی است. در این تجزیه و تحلیل و در خصوص کمینه دمای روزانه (دمای شب هنگام) بازه آستانه رخداد شبهای معتدل (بهنجار) بین $+0/25$ تا $-1/75$ انحراف معیار مقدار استاندارد شده کمینه دمای روزانه قرار می‌گیرد. بر این اساس، هرگاه

در این تجزیه و تحلیل آماری، بازه آستانه رخداد فاز نرمال (بهنجار) با (± 1) انحراف معیار شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیبری (SSHI) تبیین می‌شود. بر این اساس، هرگاه شاخص (SSHI) از $+1$ انحراف معیار فراتر رود؛ یک رویداد فاز مثبت (ناهنجاری مثبت) و هرگاه این شاخص به پایین‌تر از -1 انحراف معیار سوق پیدا کند؛ یک رخداد فاز منفی (ناهنجاری منفی) به وقوع پیوسته است. در این مقوله، مفهوم ناهنجاری اشاره به انحراف‌های

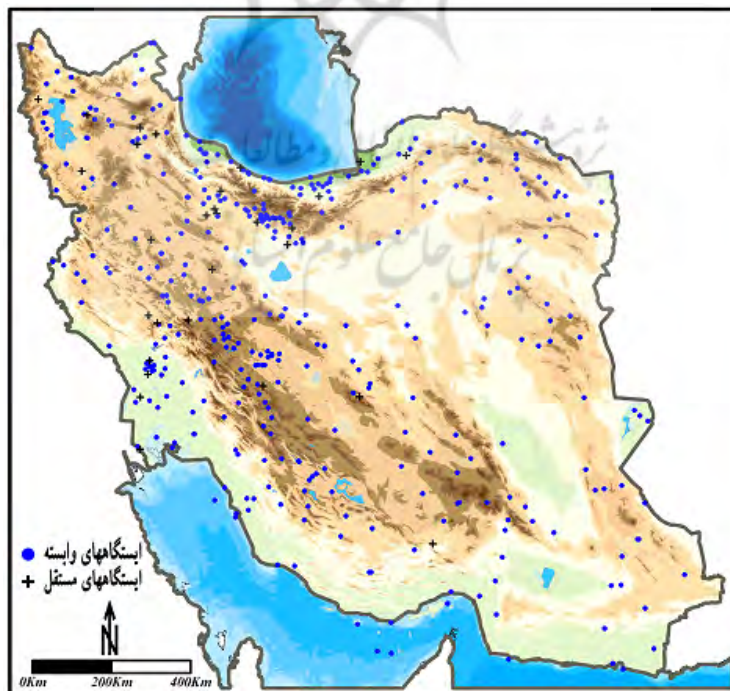
پرفشار حرارتی- دینامیکی است. از سوی دیگر، بر اساس این آزمون آماری کمینه دمای روزانه در تقریباً ۹۳٪ از ایستگاه‌های تحت بررسی (۳۹۳ ایستگاه از مجموع ۴۲۳ ایستگاه) متأثر از این سامانه پرفشار است و به نوعی مستقل از تأثیر این سامانه پرفشار در این تراز جوی نمی‌باشد (شکل ۸ و جدول ۳). این موضوع نشان از وجود ارتباط و پیوندی قوی میان کمینه دمای روزانه در گستره بسیار وسیعی از ایران و پرفشار سیبری در تراز Slp دارد. به عبارت دیگر، نتایج حاصل از انجام روش آزمون جدول توافقی برای این تراز جوی آشکار می‌کند که سامانه پرفشار سیبری در تراز Slp تأثیر غیر قابل انکاری بر رخداد کمینه دمای روزانه (دمای شب هنگام) ایران دارد.

مقدار استاندارد شده کمینه دمای روزانه (SDM) از $+0/25$ انحراف معیار فراتر رود؛ رخداد شب گرم (ناهنجاری منفی) و هرگاه این مقدار از $-1/75$ انحراف معیار تجاوز نماید؛ رویداد شب سرد (ناهنجاری مثبت) وقوعی آشکار می‌یابد.

به کارگیری روش آزمون جدول توافقی در طول دوره زمانی مورد بررسی (۱۳۸۲-۱۳۴۰) با هدف آگاهی از نقش پرفشار سیبری در تراز دریا (Slp) در پراکنش کمینه دمای روزانه (دمای شب هنگام) ایران نشان داد که کمینه دمای روزانه تنها تقریباً در ۷٪ از ایستگاه‌های مورد بررسی (۳۰ ایستگاه از مجموع ۴۲۳ ایستگاه) متأثر از سامانه پرفشار سیبری در این تراز جوی نمی‌باشد و به عبارتی مستقل از این

جدول ۳- نقش پرفشار سیبری در تراز Slp در پراکنش کمینه دمای روزانه در ایران

ردیف	تراز جوی	فراوانی ایستگاه‌های مستقل	فراوانی نسبی ایستگاه‌های مستقل (درصد)	فراوانی ایستگاه‌های وابسته	فراوانی نسبی ایستگاه‌های وابسته (درصد)
۱	Slp	۳۰	۷	۳۹۳	۹۳



شکل ۸- نقش پرفشار سیبری در تراز Slp در پراکنش کمینه دمای روزانه ایران

نتیجه‌گیری

این پژوهش نشان داد که شاخص استاندارد شده شدت پرفشار سیبری که در این پژوهش تعریف و محاسبه گردید؛ این توانایی را دارد که به عنوان معیاری برای تحلیل تغییرات زمانی این سامانه پرفشار مورد استفاده قرار گیرد. تحلیل سریهای زمانی شاخص استاندارد شده 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. 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 پرفشار سیبری کمتر از روزهای نبود این سامانه بوده است. در عین حال، تعداد روزهای فعالیت این سامانه طی نیم قرن اخیر در حال افزایش بوده است. به بیان دیگر، این بررسی نشان داد که در نیم سده گذشته فراوانی روزهای حضور قوی پرفشار سیبری گرایش به افزایش داشته است. در عین حال در این پژوهش به منظور تحلیل و تفسیر تأثیر سامانه پرفشار سیبری بر توزیع مکانی دماهای کمینه ایران، نیز پس از تعیین مقادیر عددی آستانه‌های پایین و بالای تغییرات شاخص استاندارد شده شدت سیبری و مقادیر استاندارد شده دمای کمینه با استفاده از روش آزمون جدول توافقی، آماره χ^2 محاسبه شد. نتایج بررسیها نشان داد که در تراز SLP از مجموع ۴۲۳ ایستگاه انتخابی تقریباً در ۹۳٪ از کل ایستگاه‌ها فرض صفر (استقلال)

در سطح اطمینان ۹۵ درصد تأیید نمی‌شود؛ این بدان معنی است که این ایستگاه‌ها با یک پراکنش و توزیع فضایی تقریباً همگون در سراسر کشور از نظر دمای کمینه تحت تأثیر سامانه پرفشار سیبری هستند. این در حالی است که در مقابل، تنها تقریباً در ۷٪ از ایستگاه‌های مورد بررسی (۳۰ ایستگاه از مجموع ۴۲۳ ایستگاه) دماهای کمینه روزانه (دمای شب هنگام) متأثر از سامانه پرفشار سیبری در این تراز جوی نمی‌باشد و به عبارتی مستقل از این پرفشار حرارتی-دینامیکی است.

منابع

- بلیغی، مهدی (۱۳۷۵) ورود پرفشار سیبری به خراسان و تأثیر آن بر اقلیم منطقه، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- 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 ۱۳۱-۱۰۷.
- چوخاچی زاده مقدم، محمد باقر (۱۳۷۶) تحلیل سینوپتیکی اثر پرفشار سیبری بر دمای شمال شرق ایران، رساله دکتری دانشگاه تهران.
- عبدالحسینی، محمدعلی (۱۳۵۸)، مسیر و تأثیر مراکز پرفشار روی ایران در فصل زمستان، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- عزیزی، قاسم و یوسفی، حسن (۱۳۸۴) زمان یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای

- Ding, Y.H., Krishnamurti, T.N. (1987), Heat budget of the Siberian high and winter monsoon, *Mon. Wea. Rev.* 115: pp. 2428-2449.
- 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)
- Gong, D.Y., Ho, C.H. (2002), Siberian high and climate change over middle to high latitude Asia. *Theoretical and Applied Climatology* 72: pp. 1-9.
- 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.
- 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.
- 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
- 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. European Geosciences Union 2007.
- 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.
- Lydolph, Paul. (1977): *Climate of the Soviet Union word survey of climatology*, Volume 7, Department of Geography University of Wisconsin-Milwaukee.
- Mokhov, I.I., and V.K. Petukhov, (1999) *Atmospheric of action and* خزر، فصلنامه علمی- پژوهشی مدرس، دانشگاه تربیت مدرس، دوره ۹، شماره ۴، صص ۸۱-۱۰۰.
- علیجانی، بهلول (۱۳۶۹) چگونگی تشکیل فرابار سیبری و اثر آن بر اقلیم شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۷، صص ۲۴۱-۲۵۱.
- کاویانی، محمدرضا، مسعودیان، سید ابوالفضل و شبانکاری، مهران (۱۳۸۶)، شناسایی رفتار زمانی- مکانی پرفشار سیبری در تراز دریا، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۸۷، صص ۲۷-۴۸.
- 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.
- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۴)، پیش بینی و برآورد سیلاب در استان چهارمحال و بختیاری، طرح پژوهشی، استانداری چهارمحال و بختیاری.
- مسعودیان، سید ابوالفضل، کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۷)، اقلیم‌شناسی ایران، اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان، ۱۷۹ صفحه.
- یارنال، برنت (۱۹۹۳)، اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان، اصفهان، دانشگاه اصفهان، ۲۱۸ صفحه.
- 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.

- Amplification of the Cold Siberian High, J. Atmos. Sci., submitted.
- 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.
- 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
- tendencies of their change. Izv, Acad, Sci, USSR, Atmos.Oceanic Phys., 36, 292-299.
- 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.
- Sahsamanoglou, H.S. Markogiannis, T.J. and Kallimopoulo. P.P. (1991), Some aspect of the basic characteristics of the Siberian anticyclone. Int. J. Climatol, 11, pp. 827-839.
- Takaya, Koutarou and Nakamura, Hisashi (2004), Mechanisms of Intraseasonal



The role of Siberian high in distribution of the daily minimum temperatures in Iran

A.H. Halabian, M. Shabankari

Received: November 5, 2011 / Accepted: February 12, 2012, 41-46 P

Extended abstract

1- Introduction

Siberian high is a large synoptic system in planet scale that considers the most important center of atmosphere action for cold period in Eurasia. This high that depend on the coldest and the most condensed air mass in north hemisphere, concentrate itself as a seasonal and semi – permanent synoptic system between Baykal and Balkhash lakes , and it's western tongue affect the climate of extensive regions of Iran. Therefore, the goal of this synoptic study is to explain key interactions between the atmosphere and surface environment and in other words exploration of the relationship between the circulation

patterns of Siberian high pressure and minimum temperatures in Iran. Up to now, many studies about Siberian high have been done by several individuals that we will refer to some studies which have been done in Iran and world. In the world, Lydolph(1977), Ding and Krishnamurti(1987), Sahsamanoğlu et al (1991) , Zhang et al (1996) , Mokhov and Petukhov (1999), Choen et al (2001), Haghton et al(2001), Gong et al(2001,2002), Takaya and Nakamura (2004), Panagiotopoulos et al (2005) and Lingis and Thompson(2005) are individuals that have carried out investigations about siberian high. In Iran, the investigations have been done too which can point to investigations of Abdolhoseini (1358), Alijani (1369), Balighi (1375), Chokhachizadeh

Author(s)

A.H. Halabian (✉)

Assistant Professor of Climatology, Payam Noor University, Tehran, Iran
e-mail: halabian_a@yahoo.com

M. Shabankari

Assistant Professor of Climatology, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran

(1376), Jahanbakhsh et al (1378), Azizi and Yousefi (1384) and kaviani et al (2007). This research try to reveal the climatic impacts of pressure systems on Iran climate by using the statistic and synoptic methods study the role of Siberian high system at the Slp in spatial distribution of the minimum temperatures in Iran.

2- Methodology

In this research, for analyzing the temporal variations of the Siberian system have been applied the daily data of sea level pressure at 12GMT in NCEP NCAR database with spatial resolution of 2.5×2.5 in a 55 years period including 20089 days from Dey, 11th, 1329 to Dey, 10th, 1384). To recognize and analyze the temporal patterns of Siberian high system and by considering the mean position of this system and it's spatial developing relative to Iran and the maximum of it's action intensity in sea level that often is conformity with surrounding and middle limits of Balkhash and Baykal lakes (Lingis and Thompson, 2005, Gong et al 2002, Sahsamanoğlu et al ,1991, kaviani et al, 1386 and Chokhachizadeh ,1376) we have selected the suitable framework of $62.5 - 120^\circ$ east and $40 - 62.5^\circ$ north for this system. Then, calculation and standardization of mean daily of sea level pressure have been done from 1330 to 1383. Thus, a

matrix with size 19724×1 was obtained as standardized Siberian high index (SSHI) that included the anomalies of positive phase (Siberian high presentation) and negative phase (absence of the Siberian high) in each day. To analyze and interpret the effect of Siberian high system on minimum temperatures in Iran, have been applied the information of 663 synoptic and climatology stations in Iran with statistical period of 1961 – 2004 from minimum daily temperature data of stations that at least had statistical period of 10 years. On this basis, the data of minimum daily temperature of 423 stations have selected and analyzed. At first, the value of minimum daily temperatures was standardized for analyzing the effect of Siberian high on minimum temperatures of Iran. After standardization, two calendars have been conformed as standardized value of daily minimum temperature and standardized Siberian high index and selected a temporal period from 1340 to 1382 consist of 15705 days from 16071 days for studying the effect of Siberian high system on daily minimum temperature in Iran. Then, for understanding how effects of the Siberian high system on daily minimum temperature in Iran, the contingency table method and the χ^2 statistic calculated in math-lab software were applied.

3- Discussion

The study of time series of index value for intensity of this high system in studied time period indicate that the lowest anomaly was equal to -2 and the highest anomaly in studied period was equal to +3/5. The lowest anomaly of negative phase has occurred on Tir, 25th, 1335 and the highest anomaly of positive phase was on Azar, 5th, 1366. The results of study the time series of intensity index indicated that the nature of index behavior at mentioned level vary alternately and tendency to change between two positive and negative phase is evident in the half - year time periods. In addition, it indicates the decreasing and increasing behavior in itself internal-year variability continuously. The anomaly of negative phase relate to non Siberian high and predominance the Asia low in hot period of year and the anomaly of positive phase of index indicate predominance the Siberian high in cold period of year. The average of positive phase intensity for Siberian system is 0.88 and the average of negative phase intensity is -0.80. The frequency of occurrence days of positive phase is 9469 days and the frequency of occurrence days of negative phase is 10255 days. Therefore, in mentioned statistical period, the positive phase (Siberian high) was dominant in 48% of period and the negative phase (non Siberian system and Asia low presentation) was

dominant in 52% of period. The study of time series of average the Siberian high intensity index in positive phase indicate that the most violent positive anomaly was occurred in 1335 and 1355 and the most weak of it were in 1357 and 1370. In addition, the study of time series for days frequency of existence and absence of the Siberian high in occurrence the negative and positive phase indicate that the average of negative phase dominant was nearly 190 days and the average of positive phase dominant was about 175 days. The least period of dominant for positive phase was 143 days (1338) and the greatest was 210 days (1370). The period of dominant for negative phase wasn't shorter than 155 days (1370) and longer than 222 days (1338). By study the time variations of the frequency of Siberian high activity days in positive phase occurrence that had ascending behavior during recent 50 years, it seems that in spite of relative decrease of the frequency of days for Siberian high activity in 1930's, totally, the frequency of days for activity of this system have been increased during recent 50 years.

In this research, applying the contingency table method in studied time period (1340 – 1382) for understanding the role of Siberian high in sea level (Slp) in spatial distribution of daily minimum temperatures (night temperature), showed that daily minimum temperature isn't under

effect of Siberian high system in this atmosphere level at only 7% of studied stations (30 stations of totally 423 stations) and in other words is independent of this dynamical – thermal high. On the other hand, on the basis of this statistical method, the daily minimum temperature is under effect of this high system at nearly 93% of studied stations (393 stations of totally 423 stations) and isn't independent of the effect of this high system in studied atmosphere level.

4- Conclusion

This research indicated that standardized intensity Siberian high index is able to revealing the time variations of Siberian high. The analysis of time series of standardized intensity Siberian high index in positive phase period (predominance and presentation the Siberian high) indicated that intensity of Siberian high activity have the alternate behavior. Comparison between frequency of positive phase occurrence days and negative phase event days in the studied level showed that during recent 50 years the appearance and activity days of SH were definitely less than absence days of this system. At he same time, the frequency of activity days for this system was increasing during recent 50 years. In the other hand, this study indicated that the frequency of presentation days Siberian high have

tendency to increase. The study of obtained results by using the contingency table method at time period (1340 – 1382) for revealing the effect of Siberian high system on occurrence of daily minimum temperatures in Iran showed that at the 95% confidence level, daily temperature minimum in about 93% of studied stations (393 out of 423) isn't independent of influence of Siberian high pressure at the Slp. this subject indicate the strong relationship and connection between daily minimum temperatures in extensive regions of Iran and Siberian high at the Slp.

References

- 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.
- Ding.YH, Krishnamurti.TN.(1987),Heat budget of the Siberian high and winter monsoon, Mon wea. Rev 115:pp.2428-2449.
- Gong. DY,Ho CH.(2002),Siberian high and climate change over middle to high latitude Asia . Theoretical and Applied climatology 72:pp.1-9.
- Gong. DY,Wang. SW(2001),Aractic Oscilation, Siberian high and their associations with climate change in

- winter over China .*Adv Atmos Scica*.(in press)
- Haghton, J.T., Y.Ding, D.J.Griggs ,M. Noguier, 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.
- 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.
- 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
- 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.
- 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.
- Lydolph,paul.(1977):*Climate of the Soviet union word survey of climatology*, Volume 7, Department of Geography University of Wisconsin-Milwaakee.
- 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.
- 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.
- Sahsamanoglou ,H.S.Markrogiannis,T.J. and Kallimopoulo. P.P.(1991),Some aspect of the basic characteristics of the Siberian anticyclone. *Int. J.Climatol*,11, pp.827-839.
- Takaya, Koutarou and Nakamura, Hisashi (2004),*Mechanisms of Intraseasonal Ampli_cation of the ColdSiberian High*, *J. Atmos. Sci.*,submitted.
- 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.

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

