

M. Pedram
H. Ghaemi
A. Hedayati Dezfuli
A. Mortazavi

E.mail: mpedram2011@gmail.com

مژده پدرام: پژوهشکده هواشناسی
هوشنگ قائمی: سازمان هواشناسی کشور
اکرم هدایتی دزفولی: پژوهشکده هواشناسی
افسانه مرتضوی: سازمان هواشناسی کشور

شماره مقاله: ۸۰۸

شماره صفحه پیاپی ۱۶۸۲۸-۱۶۸۴۴

ریزش برف و ارتباط آن با دما در استان کردستان

چکیده:

به منظور تعیین دمای آستانه رخداد برف در نقاط مختلف استان کردستان، ابتدا زمان‌های رخداد بارش‌های برف در طول دوره آماری موجود هریک از هفت ایستگاه همدیدی استان، مختوم به سال ۲۰۰۶، به همراه دما و نقطه شبنم در همان ساعت دیدبانی استخراج شده است. سپس مقادیر فراوانی، فراوانی نسبی و فراوانی نسبی تجمعی ریزش برف غیر رگباری در گستره‌های مختلف دمایی هر ایستگاه مشخص شده است. با انجام تحلیل فراوانی، توزیع نرمال بهترین توزیع برای برازش به داده‌های دما شناخته شد. بر این اساس، احتمال ریزش برف، در دمایی معین و کمتر از آن نیز محاسبه شده است. برای پیش بینی نوع بارش، رابطه همبستگی بین دمای نقطه شبنم و کمبود اشباع، در زمان بارش برف، تعیین شده است. نتایج نشان می‌دهد به هنگام ریزش برف، دما به طور میانگین در بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه، منفی است. به سبب گذر دما از فاز مثبت به منفی، فراوانی بارش برف در دماهای $0/5^{\circ}\text{C}$ -۰ بیش از گستره‌های دیگر است. بارش برف در دماهای بیش از 3°C در سطح ایستگاه‌های استان به ندرت رخ می‌دهد. بیشینه احتمال بارش برف در دماهای مثبت، حدود ۲۵ درصد، برای دماهای بین 1°C تا $0/3^{\circ}\text{C}$ است.

واژه‌های کلیدی: بارش برف، دما، نقطه شبنم، تحلیل فراوانی، استان کردستان.

مقدمه

بارش برف به عنوان یکی از منابع اصلی بیلان آب، جریان‌های سطحی بهاری، سفره‌های آب زیرزمینی، رودخانه‌ها و چشمه‌ها، موهبتی الهی محسوب می‌شود. از سویی دیگر، این فرایند در بعضی سال‌ها مشکلات متعدد و شرایط نامطلوبی را در مناطق برف گیر ایجاد می‌کند. کاهش دید افقی به هنگام بارش برف (ریتالاک^۱، ۱۳۷۰، ۱۴۲)، انباشتگی برف، کولاک برف، یخبندان و لغزندگی سطح جاده‌ها، از عوامل بازدارنده ترافیکی درون شهری و جاده‌ای هستند که برطرف کردن آنها به واکنش‌های سریع و عملیات اصلاحی نیاز دارد (ب. ک. خانا^۲، ۲۰۰۵، ۲۱۹). بارش برف سنگین بر روی سطوح شیب دار و انباشتگی لایه‌های مختلف آن می‌تواند به رخداد بهمن منجر شود (پاتریک ال^۳، ۲۰۰۴، ۴۰۶). در مقایسه با مواد جامد دیگر، لایه‌های برف توانایی منحصر به فردی در تغییر چگالی دارند. چگالی یک لایه انباشته شده برف که در ابتدا 100 kg/m^3 بوده است، در طول فصل زمستان می‌تواند تا 400 kg/m^3 تغییر کند. چنانچه دما به بالای صفر درجه برسد، ذوب برف در توده آغاز می‌شود و در نتیجه ریسک حرکت توده و یا ایجاد بهمن افزایش می‌یابد (کیت^۴، ۱۹۹۶، ۱۹۴). ریزش برف در زمانی که گیاهان آمادگی مقابله با آن را نداشته باشند، نیز می‌تواند خسارات زیادی را به بخش کشاورزی وارد کند. برای مثال، چنانچه برف قبل از سبز شدن گیاه گندم و آمادگی آن در مقابل سرما ریزش کند، خسارات زیادی بر عملکرد آن وارد خواهد شد (کمالی، ۱۳۸۰).

پیش بینی و صدور هشدار به موقع بارش برف، در قالب یک سامانه هشدار، می‌تواند تا حد زیادی مخاطرات ناشی از آن را کاهش دهد. تعیین آستانه‌های دمایی بارش برف با احتمالات مختلف، از گام‌های ضروری و اولیه برای پیش بینی و هر گونه برنامه ریزی

-
1. Retallack
 2. B. K. Khanna
 3. Patrick L
 4. Keith

ریزش برف و ارتباط آن با دما در استان کردستان ۵۷

برای پاسخ به شرایط مخاطره آمیز ناشی از این پدیده محسوب می‌شود. بررسی و اقدامات مؤثر از طریق مطالعه اقلیمی خاص هر منطقه انجام می‌شود. برای مثال، کشاورزان زمان کاشت و برداشت محصول خود را باید به گونه‌ای برنامه ریزی کنند که احتمال آسیب به حداقل ممکن برسد. همچنین مسؤلان حمل و نقل شهری و جاده‌ای باید آمادگی لازم برای پیشگیری از بروز خطر و واکنش سریع در برابر آن را داشته باشند. بدین منظور، تاثیر دما بر روی ریزش برف باید مشخص شود.

هدف

هدف اصلی این تحقیق، ارائه روشی برای دستیابی به ارتباطی منطقی بین متغیر دما و بارش برف در نقاط مختلف استان کردستان است. تعیین دمای آستانه ریزش برف و تحلیل فراوانی این رخداد در سطح استان، از مواردی است که به عنوان نیازهای پژوهشی استان در این مقاله لحاظ شده است.

مساله

پیش بینی نوع بارش و دمای همراه با آن در منطقه‌ای معین، همواره از مسایل مورد توجه هواشناسان بوده است و آنها سعی کرده‌اند که معیارهایی تجربی، با توجه به قوانین فیزیکی و متناسب با اقلیم منطقه تعیین کنند. در مناطق سرد، بارش برف بیشتر اوقات از دمای حدود 3°C آغاز می‌شود. در این دما، چنانچه نم نسبی کمتر از ۱۰۰ درصد و دمای تر صفر درجه یا کمتر باشد، دانه‌های برف حالت خود را حفظ می‌کنند و ذوب نمی‌شوند، زیرا زمانی که دانه‌های برف از کف ابر به درون لایه غیر اشباع و خشک ریزش می‌کنند، به سرعت تبخیر می‌شوند. تداوم ریزش برف و فرآیند تبخیر سبب کاهش دمای هوا (دمای خشک) و افزایش دمای نقطه شبنم می‌شود، در حالی که دمای تر بدون تغییر

باقی می‌ماند. به تدریج تمامی لایه هوا تا حد دمای تر سرد شده و هر سه دما (خشک، تر، نقطه شبنم) بر هم منطبق می‌شوند و حالت اشباع ایجاد می‌شود (آرنس^۵، ۲۰۰۷، ۱۷۷).

در ریزش برف عوامل سرعت افت دانه‌های برف، ارتفاع تراز یخبندان و نیمرخ قائم دما از سطح زمین تا تراز یخبندان نقشی مهم و اساسی دارند. در رگبار برف که از ابرهای پایین باراکومه‌ای (کومولونیمبوس^۶) ریزش می‌کند، دمای هوا ممکن است چندین درجه بیش از صفر باشد. از آنجا که در چنین شرایطی تراز یخبندان تقریباً نزدیک سطح زمین است، دانه‌های برفی که با سرعت زیاد در حال سقوط هستند، زمان کافی برای ذوب شدن را ندارند و علی‌رغم بالا بودن دمای سطح زمین به شکل برف به زمین می‌رسند. در این حالت چنانچه ارتفاع تراز یخبندان زیاد باشد و با توجه به نیمرخ قائم دما، ممکن است بارش به صورت باران شود. در بارش‌های غیر رگباری که به سبب تاثیر سامانه‌های جوی بر یک منطقه و از ابرهای پوشنی ترازهای زیرین و متوسط ریزش می‌کنند، ارتفاع تراز یخبندان با توجه به فصل و نیم رخ قائم دما، تراز یخبندان نزدیک به سطح زمین بوده، در زمان ریزش و با توجه به سرعت آن ذوب برف انجام نمی‌پذیرد. این نوع بارش‌ها کم و بیش مداوم هستند و سرعت افت کمتری نسبت به رگباری دارند. از این رو پس از گذر از لایه یخبندان، در صورت زیاد بودن دمای لایه بین سطح زمین و تراز یخبندان، زمان کافی برای ذوب آنها وجود دارد. به همین دلیل، هنگام مشاهده این نوع بارش، دمای سطح زمین نمی‌تواند از یک حد معینی تجاوز کند و در غیر این صورت، دانه‌های برف رسیده به زمین ذوب خواهند شد. در این مقاله، ارتباط بارش‌های برف غیر رگباری با پارامتر دما برای ایستگاه‌های همدیدی مختلف استان کردستان مشخص و تحلیل شده است. شایان گفتن است که در اینجا هر گاه صحبت از احتمال بارش برف در یک محدوده دمایی می‌شود، فرض بر این است که دیگر شرایط مساعد جوی برای ریزش برف وجود دارد.

5. Ahrens

6. Cumulonimbus (Cb)

پیشینه تحقیق

بویدن^۷ (۱۹۶۴) با مقایسه شش عامل پیش بینی کننده برای تعیین نوع بارش (برف یا باران) نتیجه گرفت که بهترین عامل ارتفاع تراز یخبندان و پس از آن، ترکیبی از فشار و ضخامت لایه ۸۵۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال است. بوث^۸ (۱۹۷۰) نشان داد که نقطه شبینم می تواند به عنوان پارامتر پیش بینی کننده ریزش برف به کار رود. محققان ژاپنی (URL1) در بررسی خود برای رخداد ریزش برف در دماهای بیش از صفر درجه، رابطه‌ای خطی بین نم نسبی و دما به دست آورده اند. بر این اساس و نیز تحقیقات انجام شد، نرم‌افزاری که احتمال ریزش برف را محاسبه می کند طراحی شده است. در مطالعه‌ای دیگری که در کشور سوئد برای تعیین فاز بارش (جامد یا مایع) انجام شده است (URL2)، تبادل دو گرمای نهان ذوب و تبخیر/تصعید بین ذرات در حال ریزش و هوای مجاورشان از عوامل تعیین کننده نوع بارش شناخته شده است؛ به طوری که هر دو این فرآیندها سبب پایین آمدن تراز یخبندان و تبدیل باران به برف می‌شوند.

در ایران نیز مطالعات بسیاری درباره پدیده برف در قالب پایان نامه‌های دانشجویی و طرح‌های پژوهشی انجام شده است. بیشتر این تحقیقات اهداف آب شناسی داشته و به جنبه‌های هواشناسی کمتر پرداخته‌اند. از جمله مطالعات انجام شده می‌توان به مطالعات آماری ریزش برف برای ۲۱ ایستگاه سینوپتیک کشور، توسط قائمی و نوحی در سال ۱۳۵۵ اشاره کرد. در این تحقیق، همبستگی ریزش برف با پارامترهای مختلف جوی نشان داده شده است. در مطالعه دیگری که با هدف بررسی توزیع مکانی بارش برف در حوزه‌های دز و کارون (اسلامی و فیروزبخت، ۱۳۷۳) انجام شده است، حوزه‌های مذکور بر حسب جهت و موقعیت آنها نسبت به جبهه‌های ورودی به دو محدوده مجزا با عنوان پیشکوه و پشتکوه تفکیک شده‌اند. رشتچی (۱۳۷۳) به منظور شناخت توانایی‌های بالفعل شبکه ایستگاه‌های برف سنجی کشور، توزیع مکانی این ایستگاه‌ها، طول دوره آماری

7. Boyden

8. Booth

آنها، حداکثر ارتفاع برف ریزش شده، وضعیت متوسط نمونه برداری‌ها و ... را مشخص کرده است. هدایتی دزفولی (۱۳۷۴) با محاسبه پارامترهای فیزیکی، روشی را برای پیش بینی برف‌های سامانه‌ای بسیار سنگین، ارایه کرد. پدram در سال ۱۳۷۵ فراوانی و احتمال ریزش برف را در گستره‌های دمایی مختلف برای ۱۵ ایستگاه همدیدی کشور تعیین کرد و به منظور پیش بینی ریزش برف، رابطه‌ای تجربی میان دمای نقطه شبنم و کمبود اشباع برای هر ایستگاه به دست آورد. عادل (۱۳۸۴) با هدف تعیین رژیم بارش برف در شمال غرب کشور، مقدار و فراوانی بارش برف در این منطقه را با استفاده از نرم افزارهایفا^۹، محاسبه کرده است.

داده‌ها

چگونگی ریزش برف؛ یعنی ملایم، متوسط یا شدید و همچنین متناوب یا پیوسته بودن آن در ایستگاه‌های هواشناسی همدیدی، هر سه ساعت یک بار، دیدبانی می‌شود. به منظور یافتن ارتباطی بین متغیر دما و بارش برف، تاریخ‌های رخداد پدیده‌هایی که با اعداد رمز نمایانگر ریزش برف گزارش می‌شوند (آذری، ۱۳۶۳، ۷۳-۵۷؛ سازمان هواشناسی جهانی^{۱۰}، ۱۹۸۸، ۱۴۳-۱۴۰، I. ۱- c - ۱، I. ۱- A - ۱)، به همراه مقدار دما و نقطه شبنم در همان ساعت دیدبانی استخراج شده اند.

در آماده سازی داده‌های مربوط به ریزش برف نکات زیر مورد توجه قرار گرفته است:

الف) در داده‌های مربوط به بارش برف در ساعت گذشته (عدد رمز ۲۲)، در مواردی دما چندین درجه بیشتر از صفر درجه ثبت شده است که از نظر فیزیکی غیر معقول به نظر می‌رسد. چون دمای گزارش شده مربوط به همین ساعت دیدبانی است، اما برف در

9. HYFA (Hydrology Frequency Analysis)

10. World Meteorological Organization (WMO)

طی ساعت گذشته باریده است، موارد مشکوک با توجه به داده‌های ساعتی روزانه، در صورت موجود بودن، تصحیح و یا حذف شده اند.

ب) در داده‌هایی که با رمز ۲۶، ۹۳، ۹۴، ۹۵ و ۹۷ گزارش شده اند، مواردی دیده می‌شود که دما حتی به بیش از ۳۰ درجه سلسیوس نیز رسیده است. از آنجا که اعداد رمز مذکور برای گزارش رگبار مخلوط برف و باران و تگرگ نیز به کار می‌روند، موارد مشکوک با توجه به داده‌های ساعتی روزانه و فصل حذف شده اند.

روش

بدیهی است که در صورت وجود شرایط همدیدی مساعد برای بارش برف، انتظار می‌رود که رخداد این پدیده، بنا به ویژگی‌ای که دارد، در دماهای مثبت خیلی کم یا منفی به مراتب بیشتر از دماهای مثبت باشد. به منظور تعیین آستانه دمایی بارش برف، ابتدا فراوانی رخداد این پدیده در گستره‌های مختلف دمایی در ایستگاه‌های استان مشخص شده است. سپس مقادیر فراوانی، فراوانی نسبی و فراوانی نسبی تجمعی، ریزش برف برای دماهای صفر درجه سلسیوس و بیشتر تعیین شده‌اند. برای محاسبه احتمال بارش برف در یک دمای معین و کمتر از آن، با استفاده از توابع توزیع احتمالاتی، تحلیل فراوانی ریزش برف نیز انجام شده است. بدین منظور، باید توزیع مناسبی را برای برآزش به داده‌های دمای خشک (t) در هنگام ریزش برف انتخاب کرد. اعمال آزمون نیکویی برآزش به روش آزمون کلموگروف - اسمیرنوف^{۱۱} ($K-S$) (علیزاده، ۱۳۸۵، ۶۶۹-۶۴۲؛ کاظم نژاد و همکاران، ۱۳۸۰، ۱۰۷-۱۰۲) نشان داد که توزیع نرمال بهترین توزیع برای برآزش به داده‌های استفاده شده است. با به کارگیری مقادیر ضرایب فراوانی این توزیع و رابطه (۱)، مقدار دما در دوره‌های بازگشت ۲ تا ۱۰۰ ساله محاسبه شده است. در رابطه (۱) t نشان دهنده دما در یک دوره بازگشت T ، \bar{t} میانگین داده‌ها، K ضریب فراوانی برای دوره بازگشت T و S انحراف معیار داده‌هاست.

$$t = \bar{t} + K.S \quad (۱)$$

از آنجا که رخداد بارش ارتباط نزدیکی با مقدار رطوبت دارد، در این پژوهش سعی شده است رابطه بین دما و رطوبت در هنگام بارش برف نیز مشخص شود. علاوه بر مقدار دمای خشک t در هنگام ریزش برف، دماهای نقطه شبنم (td) متناظر با آن نیز استخراج شدند. سپس با استفاده از روش حداقل مربعات، رابطه وایازی خطی بین دمای خشک به عنوان متغیر پیش بینی شونده و نقطه شبنم به عنوان متغیر پیش بینی کننده در هنگام بارش برف برای هر ایستگاه تعیین شده است. مقدار کمبود اشباع که از تفاضل دو پارامتر مذکور به دست می‌آید ($df = t - td$)، بیانگر خوبی برای میزان نم نسبی است. هر چه مقدار این پارامتر کمتر باشد، رطوبت موجود در جو بیشتر است؛ به طوری که وقتی به کمترین حد خود یعنی صفر برسد، رطوبت نسبی ۱۰۰ درصد خواهد بود. بدین ترتیب، چنانچه رابطه خطی حاصل بر حسب td و df نوشته شود، می‌توان رابطه بین دما و رطوبت در هنگام بارش برف را تعیین کرد. دو نکته باید مورد توجه قرار گیرد:

الف) چون در ایجاد یک رابطه وایازی متغیرها باید مستقل از یکدیگر باشند، مستقیماً نمی‌توان رابطه مورد نظر را بین دمای خشک و کمبود اشباع تعیین کرد.

ب) اعتبار رابطه وایازی باید آزمون شود. معادله خطی حاصل زمانی معتبر است که باقی مانده‌ها تصادفی، مستقل و به طور نرمال با میانگین صفر و واریانس ثابت توزیع شده باشند (پاتاچاریا و جانسون، ۱۳۶۹، ۴۰۱-۴۲۵).

روابط حاصل می‌توانند به ترتیبی که در بخش بعد توضیح داده خواهد شد، به پیش‌بینی اینکه آیا نوع بارش به صورت برف خواهد بود یا نه، کمک کنند.

نتایج

تعداد کل بارش‌های برف غیر رگباری در دماهای متفاوت و دمای بیش از صفر درجه سلسیوس به ترتیب در ستون‌های ۳ و ۴ جدول (۱) آورده شده است. تعداد بارش‌های رگباری در ستون ۵ و تعداد کل دیدبانی‌های ریزش برف در ستون ۶ جدول

ریزش برف و ارتباط آن با دما در استان کردستان ۶۳

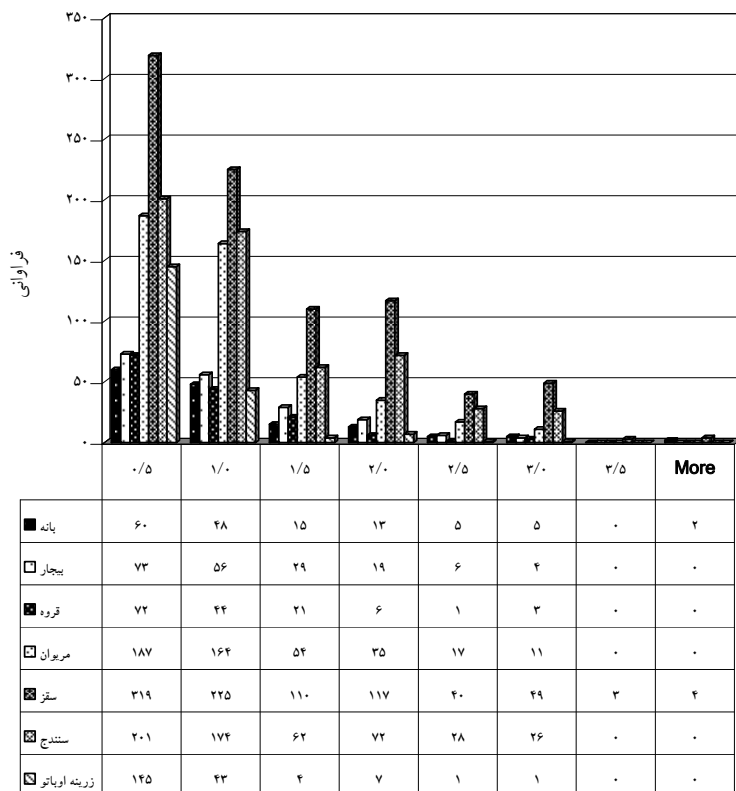
مزبور دیده می‌شود. رخداد پدیده برف در دمای کمتر از صفر منطقی و معقول است، در صورتی که رخداد بارش‌های جامد در دماهای بیش از صفر دور از انتظار است و باید بررسی گردد تا آستانه دمایی این گونه پدیده‌ها مشخص شود.

جدول ۱: تعداد بارش‌های برف غیر رگباری و رگباری در ایستگاه‌های استان کردستان در طول دوره آماری موجود.

ایستگاه	دوره آماری	غیر رگباری	غیر رگباری (در دمای < 0 درجه)	رگباری	تعداد کل دیدبانی
قروه	۱۹۸۹-۲۰۰۶	۵۱۴	۱۴۷	۲۲۳	۷۳۷
مریوان	۱۹۹۲-۲۰۰۶	۷۶۲	۴۶۸	۱۰۷	۸۶۹
سنندج	۱۹۶۱-۲۰۰۶	۱۳۳۶	۵۶۳	۱۵۳	۱۴۸۹
بانه	۱۹۹۹-۲۰۰۶	۳۲۵	۱۴۸	۱۷۰	۴۹۵
زرینه	۱۹۸۹-۲۰۰۶	۱۲۵۶	۲۰۱	۲۴۹	۱۵۰۵
سقز	۱۹۶۱-۲۰۰۶	۲۱۲۳	۸۶۷	۲۱۹	۲۳۴۲
بیجار	۱۹۸۷-۲۰۰۶	۹۰۸	۱۸۷	۲۸۱	۱۱۸۹

به سبب گذر دما از فاز مثبت به منفی، بیشترین فراوانی بارش برف در دماهای $0/5^{\circ}\text{C}$ - بیشتر از گستره‌های دیگر است. این مقدار با افزایش هر $0/5$ درجه کاهش می‌یابد. بارش برف در دماهای بیش از 3°C در سطح ایستگاه‌های استان بسیار نادر است. تنها در ایستگاه سقز در طی یک دوره آماری ۴۵ ساله، از ۸۶۷ مورد بارش برف غیر رگباری، فقط ۷ مورد در دماهای بیش از 3°C رخ داده است. با استفاده از مقادیر فراوانی نسبی می‌توان احتمال یا دوره‌های برگشت تجربی متفاوتی را محاسبه کرد. به طوری که در نمودار شکل (۱) دیده می‌شود، احتمال این که در هنگام بارش برف، دما در ایستگاه‌های بیجار و مریوان بین صفر تا $0/5^{\circ}\text{C}$ باشد، به ترتیب ۸ و $24/5$ درصد است.

افزایش احتمال رخداد برف در این بازه دمایی در مریوان شاید به سبب موقعیت جغرافیایی و به ویژه قرار گرفتن آن در برابر تاثیر سامانه‌های بارش زا بر روی منطقه و اثر عوامل اقلیمی بر روی جریان‌های جوی باشد که باید در مطالعه دیگری بیشتر به آن پرداخته شود. این احتمال تجربی در گستره دمایی $2/1^{\circ}\text{C}$ تا $2/5^{\circ}\text{C}$ برای بیجار، قروه و زرینه اوباتو کمتر از ۱ درصد و برای سایر ایستگاه‌های استان، ۱/۵ درصد تا ۲/۲ درصد است که رقمی قابل توجه نیست. تغییرات جزئی موجود در احتمال مذکور می‌تواند از تفاوت طول دوره آماری آنها ناشی شده باشد.



شکل ۱: فراوانی ریزش برف غیر رگباری در دماهای بیش از صفر درجه سلسیوس، در ایستگاه‌های استان کردستان، طی دوره آماری موجود.

ریزش برف و ارتباط آن با دما در استان کردستان ۶۵

بر اساس مقادیر فراوانی نسبی تجمعی هر گروه، احتمال آن که در هنگام بارش برف در یک ایستگاه، مقدار دما مساوی یا کمتر از مقدار معینی باشد، نیز برآورد شده است. مطابق جدول ۳ در ایستگاه قروه، با احتمال ۹۴ درصد برف در دمایی کمتر یا مساوی 1°C می‌کند. بارش برف در سایر ایستگاه‌ها با احتمال بیش از ۹۵ درصد در دمایی کمتر یا مساوی 2°C رخ می‌دهد.

جدول ۲: فراوانی تجمعی (درصد) ریزش برف غیر رگباری در در دماهای بیش از صفر درجه سلسیوس، در ایستگاه‌های استان کردستان، طی دوره آماری موجود.

گستره دما $^{\circ}\text{C}$ ایستگاه	۰-۰/۵	۱/۰	۱/۵	۲/۰	۲/۵	۳/۰	۳/۵	> ۳/۵
قروه	۸۵/۴	۹۴/۰	۹۸/۰	۹۹/۲	۹۹/۴	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
مریوان	۶۳/۱	۸۴/۶	۹۱/۷	۹۶/۳	۹۸/۶	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
سنندج	۷۵/۰	۸۶/۰	۹۰/۶	۹۶/۰	۹۸/۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
بانه	۷۳/۰	۸۷/۷	۹۲/۳۰	۹۶/۳	۹۷/۸	۹۹/۳	۹۹/۴	۱۰۰
زرینه اوبانو	۹۵/۵	۹۹/۰	۹۹/۲	۹۹/۸	۹۹/۹	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
سقز	۷۴/۲	۸۴/۸	۹۰/۰	۹۵/۵	۹۷/۴	۹۹/۷	۹۹/۸	۱۰۰
بیجار	۸۷/۴	۹۳/۶	۹۶/۸	۹۸/۹	۹۹/۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰

در تحلیل فراوانی بارش برف برای ایستگاه‌های مختلف استان، مشخص شده است که داده‌های هر هفت ایستگاه دارای چولگی منفی هستند. از طرفی، به علت وجود دماهای منفی، استفاده از توزیع‌هایی مانند لوگ-نرمال، که لگاریتم داده‌های اولیه را به عنوان متغیر در نظر می‌گیرند، امکان پذیر نیست. لذا علاوه بر توزیع نرمال، آزمون نیکویی

برازش برای توزیع گمبل تیپ ۳ نیز بر روی داده‌ها انجام شده است. مقایسه خطاهای استاندارد نشان می‌دهد که توزیع نرمال مناسبترین توزیع برای برازش داده‌هاست (کایت^{۱۲}، ۱۳۶۹، ۲۶۴-۲۵۹). جدول (۳) نتایج تحلیل فراوانی و مقادیر دما به هنگام بارش برف در دوره‌های ۲ تا ۱۰۰ ساله را با استفاده از توزیع نرمال نمایش می‌دهد. باید توجه داشت که به سبب کوتاه بودن طول دوره آماری ایستگاه بانه (۷ سال)، نتیجه تحلیل‌های انجام شده مربوط به آن اعتبار چندانی ندارد و با بقیه ایستگاه‌ها قابل مقایسه نیست. دیده می‌شود که میانگین دماهای یاد شده، که در واقع همان مقدار دما در دوره بازگشت ۲ ساله است، برای تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه، به غیر از ایستگاه بانه، منفی است. بیشینه احتمال بارش برف در دماهای مثبت، تنها در سه ایستگاه مریوان، سنندج و سقز ۲۵ درصد، در ایستگاه قره ۲۰ درصد و در بقیه ایستگاه‌ها کمتر است؛ یعنی پدیده بارش برف در دماهای بیشتر از صفر، به طور متوسط هر ۴ سال یک بار در مریوان (1°C)، سنندج ($0/6^{\circ}\text{C}$) و سقز ($0/3^{\circ}\text{C}$)، و هر ۵ سال یک بار در قره ($0/2^{\circ}\text{C}$) رخ می‌دهد. با زیاد شدن طول دوره بازگشت، مقادیر دماهای فوق و تعداد ایستگاه‌ها نیز افزایش می‌یابند.

در جدول ۴ روابط خطی حاصل بین دمای نقطه شبنم (td) و دمای خشک (t) در هنگام ریزش برف برای هر ایستگاه آورده شده است. ستون چهارم این جدول ضریب همبستگی (r) بین این دو متغیر را بیان می‌کند. با توجه به تعداد زیاد مشاهدات (n) و مقدار این ضریب که برای تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه نزدیک به ۱ است، می‌توان نتیجه گرفت که همبستگی معنی دار و زیادی بین دمای نقطه شبنم و دمای خشک در هنگام ریزش برف وجود دارد. مقادیر r^2 در ستون پنجم، ضریب تبیین یا تشخیص است. با استفاده از این ضریب می‌توان تفسیر کرد که چند درصد از تغییرات متغیر وابسته (t)، توسط متغیر مستقل (td) توضیح داده می‌شود (منصور فر، ۱۳۷۶، ۹۹-۱۰۱). برای مثال، در ایستگاه سنندج ۸۹ درصد تغییرات دمای خشک در شرایط ریزش برف توسط دمای

نقطه شبنم و ۱۱ درصد بقیه توسط عوامل دیگر بیان می‌شود. می‌توان گفت که پس از شروع بارش، مقدار دمای نقطه شبنم در سطح زمین، برابر دمای هوای کف ابر در حال بارش است. لذا اگر دما و نقطه شبنم به گونه‌ای پیش بینی شوند که در محدوده سطح اطمینان ۹۵ درصد قرار گیرند، می‌توان گفت که بارش به صورت برف خواهد بود.

در این بررسی، دربارهٔ میزان افزایش یا کاهش دمای نقطه شبنم در خلال بارش بحثی نشده است. البته، چگونگی تغییرات دمای نقطه شبنم را با نزدیک شدن توده هواهای مختلف می‌توان بیان کرد. به عبارت دیگر، تغییرات رطوبت یا کمبود اشباع را می‌توان از روی نقشه‌های وضع هوا تعقیب نمود. در این صورت، به ویژه در حالی که جبهه گرمی در زمستان در حال نزدیک شدن باشد، می‌توان تصمیم گرفت که چه موقع بارش از حالت برف به باران تبدیل خواهد شد.

هم اکنون به منظور پیش بینی پدیده‌ها و پارامترهای جوی در مقیاس‌های متفاوت زمانی و مکانی، مدل‌های عددی پیشرفته و گوناگون پیش بینی وضع هوا که هر یک بر اساس معادلات دینامیکی حاکم بر جو ساخته شده‌اند، مورد استفاده مراکز عملیاتی پیش بینی وضع هوا قرار می‌گیرند. با وجود پیشرفت روز افزون این مدل‌ها، پیش بینی صریح، مستقیم و دقیق برخی از پدیده‌های محلی و پارامترها، مانند: احتمال بارش و نوع آن، دید، توفان تندری، دمای بیشینه و کمینه و ... تنها از طریق مدل‌های عددی امکان پذیر نیست و باید از محاسبات آماری نیز کمک گرفت. این محاسبات در مرحله پس پردازش برون داد خام مدل‌های پیش بینی عددی وضع هوا قرار می‌گیرند و غالباً بر پایه تحلیل وایزی خطی چندگانه، همبستگی میان متغیرهای پیش بینی شونده و متغیرهای پیش بینی کننده در دسترس، استوارند (پدرام و ابو فاضلی، ۱۳۸۳، ۲۸۷-۲۹۹؛ پدرام و عربلی، ۱۳۸۴، ۵۹-۷۲). پژوهش حاضر می‌تواند یکی از گام‌های اولیه در جهت انجام این گونه محاسبات باشد.

جدول ۳: تحلیل فراوانی ریزش برف با استفاده از ضرایب فراوانی توزیع نرمال به ازای مقادیر احتمالات و دوره‌های بازگشت مختلف در ایستگاه‌های استان کردستان.

ایستگاه: بیجار	ایستگاه: سنقر	ایستگاه: زرنه	ایستگاه: پاته	ایستگاه: سنندج	ایستگاه: مریوان	ایستگاه: قروه	K	P (درصد)	T(سال)
$\bar{t} = -۳/۸ \text{ } ^\circ\text{C}$ $SD = ۳/۳ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = -۱/۸ \text{ } ^\circ\text{C}$ $SD = ۳/۱ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = -۳/۴ \text{ } ^\circ\text{C}$ $SD = ۲/۹ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = ۰/۹$ $SD = ۲/۱ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = -۱/۴ \text{ } ^\circ\text{C}$ $SD = ۳/۰ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = -۰/۳$ $SD = ۱/۹ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = -۲/۳ \text{ } ^\circ\text{C}$ $SD = ۲/۹ \text{ } ^\circ\text{C}$			
۱ (۱۱٪)	۱ (۹٪)	۱ (۹٪)	۱ (۱۰٪)	۱ (۸٪)	۱ (۷٪)	۱ (۹٪)	-۲,۳۲۶	۹۹	۱/۰۱
۲ (۳/۱٪)	۲ (۱/۸٪)	۲ (۳٪)	۲ (۰/۹٪)	۲ (۱/۴٪)	۲ (۰/۳٪)	۲ (۲/۳٪)	۰/۰۰۰	۵۰/۰	۲
۴ (۰/۹٪)	۴ (۰/۳٪)	۴ (۱/۰٪)	۴ (۲/۳٪)	۴ (۰/۶٪)	۴ (۱/۰٪)	۴ (۰/۳٪)	۰/۶۷۴	۲۵/۰	۴
۵ (۰/۳٪)	۵ (۰/۸٪)	۵ (۰/۵٪)	۵ (۲/۶٪)	۵ (۱/۱٪)	۵ (۱/۳٪)	۵ (۰/۲٪)	۰/۸۴۲	۲۰/۰	۵
۱۰ (۱/۱٪)	۱۰ (۲/۱٪)	۱۰ (۰/۷٪)	۱۰ (۳/۶٪)	۱۰ (۲/۴٪)	۱۰ (۲/۱٪)	۱۰ (۱/۴٪)	۱/۲۸۲	۱۰/۰	۱۰
۵۰ (۳/۷٪)	۵۰ (۴/۵٪)	۵۰ (۲/۹٪)	۵۰ (۵/۲٪)	۵۰ (۴/۸٪)	۵۰ (۳/۶٪)	۵۰ (۳/۶٪)	۲/۰۵۴	۲/۰	۵۰
۱۰۰ (۴/۶٪)	۱۰۰ (۵/۴٪)	۱۰۰ (۳/۷٪)	۱۰۰ (۵/۷٪)	۱۰۰ (۵/۶٪)	۱۰۰ (۴/۱٪)	۱۰۰ (۴/۴٪)	۲/۳۲۶	۱/۰	۱۰۰

جدول ۴: رابطه همبستگی دمای نقطه شبنم (td) و دمای خشک (t) در شرایط برف غیر رگباری در ایستگاه‌های استان کردستان (سطح معنی داری ۰/۰۵).

ایستگاه: بیجار	ایستگاه: سنقر	ایستگاه: زرنه	ایستگاه: پاته	ایستگاه: سنندج	ایستگاه: مریوان	ایستگاه: قروه	K	P (درصد)	T(سال)
$\bar{t} = -۳/۸ \text{ } ^\circ\text{C}$ $SD = ۳/۳ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = -۱/۸ \text{ } ^\circ\text{C}$ $SD = ۳/۱ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = -۳/۴ \text{ } ^\circ\text{C}$ $SD = ۲/۹ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = ۰/۹$ $SD = ۲/۱ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = -۱/۴ \text{ } ^\circ\text{C}$ $SD = ۳/۰ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = -۰/۳$ $SD = ۱/۹ \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{t} = -۲/۳ \text{ } ^\circ\text{C}$ $SD = ۲/۹ \text{ } ^\circ\text{C}$			
۱ (۱۱٪)	۱ (۹٪)	۱ (۹٪)	۱ (۱۰٪)	۱ (۸٪)	۱ (۷٪)	۱ (۹٪)	-۲,۳۲۶	۹۹	۱/۰۱
۲ (۳/۱٪)	۲ (۱/۸٪)	۲ (۳٪)	۲ (۰/۹٪)	۲ (۱/۴٪)	۲ (۰/۳٪)	۲ (۲/۳٪)	۰/۰۰۰	۵۰/۰	۲
۴ (۰/۹٪)	۴ (۰/۳٪)	۴ (۱/۰٪)	۴ (۲/۳٪)	۴ (۰/۶٪)	۴ (۱/۰٪)	۴ (۰/۳٪)	۰/۶۷۴	۲۵/۰	۴
۵ (۰/۳٪)	۵ (۰/۸٪)	۵ (۰/۵٪)	۵ (۲/۶٪)	۵ (۱/۱٪)	۵ (۱/۳٪)	۵ (۰/۲٪)	۰/۸۴۲	۲۰/۰	۵
۱۰ (۱/۱٪)	۱۰ (۲/۱٪)	۱۰ (۰/۷٪)	۱۰ (۳/۶٪)	۱۰ (۲/۴٪)	۱۰ (۲/۱٪)	۱۰ (۱/۴٪)	۱/۲۸۲	۱۰/۰	۱۰
۵۰ (۳/۷٪)	۵۰ (۴/۵٪)	۵۰ (۲/۹٪)	۵۰ (۵/۲٪)	۵۰ (۴/۸٪)	۵۰ (۳/۶٪)	۵۰ (۳/۶٪)	۲/۰۵۴	۲/۰	۵۰
۱۰۰ (۴/۶٪)	۱۰۰ (۵/۴٪)	۱۰۰ (۳/۷٪)	۱۰۰ (۵/۷٪)	۱۰۰ (۵/۶٪)	۱۰۰ (۴/۱٪)	۱۰۰ (۴/۴٪)	۲/۳۲۶	۱/۰	۱۰۰

*چون مقدار p-value برای آماره آزمون ضریب رگرسیون کمتر از ۰/۰۵ است، همبستگی معنی داری بین دو متغیر وجود دارد.

منابع

۱. آذری، ف. (۱۳۶۳). **کدها و روش‌های دیدبانی و کارگاه**، مرکز آموزش عالی هواشناسی و علوم جو، سازمان هواشناسی کشور.
۲. اسلامی، م.، فیروز بخت، ع. (۱۳۷۳). «بررسی توزیع مکانی بارش برف در حوزه‌های دز و کارون»، اولین سمینار هیدرولوژی برف و یخ، ارومیه.
۳. پاتاچاریا، گ. ک.، ر.، جانسون. (۱۳۶۹). **مفاهیم و روش‌های آماری**، ترجمه: مرتضی ابن شهر آشوب و فتاح میکائیلی، مرکز نشر دانشگاهی، ۱۹۷۷.
۴. پدرام، م. (۱۳۷۵). «لگوی سینوپتیکی پیش بینی برف بر روی ایران» پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
۵. پدرام، م.، ن.، ابوفاضلی. (۱۳۸۳). «پیش‌بینی دینامیکی - آماری دمای ماکزیمم و می‌نیمم شهر تهران»، مجموعه مقالات هفتمین کنفرانس آمار ایران، دانشگاه علامه طباطبایی، تهران.
۶. پدرام، م.، پ.، عربلی. (۱۳۸۴). «کاربست روش پیش‌یابی کامل در پیش‌بینی دمای کمینه و بیشینه»، نیوار، شماره ۵۸ و ۵۹، دانشگاه فردوسی مشهد.
۷. پژوهشکده هواشناسی. (۱۳۸۷). گزارش نهایی پروژه "پهنه بندی مخاطرات اقلیمی استان کردستان".
۸. رشتچی، ژ. (۱۳۷۳). «معرفی شبکه ایستگاه‌های برف سنجی کشور»، اولین سمینار هیدرولوژی برف و یخ، ارومیه.
۹. ریتالاک، ب. ج. (۱۳۷۰). **هواشناسی عمومی**، ترجمه: احمد نوحی، سازمان هواشناسی کشور.
۱۰. عادل، ا. (۱۳۸۴). «کلیماتولوژی بارش برف در شمال غرب کشور»، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم اجتماعی دانشگاه تبریز.
۱۱. علیزاده، ا. (۱۳۸۵). **اصول هیدرولوژی کاربردی**، آستان قدس رضوی.
۱۲. قائمی، ه.، ا.، نوحی. (۱۳۵۵). **تجزیه تحلیل آماری ریزش برف**، سازمان هواشناسی کشور.
۱۳. کاظم نژاد، ا.، ح.، خلخالی، م.، کاظم پور دیزجی. (۱۳۸۰). **۱۰۰ آزمون آماری به همراه راهنمای نرم افزار SPSS**، دیباگران تهران.
۱۴. کایت، ج.، دبلیو. (۱۳۶۹). **تحلیل فراوانی وقایع و ریسک در هیدرولوژی**، ترجمه: ابولقاسم بزرگ‌نیا، امین علیزاده، محمود نقیب‌زاده و حمید خیابانی، آستان قدس رضوی ۱۹۷۸.
۱۵. کمالی، غ. (۱۳۸۰). **گزارش نهایی پروژه "بررسی سرمایه‌های زیان‌بخش به کشاورزی ایران و تهیه اطلس اقلیمی آن"**، سازمان هواشناسی کشور.
۱۶. منصور فر، ک. (۱۳۷۶). **روش‌های آماری**، دانشگاه تهران.
۱۷. هدایتی دزفولی، ا. (۱۳۷۴). «پیش‌بینی ریزش برف‌های متوسط و یا سنگین با استفاده از پارامترهای فیزیکی»، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

18- Ahrens, C. D., 2007, *Meteorology Today*, 8th edition, Thomson Brooks/Cole, Canada.

19- B. K. Khanna, B., 2005, *All you Wanted to Know about Disaster*, New India.

20- Booth, B. J., 1970, *Dew Point Temperature as a Snow Predictor*, *Met. Mag.*, London, 87, PP. 363-367.

- 21- Boyden, C. J., 1964, A Comparison of Snow Predictors, Met. Mag., London, 93, PP. 353-365.
- 23- Keith, S., 1996, Environmental Hazards Assessing Risk and Reducing Disaster, 2nd edition, Rout ledge.
- 22- Patrick L., 2004, Natural Disaster, Mc Graw-Hill.
- 23- URL1:www.sciencebits.com/snowAboveFreezing
- 24- URL2:www.geo.uu.se/luva/exarb/2003/Arvid_Olsen.pdf
- 25- World Meteorological Organization, 1988, Manual on Codes, WMO-No 306, Vol. 101, Geneva.