DOR: 20.1001.1.20085656.1400.14.54.1.4

صص ۷۲-۵۷

پایش آب و هواشناسی روزهای برفی در زاهدان

سید محمد حسینی

استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه سید جمال‌الدین اسدآبادی، اسدآباد، ایران.

عبدالرضا کاشکی*

استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۴/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۲۳

چکیده

امروزه پایش و واکاوی همدید- آماری روزهای برفی در یک قلمرو گرم و خشک به دلیل ماهیت ذخیره‌گاهی برف در تأمین آب‌های سطحی و زیرزمینی، از اهمیت بالایی برخوردار است. در این راستا، پژوهش حاضر به بررسی آب و هواشناختی روزهای برفی زاهدان از سال ۱۹۷۶ در یک بازۀ ۴۰ ساله پرداخت و برای نیل به این هدف، از دو پایگاه داده استفاده شد. پایگاه نخست؛ کدهای هوای حاضر مربوط به پدیده برف است که به‌صورت روزانه از سازمان هواشناسی کشور برداشت شد. پایگاه دوم؛ مربوط به داده‌های روزانه فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز میانی وردسپهر از مرکز پیش‌بینی محیطی سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی آمریکا است. با شگرد محیطی به گردشی و تکنیک خوشه‌ای، الگوهای جوی موجد روزهای برفی شناسایی گردید. نتایج واکاوی‌ها نشان داد که بارش برف در زاهدان به‌صورت متمرکز در فصول گذار پاییز و زمستان (ماه‌های دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس) رهنمود دارد. در تراز دریا نیز الگوهای ادغامی پرفشارهای مهاجر سیبری- خزر با فراوانی ۳۲/۵ درصد و پرفشار سیبری- قفقاز با ۲۰ درصد، بیشترین نقش‌آفرینی را در رخداد بارش برف‌بازی می‌کند. همچنین در ترازهای میانی وردسپهر، ناوه ترکمنستان به دلیل هم‌جواری با ایران و نقش بندالی آن (کم ارتفاع بریده)، موجد ۴۲/۵ درصد و الگوی بندال امگای اروپا نیز، ۲۵ درصد از فراوانی روزهای برفی را تبیین می‌کند. به نظر می‌رسد، فعالیت هم‌زمان اغتشاشات جوی در سامانه‌های قوی و پرفشار مهاجر سیبری، اروپا، قفقاز، روسیه و خزر از یک‌سو و تقویت ناوه‌های عمیق عرض‌های جنب‌قطبی و گسترش آن به عرض‌های پایین‌تر از سوی دیگر، سبب تشدید شیو فشار و دما، استیلای سرما و رخداد برف خواهد شد.

واژگان کلیدی: **سامانه‌های همدید، الگوی بندالی، ناوه و پشته، روزهای برفی، زاهدان.**

مقدمه

امروزه یکی از بزرگ‌ترین چالش‌های فراروی بشر که مهم‌ترین نگرانی دانشمندان در حوزه‌های محیطزیست و آب‌وهوا شناختی نیز می‌باشد، تحت عنوان«تغییر اقلیم[1]» رقم خورده است. چرا که تغییرات آب و هوایی با سرعتی فزاینده، ابر

*نویسنده مسئول: ۰۹۱۵۱۷۳۱٤۵۳ Email: a.kashki@hsu.ac.ir

[1] - Climate Change

دستگاه جهان را دچار آشفتگی‌های فراوان کرده است (جفری و همکاران[1]، ۲۰۱۱). این مشخصه برای کشور گسترده‌ای مانند ایران به دلیل موقعیت ویژه جغرافیایی، قرار گرفتن در کمربند زلزله‌خیز آلپ- هیمالیا و طبیعتی ناهمگون با آب و هوایی متنوع، از اهمیت چشمگیرتری برخوردار است. چرا که وقوع مخاطرات بارشی (اعم از باران و برف) و به‌تبع آن، رخداد خشک‌سالی‌های فرین، سیل‌های فرین، کاهش سطح برف، پس‌روی یخچال‌ها، شیوع امراض و بیماری‌های انسانی، حیوانی و گیاهی، سرمازدگی و گرمازدگی محصولات کشاورزی، مشخصه ذاتی این کشور است (آرورا و بوئر[2]، ۲۰۰۱؛ چرچ و همکاران[3]، ۲۰۰۱؛ یو و همکاران[4]، ۲۰۰۲؛ رضیئی، ۲۰۰۵؛ سیلور[5]، ۲۰۰۸؛ سانتوز و همکاران[6]، ۲۰۱۱؛ هافمن و همکاران[7]، ۲۰۱۱؛ رادینویک و کریک[8]، ۲۰۱۲؛ عزیزی و روشنی، ۱۳۸۲؛ رحیم‌زاده و عسگری، ۱۳۸۵) و کشور ما را همواره گرفتار مخاطرات طبیعی و قهر طبیعت نموده و آثار شوم ویرانی، نابودی، تلفات جانی، خسارات مالی و تخریب محیط‌زیست بر این مرز و بوم سایه می‌اندازد تا جایی که از ۴۱ نوع بلایای طبیعی که در جهان شناخته شده است،۳۱ نوع آن در کشور ایران حادث می‌شود (فرج‌زاده، ۱۳۸۴؛ حجازی‌زاده و همکاران،۱۳۹۱؛ غلامحسینی، ۱۳۹۱) و این‌گونه مخاطرات، بحران‌های گسترده‌ای را به لحاظ نظامی، امنیتی، اجتماعی، اقتصادی، سیاسی و زیست‌محیطی ایجاد می‌کنند (وانگ و همکاران[9]، ۲۰۱۲؛ علیجانی و هوشیار، ۱۳۸۷). از دیگر سو، تغییر اقلیم به‌عنوان یک پدیدهٔ انکارناپذیر، اثرات قابل توجهی بر سطوح برفی و روند آن دارد که می‌تواند زمینه‌ساز اتخاذ سیاست‌های راهبردی در مدیریت منابع آب در هر کشور باشد. چرا که در اکثر نقاط دنیا، تغییر اقلیم باعث افزایش وقایع فرین برف شده است (پر همت و همکاران، ۱۳۸۴). این در حالی است که از نظر اقلیم‌شناسان و هیدرولوژیست‌ها که تغییرات اقلیمی را مطالعه می‌کنند، پایش علل همدید و دینامیک[10] روزهای برفی در یک منطقه ضرورت است. زیرا خصوصیات فیزیکی درون برف بر تغییرات روزانه و حتی تغییرات بلندمدت اقلیمی و هیدرولوژیکی یک منطقه تأثیرات شگرفی می‌گذارد و پوشش برف نقش اساسی در تأمین ذخیره‌گاه‌های آبی هر کشور نیز دارد. در سال‌های اخیر نزول برف سنگین در بخش‌هایی از ایران، غیرمنتظره و تا حدودی غافلگیرانه بوده و تداوم چند روزه آن در برخی از مناطق، عملاً تأثیرات منفی را در تمام سطوح زندگی ساکنین این مناطق به همراه دارد که گاهی از آن به«بحران سفید» یاد می‌کنند (رضایی و همکاران، ۱۳۸۹).

امروزه واکاوی همدید- آماری فرا سنج‌های آب و هواشناختی به‌ویژه بارش برف با استفاده از روش‌های پارامتری یا نا پارامتری و بررسی پویهٔ زمانی- مکانی (رفتار) آن‌ها، موضوع پژوهش‌های فراوانی در دنیا بوده است. زیرا این فرا سنج،

---

1 - Jeffery et al
2 - Arora and Boer
3 - Church et al
4 - Yu et al
5 - Silver
6 - Santos et al
7 - Hofmann et al
8 - Radinović and Ćurić
9 - Wang et al
10 - Synoptic and Dynamic

نشانه تغییر کلی در شرایط آب و هوایی به شمار می‌آیند. برای نمونه؛ دورسی و همکاران[1](۲۰۰۰)، تصاویر لندست SSM/I و TM ماهواره DMSP را در ۴ منطقه مختلف کانادا و امریکا برای تعیین اثر قدرت تفکیک‌پذیری در تعیین سطح تحت پوشش برف مورد استفاده قرار دادند و بر این باورند که نقشه پوشش برفی تهیه شده از ماهواره لندست با قدرت تفکیک‌پذیری ۳۰ متری به علت قدرت تفکیک‌پذیری مکانی بالا، دقیق‌تر است. هانگ و گودنگ[2](۲۰۰۳)، با شبیه‌سازی جریان حاصل از ذوب برف با مدل SRM در حوضه آبریز رودخانه گانمیسی معتقدند که سطح پوشش برف به تغییرات اقلیم و به‌خصوص کاهش دما، وابستگی شدیدی دارد. امره و همکاران[3](۲۰۰۵)، به‌منظور مدل‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف در بالادست حوضه آبریز فرات از منحنی‌های تخلیه برف استخراج شده از نقشه‌های پوشش برف سنجنده MODISاستفاده کردند. نتایج نشان داد که از این اطلاعات می‌توان برای شبیه‌سازی و همچنین پیش‌بینی رواناب ذوب برف در آن کشور استفاده نمود. مرین و همکاران[4](۲۰۰۸)، الگوهای اقلیمی بزرگ مقیاسی را که تغییرپذیری برف در شرق ایالات متحده تحت تأثیر قرار می‌دهند بررسی نمودند و میزان تغییرپذیری مجموع مقادیر بارش برف و تعداد روزهای برفی را ناشی از نوسان‌های اطلس شمالی می‌دانند. هوی[5](۲۰۰۹)، علت رخداد برف سنگین غیرمنتظره‌ای که در ژانویه ۲۰۰۸ در چین رخ داد را بررسی کرد و بر این باور است که این واقعه هیچ ارتباط و هماهنگی با وقایع انسو ندارد و هر دو سامانه پرفشار سیبری و ناوۀ قطبی مستقل از پدیدۀ انسو است و به‌جای وقایع لانینا، شرایط گردشی ناهنجار در عرض‌های بالا نقش اساسی‌تری در ایجاد شرایط برفی بازی می‌کند. وانگ و همکاران[6](۲۰۱۲)، با بررسی بارش استثنایی برف سنگین در شمال شرق چین نشان دادند که با تغییر جهت پرفشار سیبری به سمت جنوب شرق از ۱۰ روز قبل از وقوع بارش برف، سامانه کم‌فشار حاکم بر روی شمال شرق چین تقویت شده و موج شرق آسیا را در طی روزهای ۱۲ و ۱۳ آوریل ۲۰۱۰ نیرومند ساخته است. بدنرز[7](۲۰۱۳)، دلایل همدید مقیاس برف سنگین در زمین‌های پست لهستانی – آلمانی را در اثر ناهنجاری‌های منفی فشار سطح دریا و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی مرکز اروپا دانست که ناشی از سامانه کم‌فشار است. مرینو و همکاران[8](۲۰۱۴)، کاهش در بارش برف منسوب به اثرات گرم شدن کره زمین را با تجزیه و تحلیل تغییرات الگوهای همدید بررسی کردند و بر این باورند که روند منفی در تعداد روزهای برفی شبه‌جزیره ایبری رخداده است. در ایران نیز در مورد شناسایی الگوهای همدید بارش برف، پژوهش‌های چندانی انجام نشده بود ولی امروزه، واکاوی تغییرات زمانی و مکانی بارش برف از اعتبار خاصی برخوردار شده و اندیشمندان زیادی را به خود مشغول نموده است. برای نمونه؛ اسلامی و فیروزبخت (۱۳۷۳)، در حوضه کارون دو منطقه بادپناه و بادگیر را به‌منظور پهنه‌بندی سطوح حوضه در ارتباط با ویژگی‌های ریزش و ذخیره برف معرفی کردند. نتایج نشان داد که تعیین مرز این مناطق با

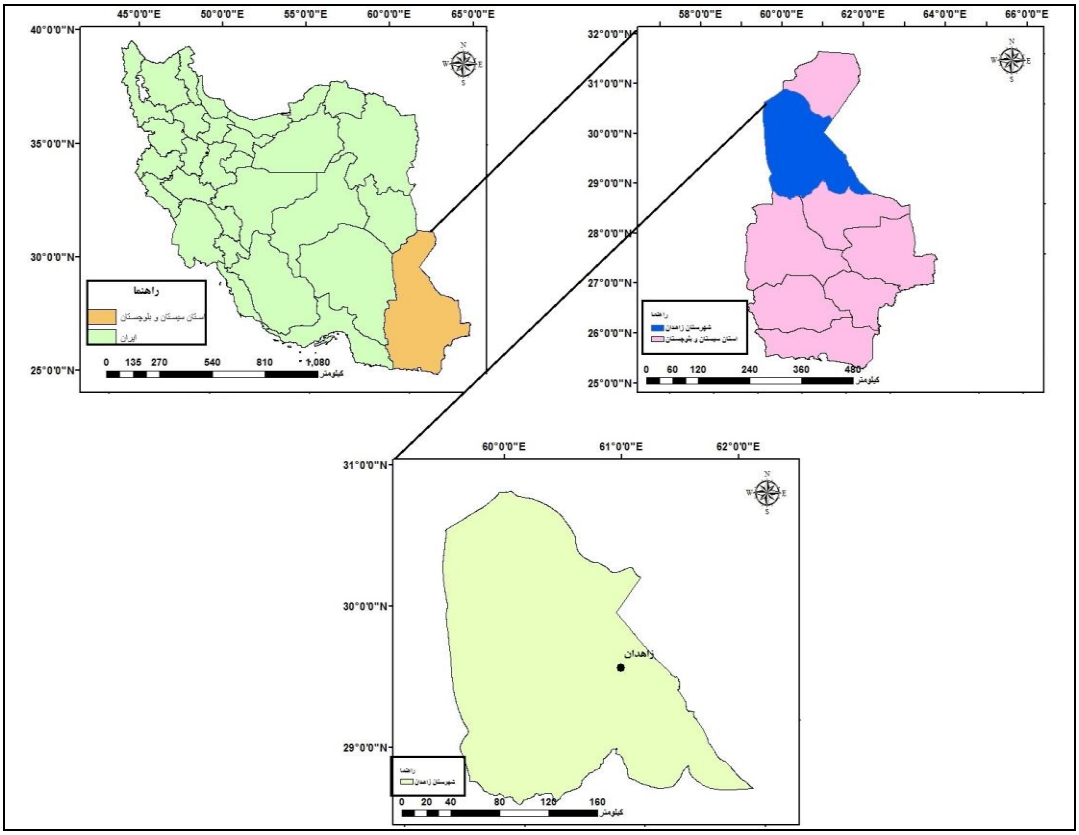
1 - Dorothy et al
2 - Hong and Guodong
3 - Emre et al
4-Morin et al
5 - Hui
6 - Wang et al
7 - Bednorz
8 -Merino et al

توجه به پیچیدگی آثار اقلیم و توپوگرافی بر انباشت و ماندگاری برف بسیار مشکل است. پرهمت و ثقفیان (۱۳۸۳)، به‌منظور ارزیابی قدرت تفکیک‌پذیری اطلاعات ماهواره‌ها در تعیین سطح تحت پوشش برف از سنجنده AVHRR ماهواره نوآ و سنجنده TM ماهواره لندست در منطقه زاگرس و سر شاخه‌های کارون بهره گرفتند. نتایج حاکی از این است که مساحت پوشش برفی در ماهواره نوآ نسبت به ماهواره لندست بین ۱۵ تا ۱۷ درصد اختلاف دارد. قنبرپور و همکاران (۱۳۸۳)، با محاسبه سهم ذوب برف در رواناب فصل بهار و تابستان‌که از نظر به دست آوردن آب بسیار حائز اهمیت می‌باشد، استفاده از مدل بیلان را ارائه دادند. نتایج نشان داد که حدود ۵۰ درصد از رواناب در فصل بهار و تابستان را ذوب برف تشکیل می‌دهد. امینی‌نیا و همکاران (۱۳۸۹)، با بررسی تغییرات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران بر این باورند که بارش برف سنگین در این منطقه، نوسانات زیادی داشته و از اواخر دهۀ نود میلادی، کاهش میزان و فراوانی این بارش‌ها مشخص‌تر به نظر می‌رسد. قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)، با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS و مدل SRM برای شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه ارومیه، سد کرج و حوضه آبریز بختیاری به نتایج قابل قبولی در برآوردها دست یافتند که بیانگر قابلیت کاربرد مدل برای حوضه‌های دیگر در این مناطق می‌باشند. علیدادی (۱۳۸۹)، روزهای بارش برفی ایران را مربوط به پیشروی شمال سوی پشتۀ جنب‌حاره‌ای به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر و در نتیجه خارج شدن تاوۀ قطبی از حالت بهنجار خود می‌داند و معتقد است که کشیده شدن تاوۀ قطبی به عرض‌های پایین‌تر، منجر به عمیق شدن ناوه مستقر در شرق مدیترانه شده است. پدرام و همکاران (۱۳۹۰)، ریزش برف و ارتباط آن با دما در استان کردستان را بررسی کرده و معتقدند که به هنگام ریزش برف، دما به‌طور میانگین در بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه منفی است و فراوانی بارش برف در دماهای ۰/۵-۰ درجه بیش از گستره‌های دیگر است. کاشکی (۱۳۹۲)، بر این باور است که در اکثر موارد ریزش برف در ایران در اثر قرارگیری ناوه حاصل از تاوه قطبی و یا سردچال برجای مانده از آن در نزدیکی و یا بر روی شمال غرب و غرب ایران ایجاد می‌شود که معمولاً با پشته‌ای بر روی اروپا نیز همراه می‌گردد. میرموسوی و صبوری (۱۳۹۳)، تغییرات درازمدت بارش برف و میانگین دمای سالانه را در منطقۀ شمال غرب ایران مورد بررسی قرار دادند. نتایج آن‌ها نشان داد که در برخی ایستگاه‌ها ضمن افزایش میانگین دمای سالانه، میزان بارش برف از روند نزولی معنی‌داری برخوردار است. شادپور و همکاران (۱۳۹۷)، نشان دادند در ترازهای میانی وردسپهر، ناوه عمیقی با راستای شمال شرقی- جنوب غربی بر روی شمال غرب ایران تا شمال سودان و مصر شکل می‌گیرد که در نتیجه استیلای آن، بارش سنگین برف در گیلان رخ می‌دهد.

با عنایت به این نکته که بخش بزرگی از نیمه شرقی ایران و به‌ویژه جنوب شرق آن در سیستان و بلوچستان شرایط خشک و نیمه خشکی را تجربه می‌کند، لذا بارش برف که تأمین کننده منابع ذخیره آبی (سطحی و زیرزمینی) کشور محسوب می‌شود در این مناطق از اهمیت فوق‌العاده‌ای برخوردار است. بنابراین در پژوهش حاضر سعی بر آن است واکاوی همدید- آماری روزهای برفی در زاهدان مورد کنکاش قرار گیرد و الگوهای کلان مقیاس موجد این پدیده شناسایی گردد تا بتوان کمک شایان توجهی به شناخت بیشتر شرایط محیطزیست این منطقه نمود.

داده‌ها و روش‌ها

استان سیستان و بلوچستان با وسعتی حدود ۱۸۱۷۸۵ کیلومترمربع، پهناورترین استان ایران است که بین ۲۵ درجه و ۳ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۲۷ دقیقه عرض شمالی و ۵۸ درجه و ۵۰ دقیقه تا ۶۳ درجه و ۲۱ دقیقه طول شرقی قرار دارد. این استان با خراسان جنوبی و افغانستان از سمت شمال، از شرق با پاکستان و افغانستان، از جنوب با دریای عمان و از غرب با کرمان و هرمزگان همسایه است (شکل ۱). این استان دارای تنوع آب و هوایی است به‌طوری که بخش‌های جنوبی آن با اقلیم دریای عمان، بخش‌های از استان نیز با سیستم چین‌خورده آلپ – هیمالایا و قسمت‌های عمده‌ای نیز با بیابان‌ها، کویر بزرگ ایران و چاله جازموریان مجاورت دارد. به‌طور کلی این استان غالباً از اقلیم بیابانی و خشکی برخوردار است.



مآخذ: نگارندگان

شکل ۱: موقعیت جغرافیایی استان سیستان و بلوچستان

قدیمی‌ترین تعریفی که از واژه «برف» در منابع تاریخی موجود است مربوط به ستاره‌شناس و ریاضی‌دان ایرانی، ابوحاتم مظفر بن اسماعیل اَسْفِزاری خراسانی (۵۱۵– ۴۳۷ قمری) صاحب کتاب«آثار عُلْوی» یا «کائنات جو» است. وی در باب انواع دانه‌های برف می‌گوید: «اختلاف اَشْکال از چند سبب بود: یکی آن‌که اجزاء خُرد تولد کند و باد آن اجزاء را به هم پیوَنداَند و چون به هم بپیوندد با هم بر زمین آید. چون برودت بر قدری از بخار مستولی شود و آن بخار را بِبَنْداَند، جرم آن بخار کمتر شود و نقص آن‌که اندر او پدید آید، آن جوهر را متشنج گرداند. اگر آن تشنج او از سه جانب بُوَد شکل

آن برف مثلث گردد و اگر از چهار جانب، مربع گردد و اگر از شش جهت بُوَد، مسدس گردد و به هیچ‌وجه پنج‌ضلعی نشود و آن را سبب طبیعی است و این جایگاه جای بیان آن نیست. اگر چنان است که این تشنج از همهٔ جوانب یکسان بُوَد، شکل آن برف، گِرد (به عبارت بهتر مانند چندضلعی منتظم) آید. اگر تشنج از همهٔ جوانب یکسان نبود و از بعضی جوانب زیادت باشد، برحسب آن اختلاف، شکل آن برف«دندانه‌دندانه» آید و برف را بیرون از این اَشْکال نباشد (حسینی، ۱۳۹۳). انجمن هواشناسی آمریکا[1](۲۰۲۰)، برف را این‌گونه تعریف کرده است: زمانی که تراکم هوای در حال صعود که درجه حرارت آن زیر نقطه انجماد است به وقوع پیوندد، بلورهایی به نام برف تشکیل می‌شوند که ممکن است منفرد یا چسبیده باشند. در پژوهش حاضر یک روز برفی، نماد یک دورهٔ زمستانی خواهد بود اگرچه آن روز از لحاظ تقویم نجومی در فصل تابستان رخ‌داده باشد و میزان برف نازل شده هم بسیار اندک و هم بسیار ناچیز به نظر برسد. بر این اساس، کدهای مربوط به‌روزهای برفی از سال ۱۹۷۶ در یک دوره ۴۰ ساله برای زاهدان استخراج شد (جدول ۱). پس از کدنویسی و استخراج روزهای برفی در نرم‌افزار متلب[2] و حذف روزهای غیر برفی از سال‌های مورد بررسی، تداوم روزهای برفی محاسبه شد (جدول ۲).

1 - AMS Glossary
2 -MATLAB Software

جدول ۱: کد پدیده‌های مربوط به‌روزهای برفی.

ردیف	کد برف	ویژگی کد
۱	WW=22	برف طی ساعت گذشته
۲	WW=23	برف و باران مخلوط یا گلوله‌های کوچک یخی طی ساعت گذشته
۳	WW=26	رگبار برف یا رگبار برف و باران مخلوط طی ساعت گذشته
۴	WW=68	باران یا دریزل همراه با برف با ریزش ملایم
۵	WW=69	باران یا دریزل همراه با برف با ریزش متوسط یا شدید
۶	WW=70	برفی که به‌طور متناوب می‌بارد با ریزش ملایم در زمان دیدبانی
۷	WW=71	برفی که به‌طور مداوم می‌بارد با ریزش ملایم در زمان دیدبانی
۸	WW=72	برفی که به‌طور متناوب می‌بارد با ریزش متوسط در زمان دیدبانی
۹	WW=73	برفی که به‌طور مداوم می‌بارد با ریزش متوسط در زمان دیدبانی
۱۰	WW=74	برفی که به‌طور متناوب می‌بارد با ریزش شدید در وقت دیدبانی
۱۱	WW=75	برفی که به‌طور مداوم می‌بارد پاریزش شدید در وقت دیدبانی
۱۲	WW=76	کریستال‌های بسیار ریز و پودر مانند یخی (با و یا بدون مه)
۱۳	WW=77	برف دانه‌دانه (با و یا بدون مه)
۱۴	WW=78	بلورهای مجزای ستاره‌ای شکل برف (با و یا بدون مه)
۱۵	WW=79	گلوله‌های کوچک یخی
۱۶	WW=83	رگبار مخلوط برف و باران با ریزش ملایم
۱۷	WW=84	رگبار مخلوط برف و باران با ریزش متوسط یا شدید
۱۸	WW=85	رگبار ملایم برف
۱۹	WW=86	رگبار متوسط و یا شدید برف
۲۰	WW=88	و یا با مخلوط باران و برف با ریزش متوسط و یا شدید
۲۱	WW=90	باران و برف که توأم با رعدوبرق نیست با ریزش متوسط و یا شدید
۲۲	WW=93	برف ملایم یا مخلوط برف و باران و یا تگرگ در وقت دیدبانی توأم با رعدوبرق در ساعت گذشته اما نه در وقت دیدبانی
۲۳	WW=94	برف با ریزش متوسط و یا شدید یا مخلوط برف و باران با تگرگ در وقت دیدبانی توأم با رعدوبرق در ساعت گذشته اما نه در وقت دیدبانی

مآخذ: نگارندگان

پی‌نوشت: کدهای (WW)؛ برای بیان هوای حاضر از اعداد رمزی یا کد دار مطابق با استاندارد هواشناسی جهانی بین 00 تا 99 استفاده می‌شود.

جدول ۲: روزهای برفی و تداوم آن‌ها در زاهدان

تداوم روزهای برفی	روز میلادی	ماه میلادی	سال میلادی
۲	۱۶	۲	۱۹۷۶
	۱۷	۲	۱۹۷۶
۳	۲۲	۱	۱۹۷۷
	۲۳	۱	۱۹۷۷
	۲۴	۱	۱۹۷۷
۱	۴	۳	۱۹۷۹
۱	۱۵	۱	۱۹۸۱
۲	۱۰	۱۲	۱۹۸۲
	۱۱	۱۲	۱۹۸۲
۱	۲۰	۱۲	۱۹۸۳
۱	۲۶	۲	۱۹۸۴
۱	۱۳	۲	۱۹۸۶
۲	۱۶	۳	۱۹۸۶
	۱۷	۳	۱۹۸۶
۱	۲۵	۲	۱۹۸۹
۲	۲۷	۱۲	۱۹۹۰
	۲۸	۱۲	۱۹۹۰
۱	۱۹	۱۲	۱۹۹۱
۱	۲۸	۱	۱۹۹۲
۱	۱۵	۱	۱۹۹۳
۱	۱۹	۲	۱۹۹۴
۱	۲۶	۱۲	۱۹۹۴
۲	۱۲	۱	۱۹۹۶
	۱۳	۱	۱۹۹۶
۱	۲۱	۱	۱۹۹۶
۱	۱۳	۲	۱۹۹۸
۱	۱۲	۲	۲۰۰۱
۲	۱۷	۲	۲۰۰۳
	۱۸	۲	۲۰۰۳
۱	۴	۱	۲۰۰۴
۱	۲۹	۱	۲۰۰۴
۲	۲۸	۱۲	۲۰۰۴
	۲۹	۱۲	۲۰۰۴
۱	۴	۱۲	۲۰۰۶
۱	۸	۱	۲۰۰۸
۱	۱۱	۱	۲۰۰۸
۱	۱	۲	۲۰۰۸
۳	۱۶	۱۲	۲۰۰۸
	۱۷	۱۲	۲۰۰۸
	۱۸	۱۲	۲۰۰۸

در نهایت، روزهای برفی زاهدان مورد واکاوی خوشه‌ای[1] قرار گرفت و برای انجام آن از شگرد محیطی به گردشی[2] استفاده شد. در این رویکرد، محقق الگوهای گردش جو را برحسب شرایط محیطی خاصی که در سطح زمین رخ می‌دهد

[1] - Cluster Analysis
[2] - Environmental to Circulation Technic

(مثل بارش برف)، تعیین می‌کند. لذا محقق بر مبنای شرایط محیطی، معیارهایی برای وارد کردن داده‌های گردشی در فرایند طبقه‌بندی بنا می‌کند. دلیل اصلی انتخاب این رویکرد به‌عنوان روش اصلی مطالعه این است که تغییرات مکانی و زمانی بارش (برف و باران) بسیار شدیدتر از سایر متغیرهای اقلیمی است و رویکرد گردشی به محیطی اغلب در تبیین ریزش‌های جوی کامیاب نمی‌شوند. به همین دلیل اغلب محققان برای مطالعهٔ بارش باران و برف، رویکرد محیطی به گردشی را انتخاب می‌کنند (یارنال، ۱۹۹۳، ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۷؛ علیجانی، ۱۳۸۱). برای نیل به این مقصود از داده‌های فشار تراز دریا[1](برحسب هکتوپاسکال) و داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل[2](برحسب ژئوپتانسیل‌متر) در تراز میانی جو (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) از پایگاه جوی مرکز پیش‌بینی‌های محیطی NCEP/DOE[3] وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا به تارنمای www.esrl.noaa.gov[4]، برای چهارچوب مکانی ۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی و ۰ تا ۹۰ درجه شمالی استفاده شد. علت انتخاب تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌عنوان لایه میانی جو به این دلیل است که اغلب اغتشاشات جوی در این تراز رخ می‌دهد و بیشترین ناپایداری جوی در این لایه صورت می‌گیرد (علیجانی، ۱۳۸۷؛ کاویانی و همکاران، ۱۳۸۶). همچنین با استفاده از روش درون‌سو برای متغیر جوی فشار تراز دریا در روزهای برفی، ۶ الگوی همدید و برای تراز میانی جو، ۴ الگو شناسایی شد. بدین معنی که اگر تعداد خوشه‌ها کمتر از این تعداد تعیین شود، الگوهای گردشی مؤثر با همدیگر ادغام شده و اگر بیش از این تعداد خوشه انتخاب گردد، علاوه بر تکرار و شباهت برخی الگوهای گردشی، تجانس درونی الگوها کاسته خواهد شد.

از نمایه‌های همدیدی مهم در بررسی بارش برف ایران می‌توان به تاوه قطبی اشاره کرد که وضعیت آن در زمان رخداد بارش‌های برف زاهدان بررسی شده است. تاوه قطبی، شکل دینامیکی غالب گردش زمستانی در پوش‌سپهر و وردسپهر محسوب می‌گردد. مهم‌ترین مشخصه تاوه، وجود بادهای شدید در لبه بیرونی و پایین بودن دما در نواحی داخلی تاوه است. موقعیت مرکز تاوه قطبی و شدت آن در فصل زمستان در نیمکره شمالی باعث ریزش هوای سرد مناطق قطبی به عرض‌های پایین‌تر گشته و هرقدر شدت آن بیشتر باشد، باعث انتقال و جابه‌جایی بیشتر محور پرفشار جنب حاره به عرض‌های پایین‌تر می‌گردد. هرچقدر مراکز پرفشار جنب حاره به عرض‌های پایین‌تر انتقال یابد، فضای ایران جهت عبور سامانه‌های کم‌فشار فراهم می‌گردد و نفوذ توده هواهای ناپایدار به عرض‌های پایین‌تر از جمله کشورمان فراهم می‌شود. یکی از نشانه‌های تأثیر تاوه قطبی در نیمکره شمالی، وجود پرفشار سیبری است که از شرق آسیا تا شرق اروپا گسترش می‌یابد. هرقدر تضاد حرارتی بین مناطق قطبی و عرض‌های پایین‌تر بیشتر باشد، قدرت و شدت این پرفشار بیشتر شده و اگر گسترش آن بر روی اروپا به‌طور مناسبی صورت گیرد، تمام سامانه‌هایی که از روی اروپای مرکزی عبور می‌کنند به‌ناچار متوجه بخش جنوبی پرفشار سیبری می‌شوند که اکثر این سامانه‌ها از نواحی ساحلی دریای مدیترانه وارد خاورمیانه

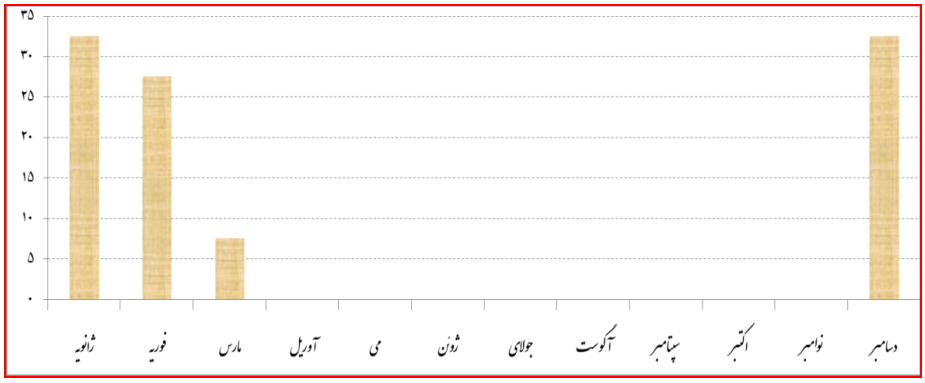
1 - Sea Level Pressure (SLP)
2 - Geopotential Height (HGT)
3 - *National Center for Environmental Prediction* (*NCEP*)
4 - *NOAA Earth System Research Laboratory (ESRL)*

و ایران می‌گردند. ضمن اینکه، وجود پرفشار موجب ازدیاد متواتر و مدت‌دار این سامانه‌ها بر روی ایران می‌شوند. این بسامد و مدت توقف سامانه‌ها موجب ازدیاد بارش و تا حدودی کاهش دما در کشور می‌گردد (کاشکی، ۱۳۹۲).

بحث و یافته‌ها

تحلیل آماری روزهای برفی

بیشترین روزهای برفی زاهدان را ماه‌های دسامبر و ژانویه با ۳۲/۵ درصد (۱۳ روز) به خود اختصاص داده است. پس از آن، فوریه با ۲۷/۵ درصد (۱۱ روز) و مارس با ۷/۵ درصد (۳ روز) در رتبه‌های دوم و سوم هستند. چنین برمی‌آید که سازوکارهای پدیدآورندهٔ روزهای برفی زاهدان در فصل سرد سال فعال‌ترند و سهم بارش‌های اوایل زمستان در حال افزایش است و دیگر ماه‌های سال در زاهدان، حتی یک روز برفی هم ثبت نکرده‌اند (شکل۲).



مآخذ: نگارندگان

شکل۲: درصد فراوانی ماهانه روزهای برفی در زاهدان

همان‌طور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، ژانویه، فوریه، مارس و دسامبر ماه‌های رخداد بارش برف در زاهدان هستند. پربند معرف تاوه قطبی در ماه‌های برفی دسامبر، ژانویه و فوریه،۵۴۶۰ ژئوپتانسیل‌متر و در ماه مارس، ۵۵۲۰ ژئوپتانسیل‌متر است (جدول ۳) که مسیر گذر آن بر روی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو نشان داده شده است (شکل‌های ۹ تا ۱۲).

جدول ۳: پربند معرف تاوه قطبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (کاشکی، ۱۳۹۲)

ماه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	آگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
پربند معرف تاوه قطبی	۵۴۶۰	۵۴۶۰	۵۵۲۰	۵۵۸۰	۵۶۴۰	۵۷۰۰	۵۷۰۰	۵۷۶۰	۵۶۴۰	۵۵۸۰	۵۵۲۰	۵۴۶۰

مآخذ: نگارندگان

تحلیل همدید الگوهای فشار تراز دریا

همان‌گونه که در بخش روش‌شناسی نیز اشاره شد، برای متغیر فشار تراز دریا، ۶ الگوی همدید که عمدتاً موجد روزهای برفی در زاهدان هستند، شناسایی شد. الگوی پرفشار سیبری- خزر با فراوانی ۳۲/۵ درصد بالاترین سهم در رخداد روزهای برفی را از آن خود کرده است و پس از آن، سامانه پرفشار سیبری- قفقاز و پرفشار اروپا به ترتیب با ۲۰ و ۱۷/۵ درصد در جایگاه بعدی قرار دارند (جدول ۴). این الگوها بیشتر نمود دوره سرد سال هستند. زیرا در این منطقه برف در اواخر پاییز و اوایل زمستان رهنمود دارد (شکل ۲).

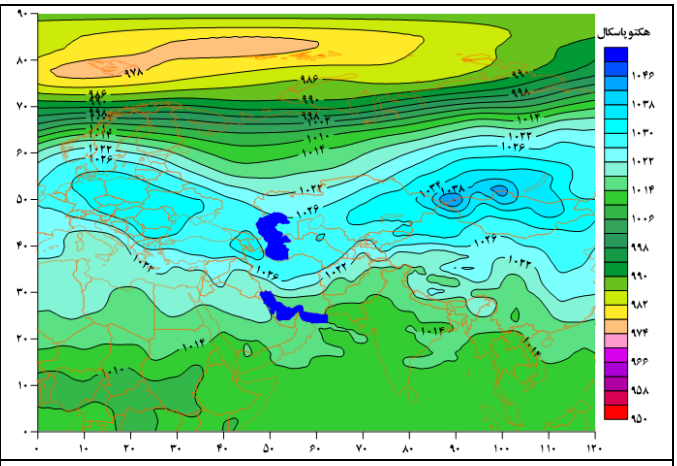
جدول ۴: درصد فراوانی الگوهای همدید فشار تراز دریا

شماره الگو	نام الگوهای همدید	درصد فروانی الگوهای همدید فشار تراز دریا
۱	پرفشار سیبری- اروپا	۱۰
۲	پرفشار سیبری- قفقاز	۲۰
۳	پرفشار قزاقستان	۱۰
۴	پرفشار سیبری- غرب روسیه	۱۰
۵	پرفشار اروپا	۱۷.۵
۶	پرفشار سیبری- خزر	۳۲.۵

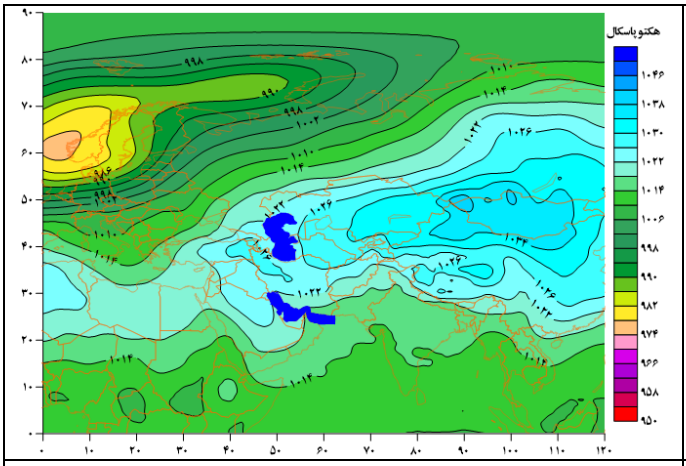
مآخذ: نگارندگان

بررسی نقشه‌های جوی الگوهای همدید تراز دریا نشان می‌دهد که کمربند پرفشاری با شروع از بیابان‌های سیبری و تبت، روی شمال ایران تا دریای سیاه، شمال دریای مدیترانه و تقریباً سراسر اروپا کشیده شده است و در تقابل با سامانه‌های کم‌فشار عرض‌های پایین جغرافیایی، شیو فشار تشدید شده و همین امر، مسبب ۱۰ درصد بارش برف در زاهدان بوده است (شکل ۳، جدول ۴). زبانه‌های از این سامانه پرفشار سرد مهاجر با جابجایی مکانی به عرض‌های پایین‌تر، روی شمال غرب ایران و منطقه قفقاز استیلا پیدا کرده است و با ورود به ایران، شرایط برای افت شدید دما و رخداد برف در اغلب مناطق ایران فراهم شده است. این سامانه موجد ۲۰ درصد روزهای برفی زاهدان بوده است (شکل ۴، جدول ۴). الگوی پرفشار قزاقستان نیز با شکل‌گیری در این کشور و گسترش به نواحی مجاور خود توانسته است سهم نسبتاً قابل توجهی (۱۰ درصد) از روزهای برفی را به خود اختصاص دهد (شکل ۵). زبانه‌ای از پرفشار گسترده سیبری پس از عبور از سراسر روسیه تا شرق اروپا نیز پیشروی کرده است و باعث تقویت شیو فشار در نیمهٔ شرقی ایران شده است (شکل ۶). حرکت جنوب سوی کم‌فشار جنب قطبی سبب شده است که پرفشار قوی اروپا و سیبری به سمت ایران دچار تابیدگی شود. رخداد این شرایط، افت شدید دما و بارش ۱۷/۵ درصدی برف را ارمغان آورده است (شکل ۷، جدول ۴). مهم‌ترین الگوی جوی که بیش از ۳۲/۵ درصد بارش برف زاهدان را تبیین می‌کند، سامانه پرفشار سیبری- خزر است. زبانه‌ای از این پرفشار قوی از سمت شمال غرب به درون ایران رخنه کرده و در رویارویی با زبانه‌های کم‌فشاری که روی کشورهای عرب حاشیه خلیج‌فارس شکل‌گرفته، شیو شدید فشار را در سراسر ایران افزایش داده است و علاوه بر کاهش دما، مسبب رخدادهای برفی در ایران و حتی زاهدان شده است (شکل ۸ و جدول ۴). به‌طور کلی، ادغام

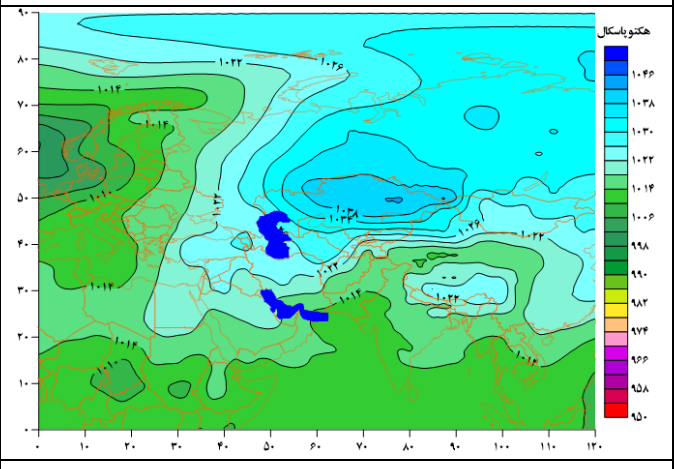
هسته‌های پرفشار مهاجر با پرفشارهای بومی منطقه و تشکیل کمربند پرفشار قوی و اثرگذار بر آب و هوای ایران، از مشخصه اصلی دورهٔ سرد سال عرض‌های میانه بوده که در الگوی همدید پرفشار سیبری- خزر کاملاً مشهود است.



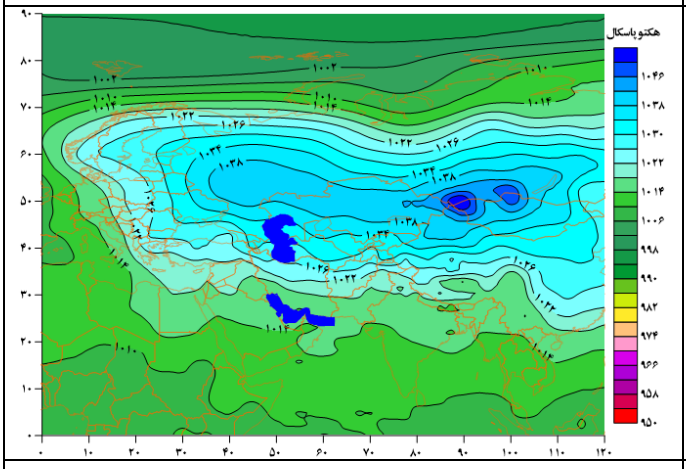
شکل۳: الگوی پرفشار سیبری- اروپا



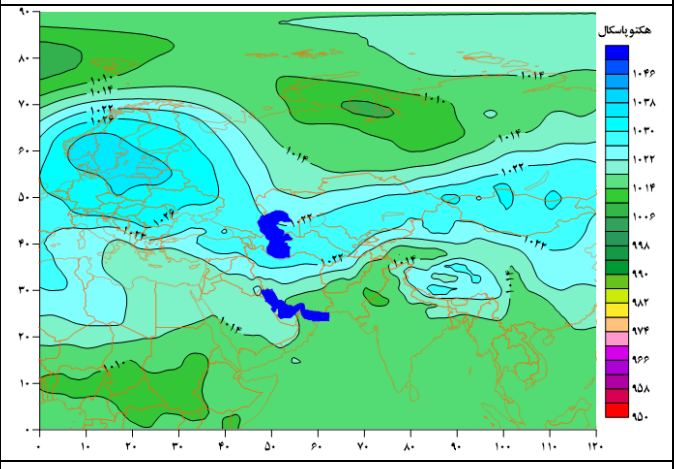
شکل۴: الگوی پرفشار سیبری- قفقاز



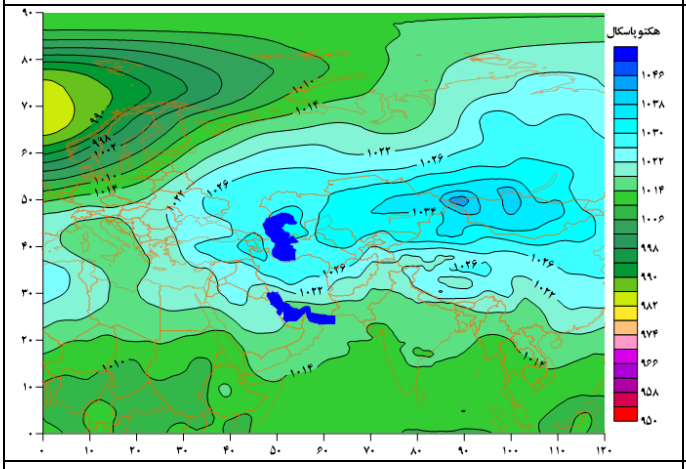
شکل۵: الگوی پرفشار قزاقستان



شکل۶: الگوی پرفشار سیبری- غرب روسیه



شکل۷: الگوی پرفشار غرب اروپا



شکل۸: الگوی پرفشار سیبری- خزر

مآخذ: نگارندگان

تحلیل همدید الگوهای تراز میانی جو

نتایج حاصل از واکاوی ۴ الگوی همدید ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حاکی از این است که ناوه ترکمنستان در شمال شرق ایران با ۴۲/۵ درصد، بیشترین نقش جوی را در رهنمود روزهای برفی زاهدان بازی کرده است. بندال اروپا با ۲۵ درصد و ناوه عمیق جنب قطبی با ۲۰ درصد در رتبه‌های بعدی قرارگرفته‌اند (جدول ۵).

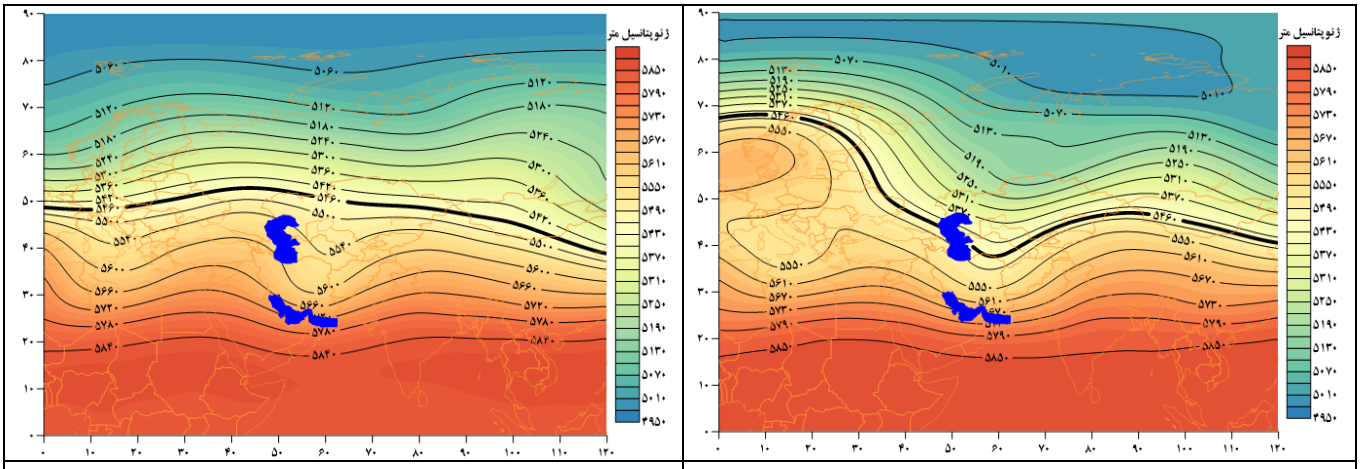
جدول ۵، درصد فراوانی الگوهای همدید وردسپهر میانی

شماره الگو	نام الگوهای همدید	درصد فراوانی الگوهای همدید ارتفاع ژئوپتانسیل
۱	ناوه عمیق جنب قطبی	۲۰
۲	ناوه ترکمنستان	۴۲.۵
۳	ناوه عمیق روسیه	۱۲.۵
۴	بندال امگای اروپا	۲۵

مآخذ: نگارندگان

نتایج بررسی الگوهای همدید ارتفاع ژئوپتانسیل حاکی از این است که گسترش ناوه عمیق جنب‌قطبی تا منتهی‌الیه خلیج‌فارس و دریای عمان در راستای شمال شرق- جنوب غرب، سبب ریزش هوای سرد عرض‌های بالایی می‌شود. زیرا این واچرخند قوی با همگرا کردن جریان‌های تراز میانی جو، سبب نزول و فرونشینی هوای سرد شده است. از سوی دیگر، گسترش جریان هوای گرم عرض‌های پایین به سمت نواحی بالاتر، شرایط دگرفشار شدیدی را در سراسر ایران موجب شده است. این در حالی است که قرارگیری بخش‌های بزرگی از شرق ایران در نیمه راست این ناوه، موجد ناپایداری بیشتر جوی شده و در نهایت، سردی هوا و بارش برف ارمغان این سامانه سرد قطبی با ۲۰ درصد سهم در رخداد روزهای برفی خواهد بود (جدول۴، شکل۹). الگوی همدید ناوه ترکمنستان به علت قرارگیری در شمال شرق ایران و نقش بندالی خود (کم ارتفاع بریده) در این منطقه، توانسته است اثرگذاری مستقیمی در رخداد شرایط برفی ایران بازی کند. شاهد این ادعا؛ نقش این سامانه در ۴۲/۵ درصد روزهای برفی زاهدان است که نسبت به دیگر الگوهای همدید، بالاترین مقدار ثبت شده است (جدول ۵، شکل۱۰). الگوی ناوه عمیق روسیه نیز در میانه کشور روسیه شکل گرفته است و زبانه‌هایی از این سامانه مهاجر با همراهی سامانه جنب قطبی توانسته است فرود عمیقی را تا نواحی جنوب ایران و حتی کشورهای عرب همسایه خلیج‌فارس نقش‌آفرینی کند. این سامانه با عبور از سرزمین‌های سرد و نیمه سرد باعث انتقال سرمای هوا به ایران می‌شود. سهم نسبتاً اندک این سامانه با ۱۲/۵ درصد از بارش برف زاهدان نشان می‌دهد که هر چند سردی هوا برای رخداد بارش برف توجیه‌پذیر و لازم است اما کافی نیست. بلکه شکل قرارگیری ناوه و میزان کجی یا انحراف محور ناوه در تقویت و تشدید ناپایداری‌ها نیز لازم است ولی بازهم کافی نخواهد بود. چرا که نباید از نقش ارتفاع و ناهمواری‌های یک منطقه و پراکنش آن‌ها در تعیین نوع بارش (برف یا باران)غافل بود (جدول۵، شکل۱۱). الگوی بندال امگای اروپا نیز هر چند نقش مانعی در نفوذ و گسترش سامانه‌های مجاور محسوب می‌شود، اما انحراف عمیق و شرق سوی آن باعث شده است که محور فرود تا منتهی‌الیه شرق مدیترانه کشیده شود. قرارگیری نیمه راست این ناوه

روی ایران نشان از فراگیری سرمای شدید، افت دما و به‌تبع آن تغییر نوع بارش از باران به برف است. این سامانه نیز ۲۵ درصد از فراوانی روزهای برفی زاهدان را تبیین می‌کند (جدول۵، شکل۱۲).



شکل۹: الگوی ناوه عمیق جنب قطبی

شکل۱۰: الگوی ناوه ترکمنستان

شکل۱۱: الگوی ناوه عمیق روسیه

شکل۱۲: الگوی بندال امگای اروپا

مآخذ: نگارندگان

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از بررسی آماری روزهای برفی زاهدان در یک دوره ۴۰ ساله، حاکی از این است که سازوکار پدیدآورندهٔ این پدیده در فصل سرد سال فعال‌ترند و در این میان؛ ماه‌های دسامبر و ژانویه با ۳۲/۵ درصد، بیشترین فراوانی رخداد برف را به خود اختصاص داده است. این شرایط نشان می‌دهد با توجه به گستردگی تغییرات اقلیمی در دنیا و تغییر در میزان و نوع بارش و چگونگی پراکنش زمانی- مکانی آن، بارش برف در زاهدان نیز همانند اغلب مناطق گرم و خشک ایران، غالباً در چند ماه خاص از سال (دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس) متمرکز شده است و دیگر ماه‌ها، حتی یک روز برفی هم ثبت نکرده‌اند.

همچنین نتایج واکاوی الگوهای همدید فشار تراز دریا نشان داد که به دلیل غلبه روزهای برفی در دوره سرد سال، عموماً سامانه‌های موجد این الگوها نیز در قلمرو استیلا و نقش‌آفرینی پرفشارها عمل خواهد کرد. به‌طوری که، پرفشار ترکیبی سیبری به‌عنوان یک سامانه مهاجر و قدرتمند توانسته است با دیگر پرفشارها مانند اروپا، قفقاز، روسیه و خزر ادغام شوند با تشکیل کریدور فشاری، اثرپذیری برف به‌عنوان یک پدیده سطحی از سامانه‌های پرفشار و کلان مقیاس اقلیمی را به بالاترین میزان برساند. این ادعا را می‌توان از سهم بسیار بالای سامانه پرفشار سیبری- خزر با ۳۲/۵ درصد بارش برف ثابت کرد. همین شرایط را می‌توان در زمان حاکمیت پرفشار سیبری- قفقاز با ۲۰ درصد فراوانی رخداد مشاهده کرد. به نظر می‌رسد رخنه زبانه‌هایی از این پرفشارهای سرد و قوی به درون ایران از سمت شمال غرب و رویارویی با فرا رفت هوای گرم و کم‌فشارهایی که از عرض‌های پایین‌تر جغرافیایی و از روی کشورهای عرب حاشیه خلیج‌فارس به سمت ایران گسیل شده‌اند، موجد افزایش شیو شدید فشار و دما در سراسر ایران و حتی قلمرو مورد بررسی شده که به‌تبع آن، افت دما و بارش برف ارمغان این‌گونه سامانه‌هاست. همچنین تحلیل الگوهای همدید وردسپهر میانی به وجود آورندهٔ روزهای برفی نشان داد که در ترازهای میانی وردسپهر (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال)، شکل‌گیری و تقویت ناوه‌های عمیق در راستای شمال شرقی- جنوب غربی از سمت عرض‌های قطبی و جنب قطبی تا خلیج‌فارس و دریای عمان کاملاً مشهود است. در این میان، ناوه ترکمنستان به علت هم‌جواری با شمال شرق ایران و نقش بندالی خود (کم ارتفاع بریده)، توانسته است نقش‌آفرینی چشمگیری در رخداد شرایط برفی ایران بازی کند و ۴۲/۵ درصد از روزهای برفی زاهدان را به خود اختصاص دهد. بنابراین به دلیل ماهیت تداوم، شبه ایستا بودن و بزرگ مقیاس بودن سامانه‌های بندالی، ویژگی‌های ناشی از آن برای چند روز و گاهی چند هفته در این منطقه تغییر محسوسی نخواهد داشت و اثرگذاری آن تشدید خواهد یافت. پس از این سامانه، بندال امگای اروپا با یک پشته قوی توانسته است با ۲۵ درصد فراوانی در جایگاه دوم قرار گیرد. به نظر می‌رسد، گسترش و نفوذ ناوه‌های عمیق به عرض‌های پایین و نزول هوای سرد از یک‌سو و تقابل آن با پشته‌های عمیق عرض‌های پایین‌تر و صعود هوای گرم از سوی دیگر نقش بسزایی در رخداد بارش برف در منطقه بازی می‌کند. قرارگیری پربند معرف تاوه قطبی در منتهی‌الیه شمال شرق ایران، سبب نزول و ریزش هوای سرد و نیز تقویت گردش چرخندی در وردسپهر بالایی و میانی شده و در نهایت بارش برف، ارمغان این سامانه برای منطقه مورد مطالعه خواهد بود.

منابع

۱- اسلامی، منصوره؛ فیروزبخت، علیرضا (۱۳۷۳): بررسی توزیع مکانی بارش برف در حوضه‌های دز و کارون، مجموعه مقالات اولین سمینار هیدرولوژی برف و یخ، وزارت نیرو، سازمان تحقیقات منابع آب.

۲- امینی‌نیا، کریم؛ لشکری، حسن؛ علیجانی، بهلول (۱۳۸۹): بررسی و تحلیل نوسانات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران، مجله فضای جغرافیایی، شماره ۲۹، ۱۴۵-۱۶۳.

۳- پدرام، مژده؛ قائمی، هوشنگ؛ هدایتی دزفولی، اکرم؛ مرتضوی، افسانه (۱۳۹۰): ریزش برف و ارتباط آن با دما در استان کردستان، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۰۰، ۵۵-۷۰.
۴- پرهمت، جهانگیر؛ ثقفیان، بهرام (۱۳۸۳): ارزیابی دقت اطلاعات ماهواره‌ای در تعیین سطح پوشیده از برف، مجموعه مقالات اولین کنفرانس سالانه منابع آب ایران، انجمن علوم و مهندسی منابع آب ایران، دانشکده فنی دانشگاه تهران.
۵- پرهمت، جهانگیر؛ صدقی، حسین؛ ثقفیان، بهرام (۱۳۸۴): بررسی مدل در شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای در حوضه‌های بدون آمار برف، مجله تحقیقات منابع آب، شماره ۱، ۱۱-۱.
۶- حجازی‌زاده، زهرا؛ علیجانی، بهلول؛ ضیائیان، پرویز (۱۳۹۱): تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۹، ۳۰۲-۲۸۱.
۷- حسینی، سیدمحمد (۱۳۹۳)، واکاوی همدید پرفشار دریای سیاه و نقش آن در تغییرات دما و بارش ایران زمین، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان.
۸- رحیم‌زاده، فاطمه؛ عسگری، احمد (۱۳۸۵): مطالعه تغییرپذیری بارش دهه‌های اخیر ایران، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶، ۸۰-۶۷.
۹- رضایی، پرویز؛ جانبازی قبادی، غلامرضا؛ جعفر زاده، علیرضا (۱۳۸۹): روند بارش برف در جلگه مرکزی گیلان و پیامدهای ناشی از آن، مجله چشم‌انداز جغرافیایی، شماره ۱۲، ۶۱-۴۷.
۱۰- شادپور، آرش؛ لشگری، حسن؛ برنا، رضا (۱۳۹۷): تحلیل همدیدی - آماری برف‌های سنگین استان گیلان، فصل‌نامه جغرافیای طبیعی، شماره ۴۲، ۱۴-۱.
۱۱- عزیزی، قاسم؛ روشنی، محمود (۱۳۸۲): مطالعه تغییر اقلیم در کرانه جنوبی دریای خزر به روش من کندال، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۴ ، ۲۸-۱۳.
۱۲- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱): آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ پنجم، تهران.
۱۳- علیجانی، بهلول (۱۳۸۷): بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دورهٔ ۱۹۹۰-۱۹۶۱، مجله نیوار، شماره ۴۴ و ۴۵، ۲۹-۷.
۱۴- علیجانی، بهلول؛ هوشیار، محمد (۱۳۸۷): واکاوی الگوی سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران، مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، ۱۶-۱.
۱۵- علیدادی، معصومه (۱۳۸۹): نقش تاوه قطبی در تعیین نوع و مقدار بارش در میانه غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
۱۶- غلامحسینی، اسماعیل (۱۳۹۱): بررسی نقش و جایگاه ناجا در مدیریت بحران‌های طبیعی، مطالعه موردی: بحران سفید، بحران برف ۱۳۸۳ گیلان، فصل‌نامه پژوهش‌های مدیریت انتظامی، شماره ۷، ۵۶۸-۵۴۹.
۱۷- فرج زاده، منوچهر (۱۳۸۴): خشک‌سالی از مفهوم تا راهکار، انتشارات سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، تهران.
۱۸- قاسمی، الهه؛ علیجانی، بهلول؛ فتاحی، ابراهیم (۱۳۸۹): شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف با استفاده از مدل SRM. مطالعه موردی حوضه آبریز بختیاری، همایش برف و یخ، شهرکرد.
۱۹- قنبرپور، محمدرضا؛ محسنی ساروی، محسن؛ ثقفیان، بهرام؛ احمدی، حسن؛ عباسپور، کریم (۱۳۸۳): تعیین مناطق مؤثر در انباشت و ماندگاری سطح پوشش برف و سهم ذوب برف در رواناب، مجله منابع طبیعی ایران، شماره ۳، ۵۱۵-۵۰۳.
۲۰- کاویانی، محمدرضا؛ مسعودیان، سید ابوالفضل و بهرام نجف‌پور (۱۳۸۶): بررسی رابطه الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش‌های حوضه مند، مجله پژوهشی علوم انسانی دانشگاه اصفهان، شماره ۳، ۳۳-۱۷.
۲۱- کاشکی، عبدالرضا (۱۳۹۲): نقش تاوه قطبی در بارش برف در ایران، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان.
۲۲- میرموسوی، سیدحسین؛ صبور، لیلا (۱۳۹۳): پایش تغییرات پوشش برف با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس در منطقه شمال غرب ایران، جغرافیا و توسعه شماره ۳۵، ۲۰۰-۱۸۱.
۲۳- یارنال، برنت (۱۹۹۳): اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، برگردان سید ابوالفضل مسعودیان (۱۳۸۵)، چاپ اول، انتشارات دانشگاه اصفهان، اصفهان.

24- Arora, V. K. Boer, G. J. (2001): Effects Of Simulated Climate Change On The Hydrology Of Major River Basins, Journal Of Geophysics Research, 106(D4), 3335-3348.
25- Bednorz, E. (2013): Heavy Snow In Polish – German Lowlands – Large-Scale Synoptic Reasons And Economic Impacts, Journal Of Weather And Climate Extremes, 2: 1-6, 2013.
26- Church, J. A. Gregory, J. M. Huybrechts, P. Kuhn, M. Lambeck, K. Nhuan, M.T. Qin, D. Woodworth, P.L. (2001): Changes In Sea Level. In: Houghton, J.T. Ding, Y. Griggs, D.J. Noguer, M. Van Der Linden, P.J. Xiaosu, D. (Eds.), Climate Change 2001, The Scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge, 639-693.
27- Dorothy, K. (2000): Intercomparison Of Satellite-Derived Snow-Cover Maps, Annals Of Glaciology, 31: 369-376.
28- Emre, A. Akyu, Z. Ormanc, A. S. Ensoyc, A.S. Orman, A. U. (2005): "Using MODIS Snow Cover Maps In Modeling Snowmelt Runoff Process In The Eastern Part Of Turkey". Remote Sensing Of Environment, 97: 216 – 230
29- Hofmann, M. E. Hinkel, J. Wrobel, M. (2011): Classifying Knowledge On Climate Change Impacts, Adaptation, And Vulnerability In Europe For Informing Adaptation Research And Decision-Making: A Conceptual Meta-Analysis, Global Environmental Change, 21: 1106-1116.
30- Hong, M.A. And Guodong1, C. (2003): A Test Of Snowmelt Runoff Model (SRM) For The Gongnaisi River Basin In The Western Tianshan Mountains, China". Chinese Science Bulletin, 48: 2253-2259.
31- Hui, G. (2009): Short Communication China's Snow Disaster In 2008, Who Is The Principal Player, Royal Meteorological Society International Journal Climatology, 29: 2191–2196.
32- Jeffery, S. T. Brown, H. L. Dianne, K. (2011): Adaptation Strategies For Health Impacts Of Climate Change In Western Australia: Application Of A Health Impact Assessment Framework, Environmental Impact Assessment Review, 31: 297-300.
33- Merino, A. Fernández, S. Hermida, L. López, L. Sánchez, J. L. Ortega, E. G. Gascony, E. (2014): Snowfall In The Northwest Iberian Peninsula: Synoptic Circulation Patterns And Their Influence On Snow Day Trends, Article ID, 275: 1-14.
34- Morin, J. P. Block, B. Rajagopalana. M. Clark. (2008): Identification Of Large Scale Climate Patterns Affecting Snow Variability In The Eastern United States", International Journal Of Climatology, 28: 315–328, Published Online 19 July 2007 In Wiley Inter Science, (Www.Interscience.Wiley.Com) DOI: 10,1002/Joc,1534.
35- Radinović, D. Ćurić, M. (2012): Measuring Scales For Daily Temperature Extremes, Precipitation And Wind Velocity, Meteorological Applications, 21: 461-465.
36- Raziei, T. Arasteh, P. D. Saghafian, B. (2005): Annual Rainfall Trend In Arid And Semi-Arid Regions Of Iran, 21st European Regional Conference, Resource Bulletin, 34: 335-346.
37- Santos, C. A. C. Neale, C. M. U. Rao, T. V. R. Silvaa, B. B. (2011): Trends In Indices For Extremes In Daily Temperature And Precipitation Over Utah USA, International Journal Of Climatology, 31: 1813–1822.
38- Silver, J. (2008): Global Warming And Climate Change Demystified, McGraw Hill Companies, 289.
39- Wang, Q-X. Fan, X-H. Qin, Z-D. Wang, M.B. (2012): Change Trends Of Temperature And Precipitation In The Loess Plateau Region Of China, 1961–2010, Global And Planetary Change, 138–147.
40- Yu, P. S. Yang, T. C. Wu, C. K. (2002): Impact Of Climate Change On Water Resources In Southern Taiwan, Journal Of Hydrology, 161-175.