دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی فضای جغرافیایی

سال بیست ویکم، شماره‌ی ۷۶
زمستان ۱۴۰۰، صفحات ۱۱۸-۹۹

DOI:10.52547/GeoSpa.21.4.99

*فاطمه درگاهیان[۱]
محمدرضا پودینه[۲]
مهدی دوستکامیان[۳]

واکاوی وضعیت دمای زمستانه در زمان حاکمیت پرفشار سیبری در ایران زمین

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۱/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۱۸

چکیده

هدف از این مطالعه واکاوی وضعیت دمای زمستانه ایران در زمان حاکمیت پرفشار سیبری در ایران زمین می‌باشد. برای این منظور داده‌های دمای روزانه زمستانه ۲۸۳ ایستگاه سینوپتیکی کشور برای طی دوره آماری ۱۳٤۱ تا ۱۳۹۰ از سازمان هواشناسی کشور به‌دست آمد. به‌منظور استخراج الگوی پرفشار سیبری داده‌های فشار تراز دریا در محدوده جغرافیایی ۱۰- تا ۱۰۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی از پایگاه وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالت متحده آمریکا استخراج گردید. سپس با اجرای تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های تراز دریا در فصل زمستان الگوی پرفشار سیبری شناسایی شده است. به‌منظور ارزیابی و اعتبارسنجی شناسایی الگوی پرفشار سیبری از شاخص اعتبارسنجی دیویس-بولدین(DBI)، شاخص سیلهوته (SI)، تحلیل تابع تشخیصی(DFA)، تحلیل کامینز (k-M) بهره گرفته شد. نتایج حاصل از این مطالعه بیانگر این است که توزیع مکانی میانگین دمای روزانه به‌شدت تحت تأثیر سامانه پرفشار سیبری قرار دارد به‌طوری که در زمان سیطره این سامانه بر اقلیم ایران، در اکثر نقاط ایران دما به‌شدت کاهش می‌یابد که در این بین سهم ماه دی بیش‌تر می‌باشد. این سامانه با جهت شرقی-غربی بیش‌تر از سمت شمال شرق و غرب دریای خزر به ایران وارد شده و سبب ریزش هوای سرد بر اقلیم ایران می‌گردد

*۱- بخش تحقیقات بیابان موسسه تحقیقات جنگلها و مراتع کشور، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران. (نوسنده مسئول).
E-mail:dargahian@rifr-ac.ir

۲- گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه سیستان و بلوچستان، ایران.

۳- دکتری اقلیم شناسی دانشگاه زنجان، ایران.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

به‌طوری‌که علاوه بر این‌که از ضخامت جو به‌شدت کاسته شده فرارفت هوای سرد تقریباً بر سراسر اقلیم ایران حاکم می‌شود که در این میان در امتداد کوه‌های زاگرس و ارتفاعات شمال‌غرب این تغییرات مکانی دما بیش‌تر به چشم می‌خورد.

کلید واژه‌ها: پرفشار سیبری، شاخص دیویس-بولدین (DBI)، شاخص سیلهوته (SI) ضخامت جو، فرارفت دما.

مقدمه

پرفشار سیبری توده هوای خشک و بسیار سردی است که در منطقه وسیعی از سطح زمین در شمال روسیه و منطقه سیبری تشکیل می‌شود و در اغلب ماه‌های سال در آن منطقه ساکن است. بیش‌ترین قدرت این توده هوا در فصل زمستان است، به‌گونه‌ای که دمای هوا در مرکز آن اغلب زیر ٤٠- درجه سانتیگراد و فشار اتمسفری در آن نقطه بالای ۱۰٤۰ میلی‌بار می‌باشد (Alijani, 2006). پرفشار سیبری همچنین قوی‌ترین سامانه پرفشار در نیمکره شمالی است و سردترین دمای ثبت شده در نیمکره شمالی (٦٧/٨- درجه سانتی‌گراد، ۹۰- درجه فارنهایت) در ۱۵ ژانویه ۱۸۸۵ در ورخویانسک روسیه و بیش‌ترین فشار اتمسفری ثبت شده در این نیمکره (۱۰۸۳/۸ میلی‌بار) در آگوتای روسیه در ۳۱ دسامبر ۱۹٦۸ نتیجه فعالیت این توده هوایی است (Yousefi and Azizi, 2004؛ Zhang et al.,1997). این سامانه طی فصول پاییز و زمستان بر آسیا حاکم می‌شود و به‌عنوان یک مرکز کنش جوی مهم و نیمه‌ماندگار به سردترین و متراکم‌ترین توده هوا در نیمکره شمالی وابسته است. این سامانه از عوامل اصلی اقلیم اوراسیا در نیمه سرد سال می‌باشد (Halbian and Shepherd, 2012; Ahmadi et al., 2013; Mahmoodi et al., 2013). به عقیده محققان پرفشار سیبری مهم‌ترین مرکز جوی در اوراسیا در ماه‌های زمستان است. به‌طوری که بر وضعیت دما و بارش در منطقه اوراسیا تاثیر فراوانی دارد (Gong and Ho, 2002). تضعیف برجسته سطح سیبری در طی ۲۰ سال گذشته، برجسته‌ترین ویژگی آن است. اثرات تغییرات هسته این سامانه در منطقه آسیای میانه با دما معمولا از ضریب همبستگی ٠/٤ تا ٠/٦ در نوسان می‌باشد. این وضعیت برای بارش بین ۰/۳ تا ۰/۵ در نوسان می‌باشد. بنابراین این سامانه براساس پژوهش بسیاری از محققان بر روی تغییرات دما موثرتر می‌باشد (Kim et al., 2019). بسیاری از شواهد نشان می‌دهد که پرفشار سیبری نیز با اعمال نفوذ قوی بر آب‌وهوای عرض جغرافیایی اوراسیا تاثیر به سزایی داشته است (Gong et al., 2001; Guo, 1996; Mizaki et al., 1999; Yin, 1999). پرفشار سیبری سیستم گردش جوی غالب در تروپوسفر پایین‌تر می‌باشد اما تقریبا بر تمام قاره آسیا کنترل دارد (Tubi and Dayan, 2016; Harrel,1995). به‌طوری که الگوهای گردش جوی نقش اصلی را در وقوع یخبندان‌ها، شدت یخبندان‌ها، موج‌های سرمایی و همچنین توزیع فضایی یخبندان‌ها در مناطق معتدل بر عهده دارد این در حالی است که رخداد پدیده‌های محیطی نظیر یخبندان و سرمازدگی‌ها در ارتباط با تکرار این سامانه‌ها و همچنین تیپ‌های هوا می‌باشند تا جای که تکرار، تغییر و تداوم سیستم‌های هوایی هر مکانی در تعیین و شناسایی اقلیم آن مکان از اهمیت

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

به سزایی برخوردار است (Fatahi and Salehi Pak, 2009). همچنین در فصل زمستان با گسترش پرفشار سیبری به عرض‌های پایین‌تر و عبور آن از آب‌های گرم، زمینه برای ناپایدار شدن این توده هوا فراهم می‌شود. به‌عنوان مثال با عبور پرفشار سیبری از دریای خزر و گرفتن رطوبت از این دریا، در فصل پاییز و زمستان در سواحل شمالی ایران بارش‌های شدید باران اتفاق می‌افتد (Masoudian and Kaviani, 2008؛Yarahmadi et al., 2016). بررسی الگوهای همدیدی ریزش برف در کرمانشاه نشان داد تقویت پرفشار سیبری یکی از مهم‌ترین الگوها می‌باشد (Rezaee Banafsheh et al., 2017).

Mohammad Nejad et al (2009) در مطالعه‌ای به بررسی اثر بازه‌های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی دریای مدیترانه و بارش ایران پرداختند؛ آن‌ها نشان دادند که بین تغییرات بازه‌های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره در شرق مدیترانه و همچنین زبانه پرفشار سیبری با نقاط ابتدایی و انتهایی بازه (به‌ترتیب در ماه ژانویه و ژوئیه) همبستگی زیادی دیده می‌شود. در رابطه با پرفشار سیبری و اثرات ان بر وضعیت اقلیم در سراسر جهان مطالعات زیادی انجام شده است. Wu et al (2016) در بررسی اثرات سامانه پرفشار سیبری بر الگوی باد قطب شمال نشان دادند که الگوی باد قطبی ارتباط معنی‌داری با شدت پرفشار سیبری را تجربه کرده است. به‌طوری که طی دهه‌های اخیر خصوصاً از اواخر دهه ۱۹۸۰به بعد این رابطه تقویت شده است. Hongxia et al (2019) به بررسی تغییرات هسته پرفشار سیبری در طول زمستان و تأثیر آن بر دمای شرق آسیا پرداختند. نتایج نشان داد که وقتی SH در مرحله منفی باشد، آسیای شرقی گرم‌تر از حد معمول است، برعکس آسیای شرقی وقتی SH در مرحله مثبتی است سردتر می‌باشد. وقتی SH در شمال قوی باشد و در جنوب ضعیف باشد، الگوی گردشی در فاز مثبت AO است، ضعیف جریان جت معتدل منجر به شرایط گرم‌تر در شمال‌شرقی شرق آسیا می‌شود، اما وقتی SH در جنوب ضعیف باشد، شمال‌شرقی شرق آسیا سردتر است. در همین رابطه Liu & Zhu (2020) اثرات متنوع از پرفشار سیبری بر دمای هوا در شمال شرقی چین در فصل زمستان را مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که این سامانه در دو حالت بر دمای زمستانه شمال شرقی چین تاثیر دارد. قوی‌ترین حالت آن زمانی می‌باشد که یک پرفشار سیبری قوی‌تر با جهت شرقی در حال گسترش با فرورفتگی شرق آسیا (EAT) همراه باشد که در چنین حالتی منجر به زمستان سردتر در شمال‌شرقی چین می‌شود. پرفشار سیبری به دلیل این‌که بر اقلیم تاثیر می‌گذارد مطالعات زیادی را به‌خود اختصاص داده است به‌طوری که در سطح خارجی این مطالعات بیش‌تر جنبه بررسی کمی و توصیفی این سامانه را داشته است. این در حالی می‌باشد که در سطح داخلی اثرات این سامانه بیش‌تر جنبه تحلیل توصیفی داشته و کم‌تر به تحلیل کمی آن پرداخته شده است. برای مثال Fatah Nia et al (2018) در بررسی سامانه پرفشار سیبری و اثر آن بر عناصر اقلیمی دما و بارش ایران نشان دادند که فرابار سیبری در ماه دسامبر در شرایط شدت فعالیت، کل ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بیشینه فشار سیبری با حدود ۱۰۳۰ هکتوپاسکال در ماه ژانویه اتفاق می‌افتد. از ماه دسامبر تا ژانویه ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شرق مدیترانه قرار گرفته، اما از این ماه به بعد اندکی به سمت غرب عقب‌نشینی می‌کند. در مطالعه‌ای دیگر Ahmadi Hojjat et al

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

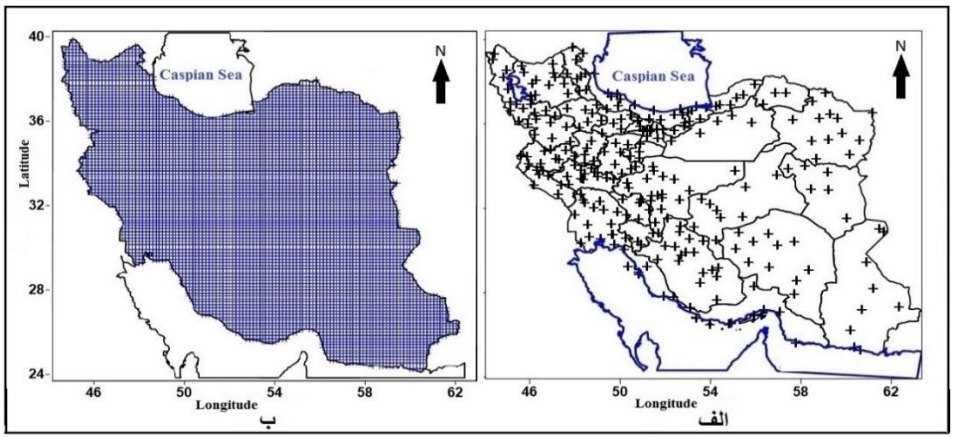
(2013) در بررسی روند تغییرات پُرفشار سیبری و تاثیر آن بر میدان‌های هواشناختی در بازه زمانی ۱۹٤۸تا ۲۰۰۸ نشان دادند که پُرفشار سیبری یک پدیده محدود به سطوح پایین جوّ نیست و با جریان‌های هوا در سطوح فوقانی جوّ نیز در ارتباط است. برای نمونه، می‌توان به تقویت جت جنب‌حاره‌ای در شرق آسیا و دریای مدیترانه، وجود یک قطار موج از شرق اقیانوس اطلس تا غرب اقیانوس آرام به شکل مقادیر مثبت و منفی ضرایب همبستگی بین شاخص پُرفشار سیبری و ارتفاع ژئوپتانسیلی سطوح میانی و بالاتر جوّ اشاره کردند. در همین رابطه Nazari pour and Rigi (2015) در بررسی اندرکنش سامانه کم‌فشار اسکاندیناوی با سامانه‌های فشار زیاد سیبری-اروپا و شمال غرب ایران (پرفشار تلفیقی) در رخداد موج یخبندان آذر ۱۳۸۲ در ایران نشان دادند که سامانه فشار زیاد ترکیبی (پرفشار اروپا، پرفشار شمال‌غرب ایران و پرفشار سیبری) در اندرکنش با سامانهٔ کم‌فشار اسکاندیناوی سبب رخداد و دوام موج یخبندان مزبور بوده است. نوع آرایش مکانی سامانهٔ کم‌فشار اسکاندیناوی نقش بارزی در شکل‌گیری، دوام، شدت و از هم‌گسیختگی سامانهٔ پرفشار ترکیبی دارد. در همین رابطه Safar Rad et al (2015) در مطالعه‌ای به تغییرپذیری شدت پرفشار سیبری در دوره تشدید گرما پرداختند. نتایج آن‌ها نشان داد که موقعیت پرفشار سیبری از سال ۱۹۷۳ به بعد (تشدید گرمایش جهانی) تضعیف شده و دامنه تغییرات سالانه آن نسبت به دوره قبل کاهش محسوسی داشته است که بیش‌تر تحت تاثیر کاهش مقادیر حداکثر (SHI) بوده است. همان‌طور که مشاهده شده است با توجه به اهمیت این سامانه و این‌که تقریبا بر سرتاسر اقلیم اوراسیا نقش تعیین کننده دارد با وجود این‌که مطالعات بسیار زیادی در رابطه با این سامانه انجام شده است اما هنوز این سامانه و تغییرات آن مورد توجه محققان بوده است. در رابطه با این سامانه در ایران مطالعات صورت گرفته است اما عمده این مطالعات بیش‌تر جنبه توصیفی این سامانه را در برگرفته است. از این رو در این مطالعه سعی شده است که در راستای تکمیل کار محققان داخلی واکاوی وضعیت دمای زمستانه در زمان حاکمیت و عدم حاکمیت پرفشار سیبری در ایران به کمک روش‌های تحلیل خوشه‌ای و اعتبار سنجی آن مورد بررسی و تحلیل قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

هدف از این مطالعه واکاوی وضعیت دمای زمستانه ایران در زمان حاکمیت پرفشار سیبری در ایران‌زمین می‌باشد. برای این منظور داده‌های دمای روزانه زمستان(در اینجا فصل زمستان براساس سال شمسی خورشیدی یعنی ماه‌های دی، بهمن و اسفند در نظر گرفته شده است. هر چند این سامانه در فصل زمستان اقلیم دمایی ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهد (اما از آنجای که اوج تاثیرگذاری این سامانه در فصل زمستان می‌باشد در این مطالعه فصل زمستان مورد بررسی قرار گرفت) برای ۲۸۳ ایستگاه سینوپتیکی کشور برای طول دوره آماری ۱۳٤۱ تا ۱۳۹۰ داده‌ها از سازمان هواشناسی کشور استخراج گردیده است (شکل ۱). این گروه از داده‌ها از طریق میان‌یابی مقادیر ایستگاهی بارش روزانه برای دوره‌ی آماری ۱۳٤۱ تا ۱۳۹۰ به‌دست آمد. داده‌های این پایگاه دارای تفکیک مکانی ۱۵× ۱۵ کیلومتر بوده و در قالب سیستم تصویر لامبرت مخروطی میان‌یابی شده است و با آرایش S (زمان در سطرها و مکان در ستون‌ها) مرتب شده و به‌عنوان پایگاه داده‌ای مورد استفاده قرار گرفت.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]



شکل ۱: توزیع فضایی ایستگاه‌های مورد مطالعه

Figure 1: Spatial distribution of the studied stations

سپس به‌منظور استخراج الگوی پرفشار سیبری داده‌های تراز دریا محدوده جغرافیایی ۱۰- تا ۱۰۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی از پایگاه وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالت متحده آمریکا استخراج گردیده است. از این‌رو در این پژوهش تغییرات زمانی پرفشار سیبری در تراز SLP با استفاده از داده‌های روزانه فشار تراز دریا از پایگاه داده (NCEP/NCAR) و با تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی در یک دوره زمانی ۵۰ ساله بررسی شد. بنابراین برای فصل زمستان اگر هر سال ۸۹ روز در نظر گرفته شود در مجموع طی دوره مورد مطالعه تعداد روزهای زمستان به ٤٤٥٠ روز خواهد رسید که متناظر با این روزها، داده‌های فشار تراز دریا استخراج شده است. در نهایت ماتریس نهایی به ابعاد ۱۲۵۳×٤٤٥٠ خواهد بود. سپس با اجرای تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار تراز دریا الگوی پرفشار سیبری شناسایی و استخراج گردید. لازم به ذکر است در این مطالعه الگوی پرفشار سیبری به‌طوری مجزا در نظر گرفته‌شده است و از تأثیر تلفیقی این سامانه صرف‌نظر شده است و صرفاً روزهایی موردبررسی قرار گرفتند که به‌تنهایی، پرفشار سیبری بر اقلیم ایران تأثیر گذاشته است (در این مورد تک‌تک روزها به‌صورت چشمی کنترل شده است که حدود سه ماه طول کشید تا همه روزهای استخراج شده کنترل شوند). علاوه بر آن هسته مرکزی این سلول در محدوده ۲۰ تا ٦۰ درجه عرض شمالی و ۲۰ تا ۱۰۰ درجه شرقی قرارگرفته باشد Yousefi & Azizi, 2007; Mohammad Nejad et al., 2009; Ahmadi Hojjat et al., 2012; Gong & Ho, 2002). با در نظر گرفتن این شرط ۱۲۲۳روز شناسایی و وضعیت دمای زمستانه ایران به‌صورت ماهانه در زمان حضور و عدم حضور این سامانه مورد بررسی قرار گفت. بعد از استخراج این روزها، مجدداً به‌صورت چشمی همه این ۱۲۲۳ روز مورد بررسی قرار گرفتند با در نظر گرفتن این شرایط از بین ۱۲۲۳ روز در نهایت ۱۲۰۳روز انتخاب و مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. بنابراین وضعیت دما در زمان ۱۲۰۳ روز به‌عنوان حضور پرفشار سیبری در نظر گرفته شده و روزهای غیر از ۱۲۰۳ روز به‌عنوان عدم حضور این سامانه در نظر گرفته شده است. به‌منظور اعتبارسنجی الگوی پرفشار سیبری ناشی از تحلیل خوشه‌ای، از روش‌های اعتبارسنجی از جمله دیویس-بولدین (DBI)، شاخص سیلهوته (SI)، تحلیل تابع تشخیصی(DFA) و تحلیل کامینز (K-M) بهره گرفته شده است. در این

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

شاخص‌ها چنان چه بالای ۹۰ درصد از یافته‌ها به‌طور صحیح شناسایی‌شده باشند بیانگر تائید تحلیل خوشه‌ای در شناسایی پرفشار سیبری می‌باشد (Defays, 1977; Esther et al., 1996). این شاخص‌ها نشان دادند که این سامانه به‌خوبی شناسایی‌شده است. شاخص اعتبارسنجی دیویس-بولدین تابعی از نسبت مجموع پراش درون دهه‌ای خوشه به فاصله بین خوشه‌هاست که براساس تعداد خوشه‌ها و فاصله داده‌های خوشه‌ای از مرکز خوشه براساس رابطه زیر قابل‌محاسبه می‌باشد.

$$DB = \frac{1}{n}\sum_{\substack{i=1 \\ j\neq j}}^{n} \max\left\{\frac{S_n(Q_i) + S_n(Q_j)}{S(Q_i, Q_j)}\right\}$$ معادله (۱)

که دران n تعداد خوشه‌هاست و S_n میانگین فاصله داده‌های خوشه‌ای از مرکز خوشه و $S(Q_i, Q_j)$ فاصله بین مراکز خوشه‌هاست. بنابراین هنگامی که درون خوشه به هم نزدیک و خوشه‌ها از یکدیگر دور باشند این نسبت کوچک می‌شوند. مقدار کوچک شاخص اعتبارسنجی دیویس–بولدین نمایش خوشه‌بندی معتبر است (Huth et al., 2008). روش اعتبار سیلهوته براساس میانگین فاصله هریک از نمونه‌های یک خوشه با تمام نمونه‌های موجود در همان خوشه و میانگین فاصله کل نمونه موجود در خوشه‌های دیگر با یک خوشه مشخص تعریف می‌شود (Frey and Dueck, 2007). براساس این دیدگاه برای هر خوشه میزان پراکندگی و همبستگی داده‌ها تعیین می‌شود که مقادیر بیشینه این شاخص برای تعیین تعداد بهینه خوشه به‌کار می‌رود.

$$S(i) = \frac{(b(i) - a(i))}{\max\{b(i), a(i)\}}$$ معادله (۲)

در این رابطه $a(i)$ نمایانگر تشابه نداشتن یک نمونه با نمونه‌های دیگر در یک خوشه و $b(i)$ نمایانگر تشابه نداشتن یک نمونه نسبت به همه نمونه‌ای موجود در خوشه‌ای دیگر (نزدیک‌ترین خوشه‌ها) می‌باشد. مقدار شاخص‌های اعتبارسنجی سیلهوته بین ۱ تا ۱- در متغیر است در صورتی‌که این شاخص برابر ۱ باشد نمایانگر این است که خوشه‌بندی به‌درستی صورت گرفته است. اگر مقدار شاخص نزدیک صفر باشد این بدین معناست که نمونه را می‌توان به یک خوشه نزدیک‌تر نسبت داد و نحوه قرارگیری نمونه از دو خوشه به یک اندازه دور است. درصورتی‌که این شاخص برابر ۱- شد این بدین معناست که خوشه‌بندی به‌درستی صورت نپذیرفته است. یکی دیگر از روش‌های اعتبارسنجی که در این تحقیق استفاده شده است روش کامینز (K-M) می‌باشد. این روش یکی از روش‌های خوشه‌بندی داده‌ها در داده‌کاوی است. این روش علی‌رغم سادگی آن یک روش پایه برای بسیاری از روش‌های خوشه‌بندی دیگر محسوب می‌شود. برای این الگوریتم شکل‌های مختلفی بیان شده است. ولی همه آن‌ها دارای روالی تکراری هستند که برای تعدادی ثابت از خوشه‌ها سعی در به‌دست آوردن نقاطی به‌عنوان مراکز خوشه‌ها این نقاط در واقع همان میانگین نقاط متعلق به هر خوشه هستند (Achtert et al., 2006 and 2007). در نوع ساده‌ای از این روش ابتدا به تعداد خوشه‌های مورد نیاز نقاطی به‌صورت تصادفی انتخاب می‌شود. سپس در داده‌ها با توجه با میزان نزدیکی (شباهت) به یکی از این خوشه‌ها نسبت داده می‌شوند و بدین ترتیب خوشه‌های

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

جدیدی حاصل می‌شود. با تکرار همین روال می‌توان در هر تکرار با میانگین‌گیری از داده‌ها مراکز جدیدی برای آن‌ها محاسبه کرد و مجدداً داده‌ها را به خوشه‌های جدید نسبت داد. در الگوریتم (k-M) ابتدا k عضو (که k تعداد خوشه‌ها است) به‌صورت تصادفی از میان n عضو به‌عنوان مراکز خوشه‌ها انتخاب می‌شود. سپس n-k عضو باقیمانده به نزدیک‌ترین خوشه تخصیص می‌یابند (Böhm et al., 2004). این کار تا زمانی که مراکز خوشه‌ها ثابت بماند ادامه می‌یابد. همچنین به‌منظور صحت و ارزیابی گروه‌بندی حاصل خوشه‌بندی از تحلیل ممیزی (تابع تشخیص) استفاده شد. از این روش زمانی استفاده می‌شود که تعداد گروه‌ها معلوم باشند در واقع یک نوع آزمون برای تشخیص درست گروه‌بندی می‌باشد. تحلیل تشخیصی ابتدا به‌طور خودکار اولین تابعی را که گروه‌ها را از هم دیگر تفکیک خواهد کرد انتخاب می‌کند سپس تابع دومی را انتخاب می‌کند که با تابع اولی ارتباط نداشته باشد. همین‌طور ادامه می‌دهد تا حداکثر تعداد تابع براساس تعداد متغیرهای مستقل و تعداد طبقات متغیر وابسته به‌دست آید. یا به‌عبارت‌دیگر، آنالیز تشخیصی راهکاری است برای این‌که متغیرها را در قالب گروه‌های مجزا از هم تفکیک کنیم. هدف کلی تحلیل ممیزی به‌وجود آوردن ترکیب خطی بین متغیرها که از آن برای گروه‌بندی استفاده می‌شود. ترکیب خطی متغیرها به‌صورت زیر است:

$$l = B_1X_1 + B_2X_2 \dots B_PX_P$$ معادله (۳)

مقدار به‌دست‌آمده برای l تعیین‌کننده انتصاب فرد به گروه مشخص است همچنین X_1، X_2 و X_P نشان‌دهنده گروه اندازه‌گیری‌های حاصل برای هر تغییر انتخاب‌شده می‌باشد. B_1، B_2 و B_P مثل ضرایب B در رگرسیون می‌باشند. ازاین‌رو می‌توان گفت که تحلیل ممیزی شبیه رگرسیون خطی چند متغیره می‌باشد با این تفاوت که در رگرسیون خطی متغیر وابسته در سطح فاصله نسبی است اما در تحلیل تشخیصی مقیاس متغیر وابسته اسمی دو یا چندوجهی می‌باشد.

جدول ۱- نتایج حاصل از روش‌های اعتبارسنجی برای شناسایی سامانه پرفشار سیبری

Table 1- Results of validation methods for identifying Siberian high pressure system

شاخص	SI	DBI	k-M	DFA
مقدار خطا (به درصد)	**۲/۳**	**۳/۸**	**۳/۱**	**۱/۵**

یافته‌ها و بحث

جدول (۲) بعضی از مشخصات مکانی دما در زمان حضور یا عدم حضور پرفشار سیبری را در فصل زمستان نشان می‌دهد. همچنین جدول (۲) فراوانی وقوع سامانه پرفشار سیبری را طی ماه‌های دی و بهمن و اسفند در سال‌های مختلف نشان می‌دهد. میانگین دمای زمستان در ایران به‌طور متوسط ۷/۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد در حالی که با سیطره پرفشار سیبری این مقدار به ۱/۱ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. این بیانگر این است که حضور پرفشار سیبری بیش‌تر سبب ریزش هوای سرد و خشک می‌گردد به‌طوری‌که میانگین دمای ۰۲/ و ۰/۲ درجه سانتی‌گراد دی و بهمن در زمان حاکمیت پرفشار سیبری بر اقلیم ایران تأییدی بر گفته فوق می‌باشد از طرفی دیگر فراوانی وقوع این سامانه

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

در ماه دی و بهمن تأییدی دیگر بر این ادعاست (جدول ۲). براساس جدول (۲) بیش‌ترین فراوانی وقوع سامانه پرفشار سیبری در دی‌ماه (با ۲۰ بار در سال) در سال ۱۳۷۰ رخ‌داده است.

جدول ۲- جدول مشخصات مکانی در زمان عدم حضور پرفشار سیبری

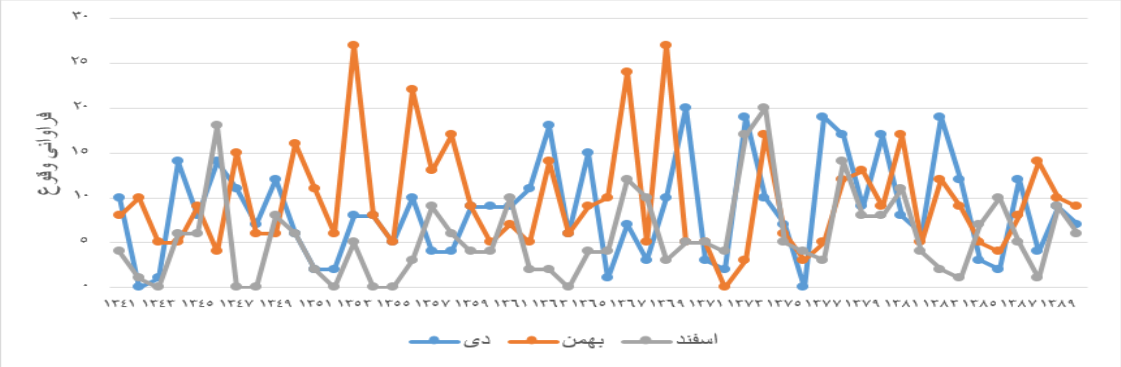
Table 2- Spatial specifications temperature during absence of Siberian high pressure

	زمستان در زمان عدم حاکمیت پرفشار سیبری			
	زمستان	دی	بهمن	اسفند
میانگین	۷/۸	۵/۹	٦/٦	۱۰/۸
میانه	۷/۲	۵/۲	٦/۱	۱۰/٤
مد	۱٤/۵	٤/۹	٦/۵	۱۰/٤
واریانس	۲۵/۹	۵/٦	۲۸/۲	۲٤/٦
انحراف معیار	۵/۱	۵/۱	۵/۳	۵
ضریب تغییر	٦۵/٤	۸٤/۵	۸۰	٤۵/۹
دامنه تغییر	۲٤	۲٤/۷	۲۵	۲۲/۵
چولگی	٤	۰/۵	۰/۳	۰/۳
کشیدگی	۲/٦	۲/۸	۲/٦	۲/٤
بیشینه	۲۰/۷	۱۹/۸	۲۰	۲۲/۷
کمینه	-۳/۳	-٤/۹	-۵	۰/۲
چارک اول	٤/۳	۲/٦	۳/۱	۷/۳
چارک دوم	۷/۲	۵/۲	٦/۱	۱۰/٤
چارک سوم	۱۷/۳	۱۵/۸	۱٦/٤	۱۹/۹
میانگین	۱/۱	۰/۲	۰/۲	٤/٤
میانه	۰/۵	-۰/۸	-۰/۳	٤
مد	-۸/۹	-٤/٤	-۳/۵	-۱/۱
واریانس	۲۳/۹	۲۳/۱	۲٦/٦	۲۱/٤
انحراف معیار	٤/۹	٤/۸	۵/۲	٤/٦
ضریب تغییر	٤٤۰/۲	۱۷٦۲٦/۲	۲۸۱۸/۳	۱۰٤/۲
دامنه تغییر	۲۵/۲	۲۵/٤	۲٦/۳	۲۳/۷
چولگی	۰/٦	۰/۸	۰/۵	۰/٦
کشیدگی	۳	۳/۲	۲/۹	۲/۹
بیشینه	۱٦/۳	۱۵/۷	۱۵/۷	۱۸/٦
کمینه	-۸/۹	-۹/۸	-۱۰/٦	-۵/۱
چارک اول	-۲/٤	-۳/٤	-۳/٤	۱
چارک دوم	۰/۵	-۰/۸	-۰/۳	٤
چارک سوم	۱۰/۷	۹/۷	۱۰/۱	۱۳/۵

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

افت خیز روزانه دما با توجه به اختلاف نمایه‌های مرکزی در زمان حاکمیت پرفشار سیبری از تغییرات زمانی و مکانی زیادی برخوردار است به‌طوری‌که ضریب تغییرات زیاد دما تأییدی بر گفته فوق می‌باشد. با این‌حال چولگی و کشیدگی دما در زمان حضور و عدم حضور پرفشار سیبری مثبت می‌باشد و این بیانگر این است که در فصل زمستان در زمان حضور یا عدم حضور پرفشار سیبری پهنه‌های بیش‌تری از ایران دارای دمای کم‌تر از میانگین می‌باشد که بیش‌تر نیمه‌های شمالی ایران را در برمی‌گیرید. بنابراین در مجموع فراوانی وقوع پرفشار سیبری در بهمن ما بیش‌تر می‌باشد (جدول ۲). این در حالی می‌باشد که Masoudian (2012) در مطالعه خود نشان داد که بیش‌ترین فراوانی وقوع سامانه پرفشار سیبری در فصل زمستان در دی و بهمن‌ماه می‌باشد.



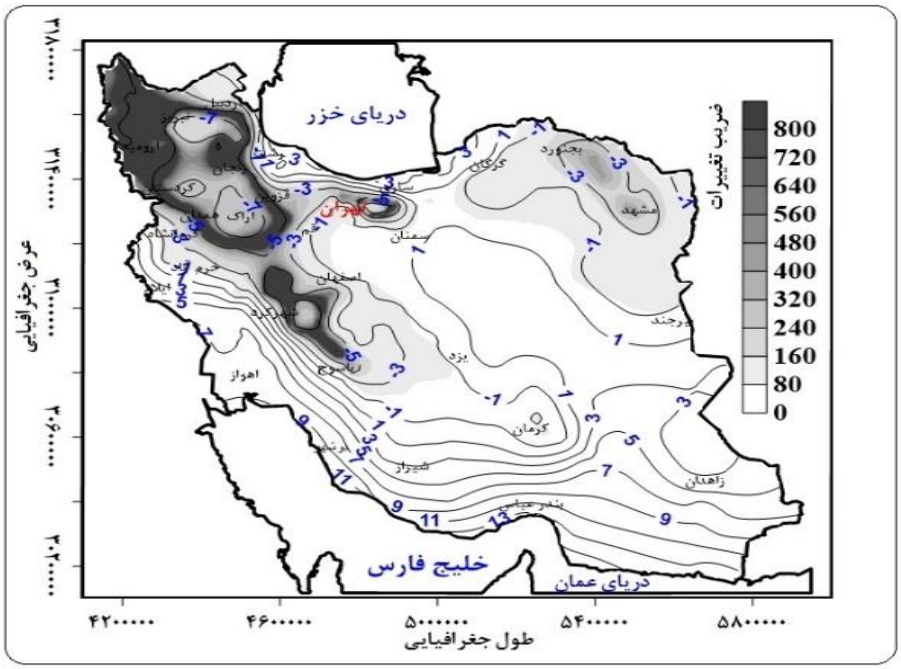
شکل ۲: فراوانی پرفشار سیبری در طول ماه‌های زمستان

Figure 3: The frequency of Siberian highs during the winter months

حداقل میانگین روزانه دما در زمان حاکمیت پرفشار سیبری با ۱۰/٦- درجه سانتی‌گراد در ماه بهمن مشاهده‌شده است (جدول ۲). این در حالی می‌باشد که در زمان عدم حضور این پرفشار این مقدار به ۵- درجه سانتی‌گراد رسیده است. بااین‌حال در ماه اسفند به نظر می‌رسد که از شدت پرفشار سیبری کاسته شده است به‌طوری‌که نسبت به ماه‌های دی و بهمن در زمان حاکمیت این سامانه دمای ۵- درجه را تجربه کرده است که نسبت به دو ماه دیگر کمی گرم‌تر به نظر می‌رسد بااین‌وجود در زمان عدم حاکمت میانگین دمای اسفند ۱۰/۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (جدول ۲). با این‌حال فراوانی کم‌تر پرفشار سیبری تأییدی دیگر بر این ادعاست به‌طوری‌که که در زمان حاکمت پرفشار سیبری دمای اسفند کم‌تر تحت تأثیر قرار گرفته است (شکل ۲). به‌منظور بررسی و تحلیل دقیق‌تر اثرات سامانه پرفشار سیبری بر توزیع مکانی دمای زمستانه ایران، میانگین و ضریب تغییرات مکانی دما در فصل زمستان و ماه‌های دی، بهمن و اسفند در زمان حضور و عدم حضور پرفشار سیبری در شکل‌های ۲، ۳ و ٤ آورده شده است. توزیع مکانی میانگین دما در زمان حضور پرفشار سیبری بیانگر این است که در فصل زمستان تقریباً در نیمی از کشور دما کم‌تر از صفر درجه سانتی‌گراد می‌باشد؛ برای مثال میانگین دما در نیمه شمال شرقی کشور به ۳- درجه سانتی‌گراد رسیده است (شکل ۳) در حالی که شمال‌شرق ایران در عدم حضور پرفشار سیبری دارای میانگین معادل ٤ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ٤). از این‌رو با توجه به ماهیت خشک بودن پرفشار سیبری (Alijani, 2006)، می‌توان

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

گفت که سیطره این پرفشار باعث کاهش شدید دمای زمستانه ایران شده است و در اکثر نقاط ایران زمینه رخداد یخبندان را فراهم کرده است به طوری‌که به سبب گستردگی، این سامانه از بازیگران اصلی نیمه سرد سال در اوراسیا به‌شمار می‌آید (Masoudian, 2012). بررسی تحلیل همدید امواج سرمایشی ایران نشان داده که الگوی حاکم بر موج‌های سرمای شدید الگوی پرفشار سیبری بوده است؛ به‌طوری‌که پرفشار سیبری با هجوم به عرض‌های پایین، هفت موج سرمایی شدید و نادر را به منطقه موردمطالعه تحمیل نموده است هم‌زمان با نفوذ و گسترش زبانه پرفشار سیبری به منطقه، در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو، فرازهای تا ارتفاع ۵۸۰۰ متر تشکیل شد که ریزش هوای سرد در امتداد شرقی این فرازه‌ها توجیه می‌کند (Karimi et al., 2014).



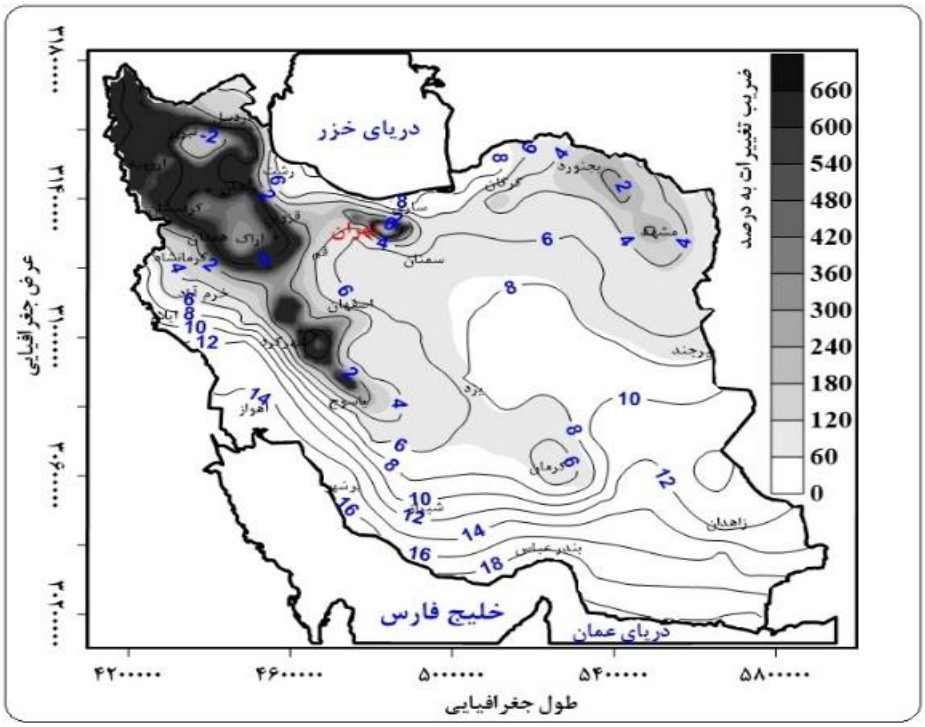
شکل ۳: میانگین و ضریب تغییرات فصل زمستان در زمان حضور پرفشار سیبری

Figure Figure 4: Average and coefficient of variation of winter season at the time presence of Siberian high pressure

با توجه به این‌که این سامانه عمدتاً از شمال‌شرق ایران اقلیم ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Masoudian, 2012). اما مشاهده می‌شود که دما در شمال‌غرب ایران به کم‌ترین مقدار خود نسبت به سایر نواحی دیگر می‌رسد (شکل ۳). در زمان عدم حضور سامانه پرفشار سیبری دما شمال‌غرب ایران به کم‌تر از صفر درجه سانتی‌گراد رسیده است به‌طوری‌که حتی میانگین روزانه ۲- درجه سانتی‌گراد هم مشاهده می‌شود (شکل ٤). این موضوع بیانگر این است که ارتفاع نقش مؤثری در توزیع و پراکنش دما ایران دارد (Abbasi et al., 2010). در حالی که بعضی از محققان در بررسی تغییرات دما ایران نشان داده‌اند که تغییرات دما منطبق بر ارتفاعات و ناهمواری‌ها از روند کاهشی برخوردار بودند که تأییدی بر یافته این تحقیق می‌باشد (Abbasi and Smari, 2011). دمای فصل زمستان در نواحی مرکزی ایران به ۸ الی ۱۰ درجه سانتی‌گراد رسیده است این در حالی است که در زمان حضور این سامانه دمای نواحی

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

مرکزی ایران به ۱- درجه سانتی‌گراد رسیده است. بنابراین پرفشار سیبری بر هوای عرض‌های پایین‌تر نیز تأثیر می‌گذارد. این توده هوا می‌تواند بر چرخندها و سامانه‌های کم فشار تأثیر گذاشته و از فعالیت آن‌ها بکاهد و هوای خشک و آرامی را در شمال اروپا و روسیه و شمال کانادا ایجاد کند و به سمت عرض‌های پایین‌تر ازجمله ایران تأثیر می‌گذارد. در مجموع در زمان حضور پرفشار سیبری بر اقلیم ایران در فصل زمستان ۸/۷ درصد از مساحت ایران دارای میانگین بین ۵- تا ۱۱- درجه سانتی‌گراد بوده است که نواحی شمال‌غرب ایران و امتداد کوه‌های زاگرس را شامل می‌شود (شکل ۳). با این وجود بیش‌تر مساحت ایران دارای میانگین دمای روزانه بین ۰ تا ۵- درجه سانتی‌گراد می‌باشد (جدول ۳). در موقع عدم حضور پرفشار سیبری وضعیت دمای زمستانه ایران متفاوت می‌باشد به‌طوری‌که بیش‌تر مساحت (تقریباً ۷۰ درصد) ایران دارای میانگین دمایی بالاتر از ۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ٤). این مناطق به‌صورت نواری ساحل خلیج‌فارس، بخش‌های از جنوب‌غرب و بخش‌های زیادی از نواحی مرکزی و جنوب‌شرق ایران را شامل می‌شود (شکل ٤). در حالی که تنها ۵/۳ درصد از مساحت ایران در زمان عدم حضور سامانه پرفشار سیبری دارای میانگین دمایی ۰ تا ۵- درجه سانتی‌گراد می‌باشد.



شکل ٤: میانگین و ضریب تغییرات فصل زمستان در زمان عدم حضور پرفشار سیبری

Figure 4: Average and coefficient of variation of winter season at the time absence of Siberian high pressure

ازاین‌رو می‌توان گفت که پرفشار سیبری نقش به سزایی در سرماهای فراگیر ایران و جهان داشته است. به‌طوری‌که این سامانه پس از مدت کوتاهی از محل تشکیل خود حرکت می‌کند و هنگام حرکت به سمت عرض‌های پایین‌تر

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

دمای مسیر خود را کاهش می‌دهد (Ding and Krishnamurti, 1987). کما این‌که Halbian and Shepherd (2012) نشان دادند که سامانه پرفشار سیبری تقریباً در ۹۳ درصد از پراکنش دمای کمینه ایران نقش دارد.

جدول ۳- طبقات میانگین و ضریب تغییرات دما در شرایط حضور و عدم حضور پرفشار سیبری

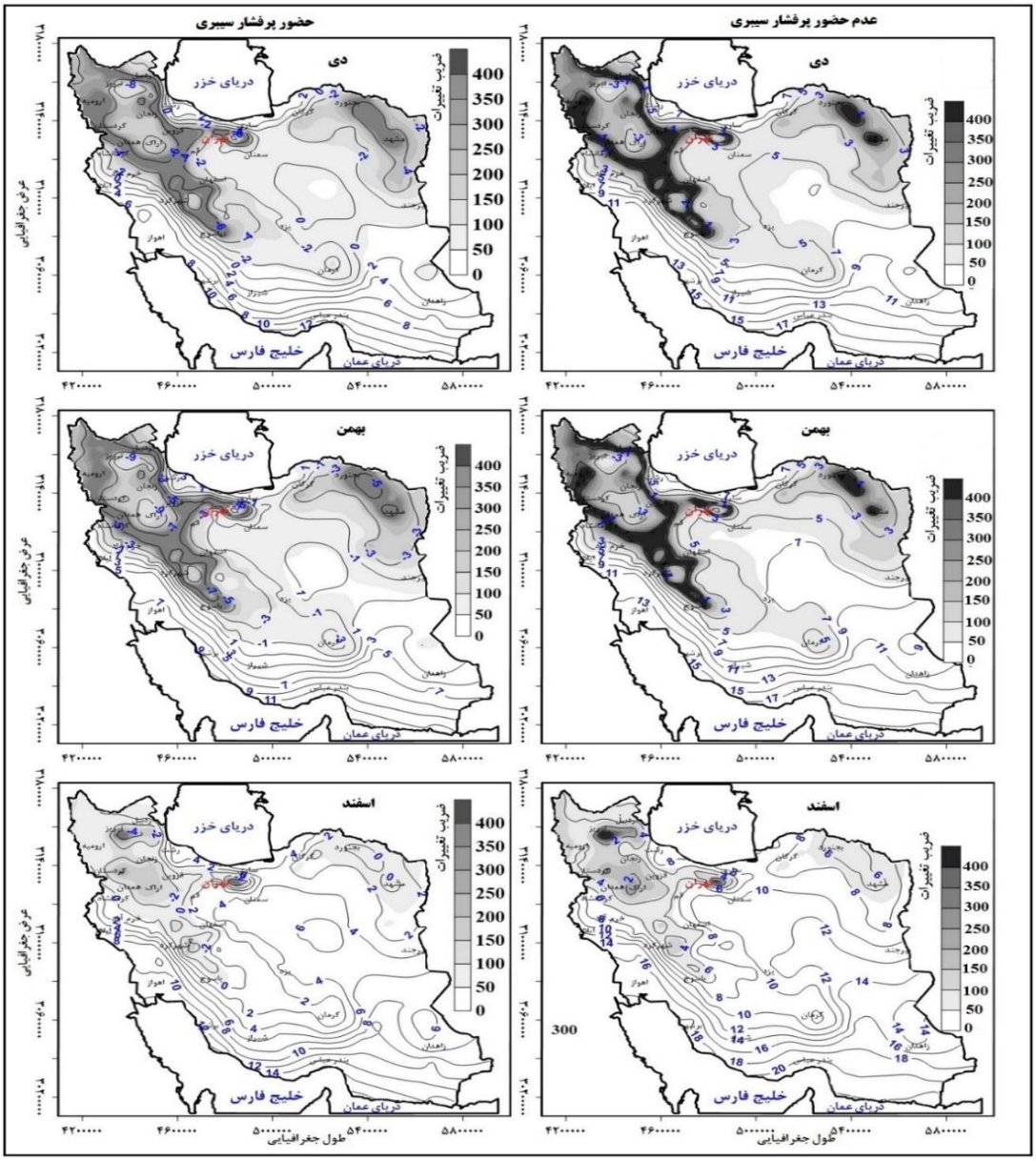
Table 3- Average classes and coefficients of temperature variations in the presence and absence of Siberian high pressure

طبقات میانگین دما	مساحت تحت پوشش به درصد	
	با حضور پرفشار سیبری	عدم حضور پرفشار سیبری
۱۱- تا ۵-	۸/۷	۰
۵- تا ۰	۳۷/۲	۵/۳
۰ تا ۵	۳٤	۲۵/٦
بزرگ‌تر از ۵	۲۰/۱	٦۹/۱
طبقات ضریب تغییرات مکانی		
۰ تا ۳۰	۲۰/۲	۱۹/٦
۳۰ تا ٦۰	۲۸/۵	۲۹/٦
٦۰ تا ۹۰	۱۷/۸	۲۰/۳
بزرگ‌تر از ۹۰	۳۳/۵	۳۰/۵

به‌منظور بررسی و تحلیل دقیق‌تری از فعالیت پرفشار سیبری و اثر آن بر اقلیم ایران، توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات دمایی در ماه‌های دی، بهمن و اسفند در زمان حضور و عدم حضور پرفشار سیبری (شکل ۵) نمایش داده شده است. توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات در دی‌ماه در موقعی که پرفشار سیبری بر اقلیم ایران حاکم است بیانگر این است که میانگین دمایی ایران در اکثر نقاط به‌ویژه در عرض‌های بالاتر زیر صفر درجه سانتی‌گراد می‌باشد دراین‌بین دما در امتداد کوه‌های زاگرس به کم‌ترین مقدار خود رسیده است به‌طوری‌که میانگین دمای روزانه در این بخش از کشور به ٦- تا ۸- درجه سانتی‌گراد هم رسیده است (شکل ۵). در حالی که همین مناطق در زمان عدم حضور پرفشار سیبری میانگین دمای روزانه ۳- درجه سانتی‌گراد را تجربه کرده است. بنابراین در این بخش از کشور (امتداد کوه‌های زاگرس و ارتفاعات شمال غرب) همان‌طوری که هم ذکرشده است عوامل محلی و عوامل بیرونی نقش به سزایی در کاهش دمای این منطقه دارد با این‌حال عوامل بیرونی به‌ویژه پرفشار سیبری در کنار عوامل درونی (عرض جغرافیایی و ارتفاعات) نقش زیادی را در یخبندان‌ها و امواج سرمایی شمال غرب را بازی می‌کنند (Zolfaghari, et al., 2012؛ Hejazi Zadeh and Naserzadeh, 2005؛ Hezbar and Alijani, 2007). در بهمن‌ماه با حضور پرفشار سیبری میانگین دمای روزانه نسبت به دما کمی کاهش پیداکرده است به‌طوری‌که دما در مناطق شمال غرب به ۹- و در شمال شرق به -۵ درجه سانتی‌گراد رسیده است که نسبت به دی‌ماه به ترتیب این مناطق ۲- و ۳- درجه سانتی‌گراد کاهش داشته‌اند. بااین‌حال در نیمه جنوبی کشور دما به ۱۱ درجه سانتی‌گراد هم می‌رسد. در حالی که میانگین دمای زمستانه در این مناطق از ۱۳ تا ۱۷ درجه سانتی‌گراد در تغییر است. دامنه ضریب تغییرات مکانی در زمان حضور و عدم حضور پرفشار سیبری تغییرات قابل محسوسی نداشته است (شکل ۵).

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]



شکل ۵: توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات دما در زمان حضور و عدم حضور پرفشار سیبری

Figure 5: Spatial distribution of mean and temperature coefficients of variation in presence and absence of Siberian high pressure

برای مثال ضریب تغییرات مکانی دما چه در زمان حضور و چه در زمان عدم حضور پرفشار سیبری امتداد کوه‌های زاگرس و ارتفاعات شمال‌غرب ایران از ضریب تغییرات مکانی زیادی برخوردار بوده است. در اسفندماه میانگین دمای روزانه زمستانه چه در زمان حضور و چه در عدم حضور پرفشار سیبری افزایش قابل محسوسی داشته است ولی با این‌وجود در این ماه در ارتفاعات شمال‌غرب در زمان حضور پرفشار سیبری به ۲- درجه سانتی‌گراد هم می‌رسد. با این حال به نظر می‌رسد این سامانه تحت تاثیر افزایش گرمایش جهانی به سمت دوره‌های اخیر از شدت آن کاسته شده است. کما این‌که روند گرمایش جهانی از اواسط دهه‌ای ۱۹۷۰ به بعد که رو به افزایش گذاشت همزمان با آن تغییرات میانگین فشار تراز دریا در نیمکره شمالی و تغییرات معنادار چرخه‌های جوی در بسیاری از

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

نواحی جهان گزارش شده است (Wang et al., 2007; Trent Berth and Hurrel, 1994; Nakamura et al., 1997). از این‌رو شواهدی بسیار زیادی نشان داد که افزایش گرمایش جهانی شدت سامانه پرفشار سیبری را کاهش داده است و به‌تبع آن میزان تاثیرگذاری آن بر وضعیت اقلیم اوراسیا به‌ویژه دما کاسته شده است Romanić et al., (2014) به‌طوری که همان طوری که هم اشاره شده است این وضعیت در دمای ایران محسوس می‌باشد. بنابراین در مجموع می‌توان گفت که دما در شمال‌شرق و شمال‌غرب ایران بیش‌تر از حضور پرفشار سیبری متأثر می‌باشد. این در حالی است که بسیاری از محققان منشأ یخبندان‌های شمال‌شرق را بیش‌تر وزشی می‌دانند. پرفشار مهاجر سیبری از اهمیت زیادی برخوردار است به‌طوری‌که در زمان حاکمیت این سامانه، هوای سرد از شمال غرب و شمال شرق وارد ایران شده و سبب سرمایش در این مناطق می‌شود (Alijani et al., 2011, Masoudian and Darand, 2013, Fatahi et al., 2009). طبقات دمایی در زمان حضور و عدم حضور پرفشار سیبری متفاوت می‌باشد. برای مثال در دی‌ماه در زمان حضور پرفشار سیبری بیش‌تر مساحت کشور دارای طبقات دمایی بین ۰ تا ۵- درجه سانتی‌گراد می‌باشد در حالی که در عدم حضور این سامانه بین ۰ تا ۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (جدول ٤). در بهمن‌ماه شرایطی مشابه با دی ماه دارد با این تفاوت که مساحت تحت پوشش در زمان حضور پرفشار سیبری به ۳۸/۱ درصد کاهش پیدا می‌کند (جدول ٤). در اسفند ما در زمان حضور پرفشار سیبری ٤۰/۸ درصد از مساحت کشور دمای بالای ۵ درجه سانتی‌گراد را تجربه کرده است، در حالی که در عدم حضور این سامانه در ۸٦/۲ درصد از مساحت کشور دما به بالای ۵ درجه سانتی‌گراد رسیده است (جدول ٤).

جدول ٤- طبقات میانگین و ضریب تغییرات دما و مساحت پوشش در زمان حضور و عدم حضور پرفشار سیبری

Table 4- Mean and coefficients of temperature and area changes coefficients in presence and absence of Siberian high pressure

طبقات میانگین دما	مساحت تحت پوشش به درصد					
	با حضور پرفشار سیبری			عدم حضور پرفشار سیبری		
	دی	بهمن	اسفند	دی	بهمن	اسفند
۱۱- تا ۵-	۱۱/۷	۱۵/۱	۰	۰	۰	۰
۵- تا ۰	٤٦/۵	۳۸/۱	۱٦/۹	۱۱/۲	۱۱/٦	۰
۰ تا ۵	۲٤/۸	۲۸/۲	۲٤/٤	۳۷	۲۸/٤	۱۳/۸
بزرگ‌تر از ۵	۱٦/۹	۱۸/٦	٤۰/۸	۵۱/۷	٦۰	۸٦/۲
طبقات ضریب تغییرات	با حضور پرفشار سیبری			عدم حضور پرفشار سیبری		
	دی	بهمن	اسفند	دی	بهمن	اسفند
۰ تا ۳۰	۲۱/٤	۲۱/۱	۳۱/۹	۲۰/۷	۲۱/۵	۳۹/۱
۳۰ تا ٦۰	۲٤/۷	۲٦/۹	٤٦/۱	۲۳/٦	۲۷/۸	٤۳/۵
٦۰ تا ۹۰	۱٦/۱	۱٤/۹	۱۰	۱۷/٤	۱٦/۱	۱۰/۲
بزرگ‌تر از ۹۰	۳۷/۸	۳۷/۲	۱۲	۳۸/۳	۳٤/۷	۷/۲

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

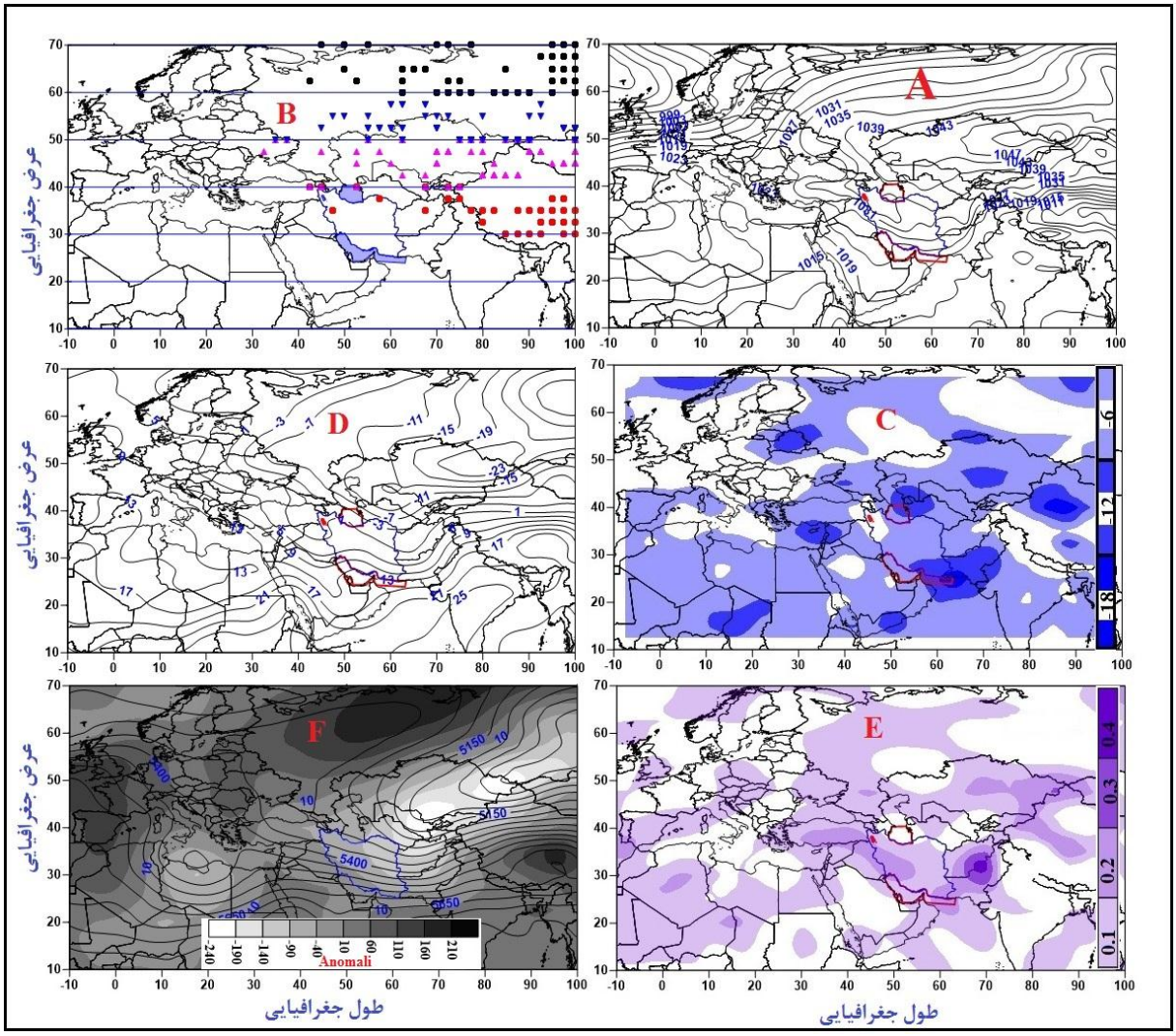
[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

واکاوی همدیدی پرفشار سیبری و تأثیر آن بر دمای زمستانه ایران

به‌منظور تحلیل و چگونگی سازوکار پرفشار سیبری بر میانگین دمای روزانه زمستانه ایران از بین ۱۲۰۳ روزی که پرفشار سیبری بر اقلیم ایران تأثیر گذاشته فراگیرترین روز آن را به‌عنوان نمونه مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار خواهیم داد. در نقشه فشار سطح زمین (شکل A-٦) همان‌طوری که مشاهده می‌شود زبانه پرفشار سیبری با جهت جنوب‌شرق به جنوب‌غرب از نیمه‌های شمالی کشور وارد کشور شده است به‌طوری‌که این زبانه تا نیمه‌های جنوبی کشور کشیده شده است. در این وضعیت پرفشار سیبری دارای یک هسته اصلی می‌باشد که در قسمت‌های شمال غرب روسیه با ایزوبارهای ۱۰٤۷ تشکیل‌شده است. علاوه بر آن یک هسته فرعی دیگر در قسمت‌های غربی دریای خزر با ایزوبارهای ۱۰۳۵ سبب شده است تا سرما و یخبندان‌های فراگیری بر کشور حاکم شود (شکل A-٦). به‌طوری‌که هسته سردی از فرارفت دمایی توزیع و پراکنش هسته‌های تأییدی بر این گفته می‌باشد (شکل C-٦) تا جای که دو هسته بسیار سردی یکی در سواحل شرقی دریای خزر و دیگری در سواحل چابهار و جنوب‌شرق کشور مشاهده می‌شود (شکل C-٦). در این روز به‌جز بخش‌های بسیار کوچکی از شمال‌غرب ایران در سایر نواحی ایران فرارفت دمایی سرد حاکم می‌باشد (شکل C-٦) که این وضعیت بیانگر یورش هوای سرد از عرض‌های جغرافیایی بالاتر به‌وسیله زبانه پرفشار سیبری با ایزوبارهای ۱۰۳۵ بر روی ایران می‌باشد که در این روز دمای اکثر نقاط ایران به زیر صفر درجه سانتی‌گراد را تجربه کرده است. نیمه‌های شمالی کشور به‌دلیل نزدیک بودن و عرض‌های جغرافیایی بالاتر بیش‌تر متأثر شده است تا جای که خطوط هم‌دمای ۵- تا ۳- درجه سانتی‌گراد در این بخش از کشور مشاهده می‌شود (شکل D-٦). توزیع مکانی پراکنش هسته‌های پرفشار سیبری بیانگر این است که بیش‌تر هسته‌های پرفشار سیبری بین مدارهای ۳۰ تا ٦۰ درجه و نصف‌النهارهای ۸۰ تا ۱۰۰ درجه شرقی گسترش داشته است (شکل B-٦). نقشه‌های امگا تبیین‌کننده میزان حرکت قائم هوا در جو می‌باشد. با توجه به این‌که حرکت هوا در امتداد قائم به‌طور قابل ملاحظه‌ای کم‌تر از حرکت آن در جهت افقی است، مقادیر سرعت قائم در قیاس با سرعت افقی هوا بسیار کوچک‌تر است. نکته دیگر این که سرعت قائم از تفاضل‌گیری مقادیر فشار در دو تراز مجاور حاصل می‌گردد. از آنجایی که فشار با ارتفاع کاهش می‌یابد، پس در هر تراز مقادیر منفی سرعت قائم، بیانگر صعود هوا و مقادیر مثبت نشان‌دهنده نزول هوا می‌باشد. برای مثال در (شکل E-٦) تمامی مناطق واقع در محدوده استقرار مرکز پرفشار سیبری بر روی ایران، یک نزول گسترده (مقادیر مثبت) را در ترازهای زیرین جو تجربه می‌کنند. در این بین هسته‌ای با جهت شمال‌غرب و جنوب‌شرق در بخش‌های جنوب‌غرب کشور بیش‌تر به چشم می‌خورد (شکل E-٦).

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]



شکل ٦: نقشه فشار سطح زمین در زمان حاکمت پرفشار سیبری (A)، توزیع و پراکنش هسته‌های پرفشار سیبری (B)، نقشه فرارفت دمایی (C)، نقشه توزیع مکانی دما (D)، نقشه امگا (E)، نقشه ضخامت و آنومالی (F) برای روز فراگیر ۱۳۸٦/۱۰/۲۸

Figure 6: land surface pressure map during siberian high pressure (A), distribution and distribution of siberian high pressure cores (B), Temperature advection map (C), Spatial temperature distribution map (D), Omega map (E), Thickness and anomaly map (F)) For inclusive day 28/10/1386

در نقشه‌های سطوح فوقانی جو، ضخامت بین سطوح ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌عنوان ضخامت جو در نظر گرفته می‌شود. همان‌طوری که می‌دانید معمولاً ضخامت جو براثر گرمایش بیش‌تر و براثر سرمایش کاهش می‌یابد. اگر در منطقه‌ای جو سرد شود ضخامت جو کاهش می‌یابد و اگر گرم شود ضخامت جو بیش‌تر می‌شود. بنابراین نقشه ضخامت علاوه بر نمایش سردی و گرمی هوای جو، جابجایی توده‌های هوای سرد و گرم را هم نشان می‌دهد (شکل F-٦) در روی زمین جایی که ضخامت جو کم‌تر است کم‌فشار و در زیر محل ضخیم‌تر جو پرفشار تشکیل می‌شود. کاهش ضخامت جو براثر سرمایش متفاوت است، ولی به‌طور متوسط با یک درجه سانتی‌گراد کاهش دمای متوسط جو، ٦٦/٥ متر از ضخامت جو کاسته می‌شود (Alijani, 2010). آرایش منحنی‌های هم ضخامت همانند

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]
[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

توپوگرافی سطوح فشار در ایجاد و هدایت سامانه‌های همدید نقش مهمی دارند. الگوهای مختلف این آرایش در شکل زیر نمایش داده شده است. همان‌طوری که در (شکل F-٦) مشاهده می‌شود ضخامت جو بر روی ایران براثر ریزش هوای سرد بسیار کاهش داشته است به‌طوری‌که آنومالی‌های ضخامت ٤٠- تا ١٤٠- تأییدی دیگر بر این ادعا می‌باشد (شکل F-٦).

برخی از سامانه‌های پرفشار نام منطقه شکل‌گیری‌شان را به خود می‌گیرند. پرفشار سیبری از این دسته است که برای مدت زمانی بیش‌تر از یک ماه در فصول سرد در سطح زمین ساکن می‌ماند. پرفشار سیبری توده هوای خشک و فوق‌العاده سردی است که در منطقه وسیعی از سطح زمین در شمال روسیه و منطقه سیبری تشکیل می‌شود و در اغلب ماه‌های سال در آن منطقه ساکن است. این سامانه به دلیل موقعیت شکل‌گیری آن و تاثیری که بر اقلیم اوراسیا دارد از اهمیت بسیار زیادی همواره در مطالعات داخلی و خارجی برخوردار بوده است. با توجه به ماهت سرد و خشک این سامانه، بیش‌تر وضعیت دمایی را در مناطق مختلف کنترل می‌کند. از این‌رو در این پژوهش تغییرات میانگین دمای روزانه ایران در زمان حاکمیت و عدم حاکمیت این سامانه مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. نتایج نشان داد که:

-فراوانی وقوع سامانه پرفشار سیبری به سمت سال‌های اخیر علاوه بر این‌که کاهش محسوسی را تجربه کرده است از شدت آن با توجه به میانگین دمای زمستانه کاسته شده است به‌طوری‌که در زمان حاکمیت این سامانه بر اقلیم ایران، دمای ایران به سمت سال‌های اخیر کم‌تر کاهش داشته است.

-باوجوداینکه فراوانی رخداد سامانه پرفشار سیبری در ماه بهمن رخ داده است اما در دی‌ماه شرایط دما بیش‌تر تحت تأثیر پرفشار سیبری قرار داشت به‌طوری‌که متوسط دمای روزانه دما در ماه در زمان سیطره پرفشار سیبری به ۰/۰۲ درجه سانتی‌گراد رسیده است این در حالی می‌باشد که در بهمن‌ماه این مقدار ۰/۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

-زبانه پرفشار سیبری با جهت جنوب‌شرق به جنوب‌غرب از نیمه‌های شمالی کشور وارد کشور شده است و این زبانه تا نیمه‌های جنوبی کشور کشیده می‌شود. با این‌حال پرفشار سیبری دارای یک هسته اصلی می‌باشد که بیش‌تر در قسمت‌های شمال‌غرب روسیه با خطوط هم‌فشار ۱۰۵۵ تشکیل می‌گردد.

-در زمان حاکمیت این سامانه فرارفت هوای سرد فراگیری از سمت عرض‌های بالا بر اقلیم ایران سرازیر می‌شود به‌طوری که این وضعیت باعث می‌گردد که در زمان حاکمت این سامانه در فصل زمستان نزول هوای بسیاری شدیدی به‌ویژه در جنوب‌غرب و جنوب‌شرق ایران را شاهد باشیم.

- پرفشار سیبری با تاثیرگذاری بر چرخندها و سامانه‌های کم‌فشار تأثیر گذاشته و از فعالیت آن‌ها می‌کاهد و سبب ریزش هوای خشک و آرامی را به سمت عرض‌های پایین‌تر ازجمله ایران تأثیر شده است. در چنین حالتی به نظر می‌رسد ناهمواری‌ها و توپوگرافی‌ها در تشدید اثرگذاری این سامانه نقش به سزایی داشته باشند.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

References

- Abbasi, F., Smari, M., (2011), "Forecasting and evaluating temperature and rainfall changes in recent decades using the MAGIC-SCENGEN model", ***Journal of Aquifer***, 25 (1): 70-83. [In Persian].
- Abbasi, F., Babaian, A., Habibi Nakhandeh, M., Mokhtari, G., (2010), "Assessing the impact of climate change on iran's temperature and precipitation in the future decades using the MAGICC-SCENGEN Model", ***Natural Geography Research***, 72: 91-110. [In Persian].
- Achtert, E., Böhm, C., Kriegel, H. P., Kröger, P., Müller-Gorman, I., Zimek, A., (2006), "Finding hierarchies of subspace clusters", LNCS: Knowledge discovery in databases: PKDD 2006", ***Lecture Notes in Computer Science***, 4213: 446-453.
- Achtert, E., Böhm, C., Kriegel, H. P., Kröger, P., Müller-Gorman, I., Zimek, A., (2007), "Detection and visualization of subspace cluster hierarchies", LNCS: Advances in databases: concepts, systems and applications", ***Lecture Notes in Computer Science***, 4443: 152-163.
- Ahmadi Hojat, M., AhmadiGivi, F., Hejam, S., (2012), "Examination of dynamical and thermodynamical structures of the siberian high pressure and Its amplification during the period of 1948-2008", ***Iranian Journal of Geophysics***, 6 (1): 107-127.[In Persian].
- Ahmadi Hojjat, M., Ahmadi Ghioui, F., Hijam, S., (2013), "Investigation of siberian high pressure changes and its impact on meteorological fields from 1 to 2", ***Physics of Earth and Space***, 39 (2):127-138.[In Persian].
- Ahmadi Hojjat, M., Ahmadi Givi, F., Hijam, S., (2013), "An investigation of the trend of siberian high pressure changes and its impact on meteorological intervals from 1948 to 2010", ***Journal of Earth and Space Physics***, 39 (2):127-138. [In Persian].
- Alijani, B., Mahmoodi, P., Saliegh, M., Rigi Chahi, M., (2011), "Investigation of annual minimum and maximum temperature changes in Iran", ***Journal of Geographical Research***,. 102: 17352-17374. [In Persian].
- Alijani, B., (2006), "***Iran's Climate Basics***", Tehran: Payame Noor University Press. [In Persian].
- Böhm, C., Kailing, K., Kröger, P., Zimek, A., (2004), "Computing clusters of correlation connected objects", ACM SIGMOD international conference on Management of data- SIGMOD '04, Association for Computing Machinery, 13-18 June 2004. New York, NY, United States.
- Defays, D., (1977), "An efficient algorithm for a complete link method, ***The Computer Journal,*** 20 (4): 364-366.
-Ding, Y. H., Krishnamurti, T. N., (1987), "Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon", ***Monthly Weather Review***, 115: 2428-2449.
- Ester, M., Kriegel, H. P., Sander, J., Xu, X., (1996), "A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise. In: Simonds, E., Han, J., Fayyad, U., Proceedings of the second international conference on knowledge discovery and data mining (KDD-96), AAAI Press, London, pp. 226-231.
- Frey, B. J., Dueck, D., (2007), "Clustering by passing messages between data points, ***Science***, 5814 (315): 972-976.
- Fatahi, A., Salehi Pak, T., (2009), "Analysis of synoptic patterns of Iranian winter glaciers", ***Geography and Development***, 13 (7): 127-136. [In Persian].
- Fathnia, A., Rahimi, H., Abandoned Water, Sh., (2018), "Determination of spatio-temporal expansion of Siberian high pressure on Iran and its effect on temperature and precipitation changes", ***Journal of Geography and Planning***, 63 (22): 183-202. [In Persian].

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

- Gong, DY., Ho, CH., (2002), "The Siberian high and climate change over middle to high latitude asia", ***Theoretical and Applied Climatology***, 72 (1-2): 1-9.
- Guo, Q. Y., (1996), "***Climate change in China and East Asian monsoon***, In: Shi Y., (eds). Historical climate change in China", Shandong Science and Technology Press: Jinan, PP. 468-483.
- Harrel, J. W., (1995), "Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation", ***Science***, 269: 676-679.
- Huth, R., Beck, C., Philipp, A., Demuzere, M., Ustrnul, Z., Cahynová, M., Tveito, O. E., (2008), "Classifications of atmospheric circulation patterns: Recent advances and applications, ***Annals of the New York Academy of Sciences***, 1146 (1):105-152.
- Hejazi Zadeh, Z., Naser Zadeh, M., (2005), "Calculation and analysis of glaciers by Delphi program in Lorestan province", ***Geographical Research Quarterly***, 76: 139-150. [In Persian].
- Halbian, AH., Shepherd, M., (2012), "The role of Siberian high pressure in Iranian temperature distribution", ***Geography and Environmental Planning***, 48 (4): 151-166. [In Persian].
- Hezburpur, AH., Alijani, B., (2007), "Synoptic analysis of Ardebil glaciers", ***Geography and Development***, 10 (5): 89-106. [In Persian].
- Hongxia, Z. H. U., Wen, C. H. E. N., Tao, F. E. N. G., Lin, W. A. N. G., (2019), "Interannual variations of siberian high during boreal winter and its influence on east Asian temperature", ***Plateau Meteorology***, 38 (4): 685-692.
- Karimi, P., Writing, H., Tavousi, T., Alijani, B., (2014), "Synoptic analysis of widespread cold waves of iran", ***Geography and Development***, 29 (10): 55-76. [In Persian].
- Kim, Y. J., Kim, M. K., Lee, J. G., (2019), "The relationship of froude number and developed cloud band locations near Yeongdong region under the siberian high pressure system", ***Atmosphere***, 29 (3): 325-342.
- Liu, B., Zhu, C., (2020), "Diverse impacts of the Siberian high on surface air temperature in Northeast China during boreal winter", ***International Journal of Climatology***, 40 (1): 594-603.
- Mahmoudi, P., Khosravi, M., Masoudian, SA., Alijani, B., (2012), "Pervasive anomalies leading to glaciers in Iran", ***Journal of Geography and Environmental Hazards***, 1 (1): 18-36. [In Persian].
- Massoudian, S. A., (2012), "***Iranian Weather***", Mashhad: Shariah Publication. [In Persian].
- Masoudian, S. A., Kaviani, M. Sc., (2008), "***Iranian Climatology***", Esfahan: Esfahan University Press. [In Persian].
- Massoudian, S. A., Darand, M., (2013), "Synoptic analysis of persistent and pervasive glaciers of Iran", ***Geography and Environmental Planning***, 24 (2): 129-140. [In Persian].
- Mohammad Nejad, A., Ahmadi Givi, F., Irannejad, P., (2009), "Effect of annual fluctuation intervals of the subtropical high pressure belt and the Siberian high pressure on Mediterranean cyclogenesis and precipitation in Iran", ***Journal of Earth and Space Physics***, 35 (4): 115-130. [In Persian].
- Miyazaki, S., Yasunari, T., Adyasuren, T., (1999), "Abrupt seasonal changes of surface climate observed in Northern Mongolia by an automatic weather station", ***J. Meteorology. Soc, Jap***., 77 (2): 583-593.
- Nakamura, H., Lin, G., Yamagata, T., (1997), "Decadal climate variability in the north pacific during the recent decades", ***Bulletin of the American Meteorological Society***, 78: 221-225.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]

- Nazari Pour, H., Rigi, A., (2015), "Interaction between Scandinavian low pressure with Siberian- European and north west of Iran high pressure systems (Aggregate High Pressure System) associated with frost wave event in Iran: 11 to 16 December 2003", ***Journal of Geography and Urban-Regional Planning***, 17 (5): 103-118. In Persian].
- Rezaee Banafsheh, M., Jahanbakhsh asl, S., haghighi E., (2017), "Analyzing synoptic patterns of snowfall in Kermanshah", ***Geographical space***, 17 (59):103-119. In Persian].
- Romanić, D., Ćurić, M., Jovičić, I., Lompar, M., (2014), "Long-term trends of the Koshava wind during the period 1949-2010", ***International Journal of Climatology***, 35: 288-302.
- Safar Rad, T., Azizi, Q., Mohammadi, H., Faraji, H., (2015), "Variability Siberian high-pressure intensity during the aggressive global warming", ***Journal of Geography and Environmental Hazards***, 13 (4): 77-94. [In Persian].
- Trenberth, KE., Hurrell, JW., (1994), "Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific", ***Climate Dynamics***, 9: 303-319.
-Tubi, A., Dayan, U., (2016), "The Siberian high: teleconnections, extremes and association with the icelandic low", ***International Journal of Climatology***, 33(6): 1357-1366.
- Wang, L., Chen, W., Huang, R., (2007), "Changes in the variability of north Pacific Oscillation around 1975/1976 and its relationship with East Asian winter climate", ***Journal of Geophysical Research: Atmospheres***, 112: 218-234.
- Wu, B., Yang, K., Francis, J. A., (2016), "Summer Arctic dipole wind pattern affects the winter Siberian high", ***International Journal of Climatology***, 36 (13): 4187-4201.
-Yarahmadi, D., Khosh Kish, A., Karmpour, M., Ahmadi, A., (2016), "Spatial-statistical analysis of the central siberian high pressure system", ***Journal of Geographical Sciences Applied Research***, 40 (16): 49- 68.[In Persian].
-Yin, Z. Y., (1999), "Winter temperature anomalies of the north China plain and macroscale extratropical circulation patterns, ***International Journal of Climatology***: ***A Journal of the Royal Meteorological Society***, 19 (3): 291-308.
- Yousefi, H., Azizi, Q., (2004), "Siberian high pressure recovery on the south coast of the Caspian sea", ***Tutor of Humanities***, 4: 81-100. [In Persian].
- Zhang, Y., Sperber, K. R., Boyle, J. S., (1997), "Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: Results from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalysis", ***Monthly weather review***, 125 (10): 2605-2619.
- Zolfaghari, H., Zahedi, GR., Sajjadifar, T., (2012), "Forecasting the last spring ice age in west and northwest iran", ***Geography and Sustainability***, 4 (2): 59-74. [In Persian].

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-30]

[DOR: 20.1001.1.1735322.1400.21.76.4.2]