

مطالعه روند تغییرات بارش برف در شمال غرب ایران

سیدحسین میرموسوی: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران*

لیلا صبور: کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

وصول: ۱۳۹۰/۵/۱۶ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۲۱، صص ۱۳۶-۱۱۹

چکیده

یکی از صفات مشترک همه پیش‌بینی‌های مربوط به تغییرات اقلیمی، گرم شدن میانگین دمای هوا، در نزدیکی سطح زمین است. از تأثیرات منفی گرمایش جهانی، کاهش آب رودخانه‌ها و سطح آب دریاچه‌ها، بخصوص در محیط‌هایی است که به ذوب تدریجی برف وابسته‌اند. به طور خاص، درجه حرارت گرم‌تر هوا، باعث کاهش تجمع برف در فصل سرد سال شده و این موضوع به شدت، رواناب را در فصل بهار و تابستان کاهش می‌دهد. این تغییر فصلی در رواناب، باعث کاهش شدید منابع آب در بخش‌های مختلف، نظیر شهری، صنعتی و کشاورزی شده و آب پشت دیواره سدها را نیز، به شدت کاهش می‌دهد. با توجه موارد مطرح شده در فوق، در این مطالعه با استفاده از داده‌های بارش روزانه برف و میانگین سالانه دمای تعداد ۱۵ ایستگاه سینوپتیک منطقه شمال غرب ایران، نسبت به بررسی تغییرات دراز مدت بارش برف و میانگین دمای سالانه اقدام شده است. روش مورد استفاده در این مطالعه، تحلیل روند بر مبنای سری‌های زمانی و آزمون روند بر مبنای روش‌های اسپیرمن، کندال و پیرسون می‌باشد. نتایج حاصل از مقایسه بین مجموع بارش برف و نسبت بارش برف به کل بارش سالانه با روند تغییرات دما نشان داد که در ایستگاه‌های ارومیه، تبریز، اهر، خلخال، پیرانشهر و ماکو ضمن افزایش میانگین دمای سالانه، میزان بارش برف از روند نزولی معنی‌داری برخوردار می‌باشد و این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده اثرات منفی گرمایش تدریجی در منطقه شمال غرب ایران بر روی تغییر رژیم بارش از برف به باران و کاهش شدید منابع آب وابسته به ذوب تدریجی برف باشد.

واژه‌های کلیدی: سری‌های زمانی، برف، شمال غرب ایران، تغییرات دما، منابع آب.

مقدمه

در اثر نوسانات ایجاد شده در میزان بارش برف به دلایل مختلف نظیر تغییرات اقلیمی، این مناطق جزء آسیب‌پذیرترین مناطق محسوب شوند. به این معنی که با کاهش شدید میزان بارش برف در بعضی سال‌ها، آب مورد نیاز در فصل بهار و تابستان که از ذوب تدریجی برف حاصل می‌شد تامین نگردیده و بحران شدید در رابطه با کمبود آب به وجود می‌آید (بوکی (Bürki) و همکاران، ۲۰۰۳: ۱). از طرف دیگر در

در مناطق کوهستانی، برف فصلی به عنوان یکی از اجزاء مهم چرخه هیدرولوژیکی، موجب ذخیره سازی آب در فصل زمستان و آزاد سازی آن در فصل بهار و تابستان شده و بدین طریق، آب مورد نیاز در بخش‌های مختلف، نظیر کشاورزی، صنایع و مصارف شهری را تامین می‌نماید (اوزدگان (Ozdogan)، ۲۰۱۱: ۳۳۳). این موضوع سبب می‌شود

داد که ارتباط خطی معنی داری بین عمق برف و میزان ماندگاری آن وجود دارد. از مطالعات دیگر در این زمینه می‌توان به مطالعات لنینگ^۵ و همکاران (۲۰۰۲) در سوئیس اشاره نمود که در این مطالعه با بررسی روند تغییرات بارش برف در سال‌های مختلف بوسیله مدل‌های مربوط به ارزیابی پوشش برف به این نتیجه رسیدند که تغییرات معنی داری در میزان بارش برف در دهه‌های اخیر در این کشور افتاده است و در مناطق برفگیر این کشور در سطح پوشش برف کاهش معنی داری مشاهده می‌شود. لسنر و شاننیل^۶ (۲۰۰۳) در مطالعات خود در بخش آلپ سوئیس با بررسی روند تغییرات بارش برف به این نتیجه رسیدند که در دهه‌های اخیر در مناطق مرتفع این کشور تعداد روزهای همراه با بارش برف دارای روند کاهشی بوده و در مقابل تعداد بارش‌های سنگین برف دارای روند افزایشی می‌باشد. هانتینگتون^۷ و همکاران (۲۰۰۴) نیز در مطالعات خود بر روی تغییرات بارش برف نسبت به سایر بارش‌ها در انگلستان، به این نتیجه رسیدند که در طی یازده سال اخیر از میزان بارش برف به شدت کاسته شده است و در مقابل باران جایگزین این نوع بارش شده است و این امر باعث کاهش محسوس در میزان رواناب‌های سطحی شده است. مطالعات کاب و کلارک^۸ (۲۰۰۵) در آمریکا در زمینه رابطه بین تغییرات بارش برف با میزان رواناب‌های سطحی نیز نشان داد که از دهه ۱۹۸۰ به بعد با کاهش میزان بارش برف، میزان رواناب‌های سطحی در مناطق غربی کشور به طور قابل ملاحظه ای کاسته شده است.

سال‌های اخیر پدیده تغییر اقلیم و گرمایش جهانی ضمن افزایش تدریجی میانگین دمای اکثر نقاط کره زمین، باعث ایجاد تغییرات شدید در میزان و نوع بارش مناطق مختلف جهان شده است (استفان و فنز Stefan.H.G, Feng.X) (۱۳۸:۱۹۹۶). در بسیاری از نقاط جهان، بارش باران جایگزین بارش‌های جامد نظیر برف شده است و به شدت میزان بارش برف کاهش پیدا کرده و این موضع باعث تغییر سیستم هیدرولوژی آن مناطق شده است (هملت^۱ و همکاران، ۲۰۰۵:۴۵۶).

به دلیل اهمیت موضوع، مطالعات زیادی در سطح ایران و جهان در این خصوص انجام شده است. از جمله مطالعات جهانی می‌توان به مطالعات سیمون و کریستوف^۲ (۲۰۰۶) اشاره نمود که در مطالعه خود تغییرات بارش برف را در منطقه آلپ سوئیس به وسیله تحلیل‌های آماری چند متغیره بررسی نموده اند. نتایج این مطالعه نشان داد که احتمال بارش برف با کاهش ارتفاع به میزان ۵۰۰ متر، ۷/۹ درصد کاهش پیدا می‌کند. فننگ و هو^۳ (۲۰۰۷) نیز در مطالعه ای تغییرات بارش برف در فصل زمستان را در ایالات متحده آمریکا بررسی نمودند. نتایج این مطالعه نشان داد در شمال غرب آمریکا، بارش برف نسبتاً کم تر شده و در مقابل بارش باران جایگزین آن شده است. بیرکلند^۴ و همکاران (۱۹۹۵) در مطالعه خود تغییرات زمانی و مکانی بارش برف را در آمریکا بررسی نمودند. در این مطالعه از روش‌های همبستگی چند متغیره استفاده شده است. نتایج این مطالعه نشان

5 - Lehning

6 - Laternser and Schneebeli

7 - Huntington

8 - Cabe and Clark

1- Hamlet

2 - Simon and Christof

3 - Feng and Hu

4 - Birkeland

صفر درجه به عنوان خط ماندگاری برف محاسبه نمودند. متکان و همکاران (۱۳۸۷) در مطالعه‌ای از آستانه پیشنهادی ناسا (۰/۴) برای شاخص NDSI در تعیین سطح پوشش برف دو حوضه آبریز سد کرج و لتیان استفاده کرده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که دقت نقشه حاصله با این آستانه کم است و میزان برف را بیشتر از مقدار واقعی نشان می‌دهد. قربانی زاده خرازی و همکاران (۱۳۸۸) در یک بررسی با استفاده از مدل ذوب برف SRM و همچنین مدل جهانی تغییر اقلیم با فرض دو سناریوی تغییر اقلیم A و B، پیش بینی توزیع زمانی جریان رواناب ناشی از ذوب برف برای نیم قرن آینده در حوضه دز پرداخته‌اند. این مطالعه نشان می‌دهد که زمان حداکثر جریان بهار به زمستان انتقال خواهد یافت. رسولی و ادهمی (۱۳۸۶) به منظور طراحی نقشه برف مطالعه‌ای در حوضه‌ی آبریز آجی چای بوسیله تصاویر ماهواره‌ای MODIS انجام داده‌اند. در این مطالعه مساحت حوضه و آب ذوب برف مثبت ارزیابی شده و در کل حوضه حدود ۶۶ میلیون متر مکعب محاسبه گردیده است.

در مطالعه حاضر نیز با توجه به فقدان مطالعات آماری کافی در زمینه بررسی تغییرات برف در ایران، سعی شده است تا این تغییرات در منطقه شمال غرب ایران مورد بررسی قرار گرفته و نقش افزایش میانگین دما در ایجاد نوسانات در بارش برف در منطقه شمال غرب ایران، ارزیابی شود.

داده‌ها و روشها

داده‌ها

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه شامل داده‌های بارش روزانه برف و میانگین سالانه دمای تعداد ۱۵

در ایران نیز مطالعات متعددی در رابطه با پایش پهنه‌های برفی انجام شده است. اکثر این مطالعات بر مبنای سنجش از راه دور می‌باشند و از روشهای آماری به ندرت استفاده شده است. از جمله این مطالعات می‌توان به مطالعات طاهری و همکاران (۱۳۸۰) اشاره نمود که در مطالعه خود، نتایج آماری بدست آمده از ارتباط بین مساحت سطح پوشش برف در حوضه آبریز رودخانه هیرمند در اواخر فصل بارش برف و مساحت سطح آب دره‌ها و دریاها در سیستان در اواسط بهار، ارائه شده است. در این مطالعه، با اندازه‌گیری مساحت پوشش برف در این حوزه، ارتفاع احتمالی سطح آب‌ها و دریاها تخمین زده شده است. شریفی و همکاران (۱۳۸۵) در مطالعه‌ای به تحلیل رابطه عمق برف با ارتفاع در حوضه صمصامی که یکی از سرشاخه‌های کوچک کارون است، پرداخته‌اند. بررسی تغییرات عمق برف در ارتفاعات مختلف، از طریق اندازه‌گیری عمق در ۲۵۸ نقطه واقع در محدوده، به مساحت ۵/۲ کیلومتر مربع و در اوایل اسفند ۱۳۸۴ انجام گرفته است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که تأثیر ارتفاع روی عمق برف به طبقات ارتفاعی بستگی دارد بطوریکه تا ارتفاع ۲۷۸۰ متر، رابطه خطی معنی‌داری بین آنها وجود دارد. دینی و همکاران (۱۳۸۵) در مطالعات خود در زمینه پایش پوشش برف در ارتفاعات البرز مرکزی از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده‌های AVHRR و MODIS استفاده کرده‌اند. نتایج مطالعات آنها نشان داد که مساحت سطوح برف گیر البرز مرکزی با پوشش کامل، ناقص و پوشش ابر به ترتیب ۹۹۴ و ۲۵۷۰ و ۲۵۰۵ کیلومتر مربع می‌باشد و در این منطقه دمای ۲/۹ درجه سانتی‌گراد را به عنوان آستانه ریزش برف و ارتفاع متناظر

ایستگاه سینوپتیک منطقه شمال غرب ایران می‌باشد (جدول ۱).

جدول (۱) مشخصات ایستگاههای سینوپتیک مورد استفاده در منطقه شمال غرب ایران

نام ایستگاه	نوع ایستگاه	دوره آماری	ارتفاع	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
اهر	سینوپتیک	۱۹۸۶-۲۰۰۸	۱۳۹۰	۴۷ درجه و ۴ دقیقه	۳۸ درجه و ۲۶ دقیقه
تبریز	سینوپتیک	۱۹۵۱-۲۰۰۸	۱۳۶۱	۴۶ درجه و ۱۷ دقیقه	۳۸ درجه و ۵ دقیقه
سراب	سینوپتیک	۱۹۸۶-۲۰۰۸	۱۶۸۲	۴۷ درجه و ۳۲ دقیقه	۳۷ درجه و ۵۶ دقیقه
مراغه	سینوپتیک	۱۹۸۳-۲۰۰۸	۱۴۷۷	۴۶ درجه و ۱۶ دقیقه	۳۷ درجه و ۲۴ دقیقه
میانه	سینوپتیک	۱۹۸۴-۲۰۰۸	۱۱۱۰	۴۷ درجه و ۴۲ دقیقه	۳۷ درجه و ۲۷ دقیقه
جلفا	سینوپتیک	۱۹۸۲-۲۰۰۸	۷۳۶	۴۵ درجه و ۴۰ دقیقه	۳۸ درجه و ۴۵ دقیقه
خوی	سینوپتیک	۱۹۶۱-۲۰۰۸	۱۱۰۳	۴۴ درجه و ۵۸ دقیقه	۳۸ درجه و ۳۳ دقیقه
مهاباد	سینوپتیک	۱۹۸۵-۲۰۰۸	۱۳۸۵	۴۵ درجه و ۴۳ دقیقه	۳۶ درجه و ۴۶ دقیقه
ماکو	سینوپتیک	۱۹۸۶-۲۰۰۸	۱۴۱۱	۴۴ درجه و ۲۶ دقیقه	۳۹ درجه و ۲۰ دقیقه
ارومیه	سینوپتیک	۱۹۵۱-۲۰۰۸	۱۳۱۵	۴۵ درجه و ۵ دقیقه	۳۷ درجه و ۳۲ دقیقه
پیرانشهر	سینوپتیک	۱۹۵۶-۲۰۰۸	۱۴۵۵	۴۵ درجه و ۸ دقیقه	۳۶ درجه و ۴۰ دقیقه
سردشت	سینوپتیک	۱۹۸۹-۲۰۰۸	۱۶۷۰	۴۵ درجه و ۳۰ دقیقه	۳۶ درجه و ۹ دقیقه
اردبیل	سینوپتیک	۱۹۷۷-۲۰۰۸	۱۳۳۰	۴۸ درجه و ۱۷ دقیقه	۳۸ درجه و ۱۵ دقیقه
خلخال	سینوپتیک	۱۹۸۷-۲۰۰۸	۱۷۹۶	۴۸ درجه و ۳۱ دقیقه	۳۷ درجه و ۳۸ دقیقه
پارس آباد	سینوپتیک	۱۹۸۵-۲۰۰۸	۳۱/۹	۴۷ درجه و ۵۵ دقیقه	۳۹ درجه و ۳۹ دقیقه

روشها

روش مورد استفاده در این مطالعه، بررسی روند نسبی سری‌های زمانی داده‌های بارش برف می‌باشد. در سریهای زمانی چند مشخصه وجود دارد، یکی از این مشخصه‌ها و اجزاء، روند نام دارد. برای برآورد میزان روند از روش روند نسبی سری‌های زمانی استفاده شده است. در این روش، ابتدا حاصل تفاضل اولین و آخرین مشاهده محاسبه می‌شود (معادله ۱)، سپس روند نسبی با معادله زیر به دست می‌آید (کاویانی و عساکره، ۱۳۸۲: ۲۳۵):

(۱)

$$\Delta T = X_n - X_1$$

$$RT = \frac{T_r}{a_1}$$

$$RT = \frac{T_r}{a_n} \quad (۲)$$

$$RT = \frac{T_r}{a} \quad (۳)$$

$$Y_t = \beta_0 + \beta_1 t + \beta_2 t^2 + \dots + \beta_k t^k + e_t \quad (۴)$$

در رابطه ۲، روند نسبی در صورت رفتار کاهشی مقداری کمتر از میزان واقعی و به شرط وجود رفتار افزایشی، مقداری بیشتر از میزان واقعی را نشان می‌دهد. در رابطه ۳، وضعیت برعکس است. در حالی که رابطه ۴، میانگینی از دو روش قبلی است و به نظر

در روش اسپیرمن ابتدا اختلاف بین رتبه هر مقدار در سری (ki) و ترتیب آن در سری زمانی (i) محاسبه می‌شود تا مقدار (di) بدست آید و سپس آماره اسپیرمن، طبق رابطه (۷) محاسبه می‌شود (مهدوی، ۱۳۷۷:۱۴۷):

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (7)$$

برای $N > S$ مقدار t بوسیله‌ی رابطه (۸) از لحاظ معنی‌داری تعریف می‌شود. این آماره دارای توزیع تقریبی t استیودنت با $n-2$ درجه آزادی است و به وسیله t دوطرفه ارزیابی می‌شود. با توجه به حدود بحرانی، فرض صفر (تصادفی بودن مقادیر) در ازای فرض مقابل (وجود روند در مقادیر) آزمون می‌گردد (صدقت کردار و رحیم زاده، ۱۳۸۶:۱۸۶)

$$t_o = \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (8)$$

روش من کندال یک روش رتبه‌ای است. آماره کندال با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود (عزیزی و روشنی، ۱۹۸۷: ۱۶):

$$p = \sum_{i=1}^n ni \quad (9)$$

در رابطه (۹):

p مجموع تعداد رتبه‌های بزرگتر از ردیف ni که بعد از آن قرار می‌گیرند بوده و از رابطه زیر بدست می‌آید: (عزیزی و روشنی، ۱۹۸۷: ۱۵):

$$\tau = \frac{4p}{n(n-1)} \quad (10)$$

یافته‌ها

بررسی روند تغییرات مجموع برف سالانه

می‌رسد الگوی مناسب‌تری برای نمایش روند نسبی باشد. اما این آزمون تنها برای برآوردی کلی، از رفتار متغیرها را نشان می‌دهد. بنابراین وجود روند خطی، درجه ۲ جهت داوری علمی مورد آزمون قرار می‌گیرد.

بسیاری از مولفین کلمه روند را برای تغییر تدریجی تابع میانگین مانند یک تابع خطی یا درجه دوم به کار می‌برند. روشهای آماری کلاسیک تجزیه و تحلیل رگرسیون را به سهولت برای برآورد پارامترهای الگوهای معمولی روند، بدون مقدار ثابت می‌توان بکار برد (نیرومند، ۱۳۷۸: ۳۴). در این مطالعه، مفیدترین آنها یعنی روندهای خطی و سهمی، مورد بررسی قرار داده شده است. ابتدا باید تشخیص داده شود که شیب خط از نوع خطی است یا سهمی؟ یکی از روش‌های پرکاربرد برای پاسخگویی به این سوال الگوسازی در خانواده چند جمله‌ای‌هاست (خردمند نیا و عساکره، ۱۳۸۰: ۱۳۲-۱۲۱). الگوی چند جمله‌ای درجه k بصورت رابطه زیر می‌باشد (کاوایانی و عساکره، ۱۳۸۲: ۲۵۰):

(۶)

که در آن Y_t متغیر پاسخ، β ها پارامترهای مجهول و e_t باقیمانده‌ها هستند ($n, \dots, 2, 1 = t$). در رگرسیون معمولی فرض می‌شود که e_t ها دنباله‌ای از متغیرهای تصادفی با امید ریاضی صفر و واریانس ثابت σ^2 هستند. الگوی خط و الگوی سهمی به ترتیب متناظر با $k=1$ و $k=2$ می‌باشند.

مرحله بعد آزمون معنی‌داری روند است. از روشهای مورد استفاده در این پژوهش آزمون روند بر مبنای همبستگی‌های اسپیرمن، کندال و پیرسون است.

می‌دهند و از آنجا که مقادیر مجموع بارش برف سالانه از توزیع نرمال و رفتار خطی تبعیت نمی‌کنند، از همبستگی‌های رتبه‌ای اسپیرمن، من‌کنندال و پیرسون برای بیان معنی داری یا عدم معنی داری روند استفاده شده است. بر اساس روابط ۷ تا ۱۰ میزان همبستگی بارش برف - زمان و میزان خطای برآورد شده برای هریک از ایستگاهها محاسبه گردیده است (جدول ۳).

جهت بررسی این سؤال که آیا بارش برف در منطقه شمال غرب ایران از روند کاهشی برخوردار است؟ در مرحله نخست نسبت به بررسی روند نسبی مجموع برف سالانه بر اساس روابط ۱ تا ۴ اقدام شده است. بر این اساس، نتایج حاصل از بررسی روند نسبی نشان داد که مجموع بارش برف سالانه ایستگاههای مهاباد و سردشت دارای روند افزایشی و بقیه ایستگاهها، دارای روند کاهشی می‌باشند (جدول ۲). با توجه به این که این آزمون تنها برآوردی کلی از رفتار بارش را نشان

جدول (۲): میزان روند نسبی مجموع برف سالانه ایستگاههای مورد مطالعه

ایستگاه	(a)	(an)	(a1)	(tr)	$RT = \frac{T_r}{a_1}$	$RT = \frac{T_r}{a_n}$	$RT = \frac{T_r}{a}$
اردبیل	۱۲۷/۶	۱۴۹/۱	۶۸	۸۱/۱-	۰/۵۴۳۹۳-	-۱/۹۲	-۰/۶۳
خلخال	۵۸/۵	۳۵/۱	۲۸/۹	-۶/۲	-۰/۱۷	-۰/۲۱	-۰/۱۰
پارس آباد	۸۴	۱۲۷/۶	۶۴	-۶۳/۶	-۰/۴۹	-۰/۹۹	-۰/۵۷
اهر	۶۰/۵	۱۲۷/۷	۲۴/۹	-۱۰۲/۸	-۰/۸۰	-۴/۱۲	-۱/۷
جلفا	۷۸/۳	۹۲/۸	۴۳/۲	-۴۹/۶	-۰/۵۳	-۱/۱۴	-۰/۶۳
مراغه	۳۰/۴	۲۷/۹	۷/۹	-۲۰	-۰/۷۱	-۲/۵۳	-۰/۶۵
میانه	۱۱۷/۷	۱۴۰/۴	۶۵/۹	-۷۴/۵	-۰/۵۳	-۱/۱۳	-۰/۶۳
سراب	۷۷/۲	۱۰۶	۸۸/۸	-۱۷/۲	-۰/۱۶	-۰/۱۹	-۰/۲۲
تبریز	۶۵/۵	۱۴۸/۳	۳۴/۳	-۱۱۴	-۰/۷۶	-۳/۳۲	-۲/۰۱
خوی	۶۱/۱	۷۴/۴	۲۴/۷	-۴۹/۷	-۰/۶۶	-۲/۰۱	-۰/۸۱
مهاباد	۶۲/۳	۳۳/۶	۴۸/۷	۱۵/۱	-۰/۴۴	۰/۳۱	۰/۲۴
ماکو	۲۹	۶۲/۵	۳۵/۴	-۲۷/۱	-۰/۴۳	-۰/۷۶	-۰/۹۳
ارومیه	۱۹۶/۶	۲۷۲/۸	۳۵/۴	-۲۳۷/۴	-۰/۸۷	-۶/۷۰	-۱/۲۰
پیرانشهر	۵۱/۴	۴۹/۶	۲۹/۶	-۲۰	-۰/۴۰	-۰/۶۷	-۰/۳۸
سردشت	۳۱۱/۷	۱۹۴/۱	۱۹۵/۹	۱/۸	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۰۵

جدول (۳): آزمون روند به روش‌های اسپیرمن، پیرسون و کندال مجموع برف سالانه

ایستگاه	اسپیرمن	درصد خطا	پیرسون	درصد خطا	کندال	درصد خطا
اردبیل	-۰/۳۳	۰/۰۷	-۰/۲۲	۰/۰۸	-۰/۳۲	۰/۰۷
خلخال	-۰/۰۸	۰/۶	-۰/۰۵	۰/۵۹	-۰/۰۷	۰/۶۵
پارس آباد	-۰/۳۴	۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۰۲	-۰/۳۲	۰/۰۱
اهر	-۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰
جلفا	-۰/۰۴	۰/۰۴	-۰/۰۳	۰/۰۳	-۰/۰۵	۰/۰۳

۰/۸۳	۰/۰۵	۰/۶۵	۰/۰۷	۰/۳۷	۰/۲	مراغه
۰	-۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	-۰/۰۱	میانه
۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۱۶	۰/۶۸	-۰/۰۹	سراب
۰/۰۸	-۰/۲۴	۰/۹۶	-۰/۲۴	۰/۰۶	-۰/۳۹	تبریز
۰	-۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	-۰/۰۱	خوی
۰/۴۳	-۰/۱۸	۰/۴۵	-۰/۱۲	۰/۳۳	-۰/۲۲	مهاباد
۰/۹	۰/۰۳	۰/۸۸	۰/۰۲	۰/۹۷	-۰/۰۱	ماکو
۰/۰۲	-۰/۰۵	۰/۰۷	-۰/۲۷	۰/۰۲	-۰/۰۵	ارومیه
۰/۸۶	-۰/۰۴	۰/۸۴	-۰/۰۳	۰/۷۷	۰/۰۷	پیرانشهر
۰/۳۱	۰/۲۴	۰/۳۶	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۲۹	سردشت

روند خطی و درجه دو جهت داوری علمی مورد آزمون قرار گرفته و الگوهای خط برازش یافته به میانگین برف سالانه ایستگاههایی که دارای روند معنادار می‌باشند ارزیابی می‌شود (جدول ۴).

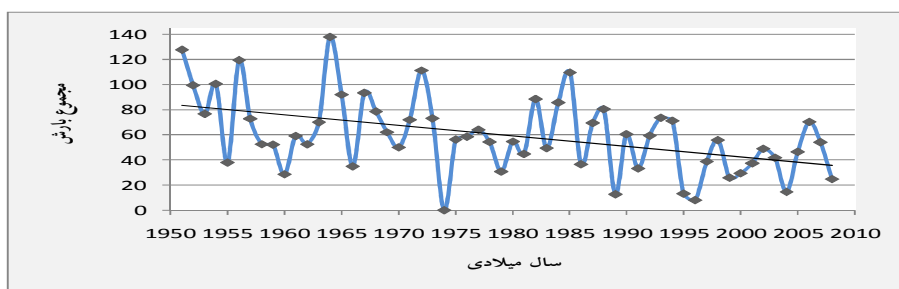
نتایج حاصل از بررسی ضرایب همبستگی در ایستگاههای مورد مطالعه نشان می‌دهد با توجه به سطح خطای برآورد شده، تنها روند در ایستگاههای ارومیه، تبریز، اهر، خلخال، پیرانشهر و مراغه معنادار می‌باشد و در بین این ۶ ایستگاه به استثنای ایستگاه مراغه، روند بارش برف، نزولی می‌باشد. حال وجود

جدول (۴) معادله‌های خط برازش یافته بر داده‌های مجموع بارش برف ایستگاه‌های دارای روند

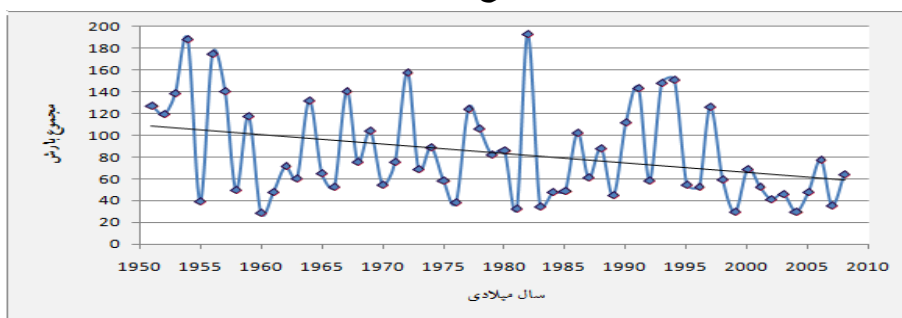
ایستگاه	نوع خط	معادله خط برازش یافته	ایستگاه	نوع خط	معادله خط برازش یافته
ارومیه	خطی	$Y_t = 110 - 0.88$ (9.85) (-2.66)	خلخال	خطی	$Y_t = 174 - 4.87$ (8.12) (-2.99)
تبریز	خطی	$Y_t = 85.6 - 0.852$ (12.77) (-4.31)	پیرانشهر	خطی	$Y_t = 249.1 - 3.2$ (8.64) (-2.76)
اهر	خطی	$Y_t = 110 - 2.66$ (6.53) (-2.16)	مراغه	خطی	$Y_t = 91.6 - 2.35$ (9.65) (-3.65)

می‌توان نتیجه گرفت که بارش برف در این ایستگاه‌های از روند کاهشی معنی داری برخوردار هستند (اشکال ۱ تا ۶).

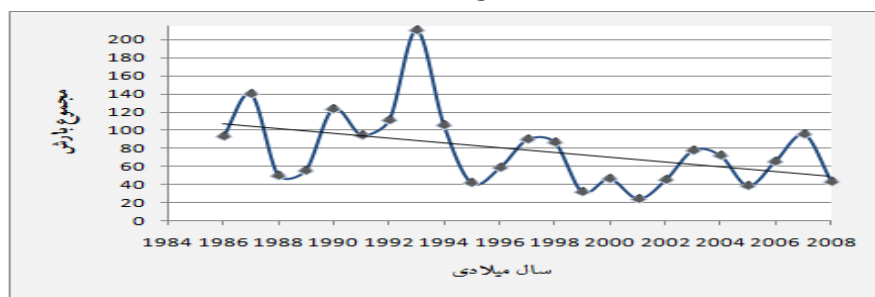
بررسی نتایج مربوط به محاسبه معادله‌های خط برازش یافته بر داده‌های مجموع بارش برف ایستگاه‌های دارای روند در منطقه شمال غرب ایران نشان می‌دهد که در تمامی ایستگاههایی که دارای روند معنادار هستند، خط روند حالت نزولی دارد. بنابراین



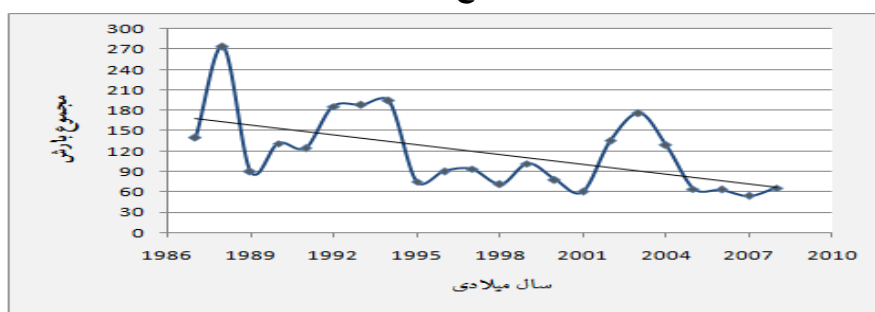
شکل ۱: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه تبریز



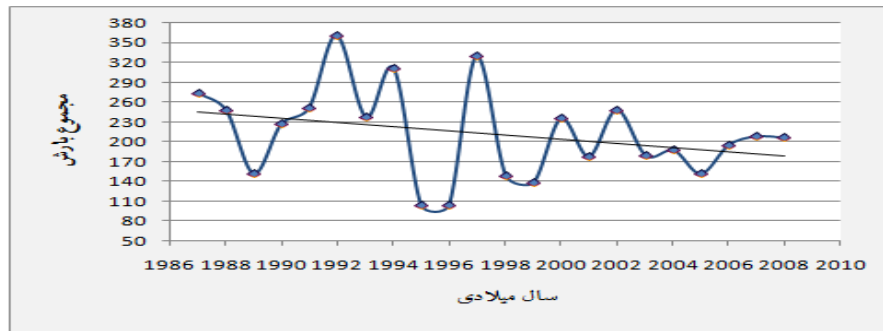
شکل ۲: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه ارومیه



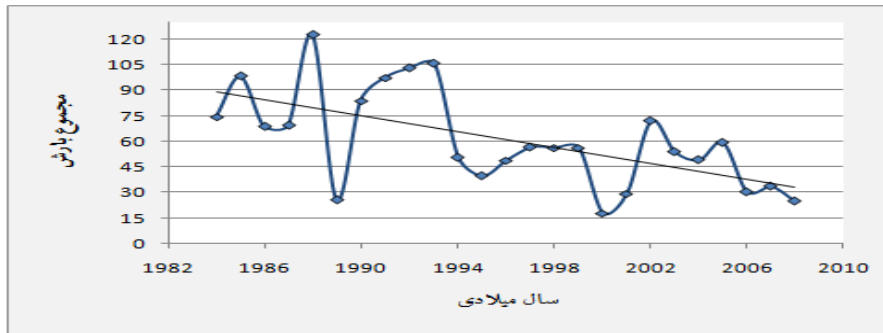
شکل ۳: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه اهر



شکل ۴: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه خلخال



شکل ۵: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه پیرانشهر



شکل ۶: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه مراغه

ایستگاههای مورد مطالعه، ارزیابی شده است. نتایج حاصل از این بررسی نشان داد که روند نسبی این پارامتر، برای ایستگاههای مهاباد، میانه، پیرانشهر و سردشت افزایشی و سایر ایستگاهها کاهش می-باشد (جدول ۵). جهت بررسی معنی داری روندهای نسبی، از همبستگی های من کندال، پیرسون و اسپیرمن استفاده شد (جدول ۶).

ارزیابی روند تغییرات نسبت بارش برف به مجموع بارندگی سالانه تغییر اقلیم ممکن است در منطقه ای بصورت تغییر رژیم بارش نمود پیدا کند. تغییر نسبت ریزش برف نسبت به کل بارندگی سالانه، یکی از اشکال تغییر رژیم بارندگی است. به همین دلیل جهت مشخص شدن میزان تغییرات ایجاد شده در نوع بارش، میزان روند تغییرات نسبت بارش برف به کل بارش

جدول (۵) میزان تغییرات روند نسبت بارش برف به کل بارش در ایستگاههای مورد مطالعه

ایستگاه	(a)	(an)	(a1)	(tr)	$RT = \frac{T_r}{a_1}$	$RT = \frac{T_r}{a_n}$	$RT = \frac{T_r}{a}$
اردبیل	۴۱/۴	۴۳	۹۲/۲	-۱۳/۸	-۰/۳۲	-۰/۴۷	-۰/۳۳
خلخال	۳۰/۴	۳۱/۶	۲۶/۸	-۴/۸	-۰/۱۵	-۰/۱۷	-۰/۱۵
پارس آباد	۱۱/۵	۲۹/۳	۱۴/۸	-۱۴/۵	-۰/۴۹	-۰/۹۸	-۱/۲۶
اهر	۲۶/۵	۲۶/۳	۲۱	-۵/۳	-۰/۲۰	-۰/۲۵	-۰/۲
جلفا	۱۴/۰۵	۱۱/۱	۴/۴	-۶/۷	-۰/۶۰	-۱/۵۲	-۰/۴۷
مراغه	۱۹/۵	۱۶/۹	۱۴/۹	-۲	-۰/۱۱	-۰/۱۳	-۰/۱۰

۰/۶۹	۰/۵۱	۱/۰۴	۱۴/۸	۲۹	۱۴/۲	۲۱/۳	میانه
-۰/۲۷	-۰/۳۷	-۰/۲۷	-۶	۱۶/۱	۲۲/۱	۲۱/۷	سراب
-۱/۰۷	-۱/۵۶	-۰/۶۱	-۲۲/۸	۱۴/۶	۳۷/۴	۲۱/۳	تبریز
-۰/۵۲	-۰/۷۵	-۰/۴۳	-۱۰/۲	۱۳/۵	۲۳/۷	۱۹/۵	خوی
۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۵	۲۷/۱	۲۶/۶	۱۸/۵	مهاباد
-۱/۵۴	-۲/۱۵	-۰/۶۸	-۲۹/۷	۱۳/۸	۴۳/۵	۱۹/۲	ماکو
-۰/۶۱	-۰/۷۸	-۰/۴۴	-۱۵	۱۹/۱	۳۴/۱	۲۴/۶	ارومیه
۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۲/۷	۳۱/۴	۲۸/۷	۳۲/۹	پیرانشهر
۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۱	۳/۶	۳۵/۷	۳۲/۱	۳۶/۹	سردشت

بررسی میزان همبستگی این پارامتر با زمان و میزان خطای برآورد شده برای هریک از ایستگاهها نشان داد که تنها همبستگی ایستگاههای تبریز، اهر، خلخال، ماکو معنادار بوده و روند هر ۵ ایستگاه، کاهش می‌-

جدول (۶) آزمون روند به روش‌های اسپیرمن، پیرسون و کندال نسبت بارش برف ایستگاههای مورد مطالعه

ایستگاه	اسپیرمن	درصد خطا	پیرسون	درصد خطا	کندال	درصد خطا
اردبیل	۰/۰۰۴	۰/۹۷	۰/۰۴	۰/۹۷	۰/۰۱	۰/۹۱
خلخال	-۰/۰۴	۰/۸۱	-۰/۰۰۹	۰/۹۵	-۰/۰۵	۰/۷۸
پارس آباد	-۰/۱۳	۰/۵۲	-۰/۱۳	۰/۳۶	-۰/۱۹	۰/۳۴
اهر	-۰/۱۱	۰/۵۸	-۰/۱۰	۰/۴۶	-۰/۱۴	۰/۴۸
جلفا	-۰/۶۱	۰/۰۰۱	-۰/۳۷	۰/۰۰۸	-۰/۵۶	۰/۰۰۴
مراغه	-۰/۲۶	۰/۲۰	-۰/۱۴	۰/۳۰	-۰/۲۳	۰/۲۶
میانه	-۰/۲۹	۰/۱۴	-۰/۱۲	۰/۳۵	-۰/۱۶	۰/۴۰
سراب	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۳۳	۰/۱۲
تبریز	-۰/۴۶	۰/۴۴	-۰/۲۵	۰/۰۶	-۰/۴۱	۰/۰۳
خوی	-۰/۱۸	۰/۱۶	-۰/۱۳	۰/۱۳	-۰/۲۰	۰/۱۱
مهاباد	۰/۵۱	۰/۰۰۶	-۰/۳۵	۰/۰۱	-۰/۴۹	۰/۰۰۹
ماکو	-۰/۴۰	۰/۰۳	-۰/۲۴	۰/۰۷	-۰/۳۹	۰/۰۳
ارومیه	-۰/۳۳	۰/۰۱	-۰/۲۰	۰/۰۲	-۰/۳	۰/۰۲
پیرانشهر	۰/۲۳	۰/۲۵	-۰/۲۰	۰/۱۴	-۰/۲۷	۰/۱۷
سردشت	۰/۱۲	۰/۳۳	۰/۲	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۹

این پارامتر در چهار ایستگاه اهر، خلخال، ماکو و تبریز می‌باشد (جدول ۷ و اشکال ۷ تا ۱۰).

الگوهای خط برازش یافته ایستگاههایی که دارای روند معنادار می‌باشند نیز مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج این ارزیابی نیز نشان‌دهنده روند خطی کاهش

جدول (۷): معادله‌های خط برازش یافته بر داده‌های نسبت بارش برف ایستگاه‌های دارای روند

ایستگاه	نوع خط	معادله خط برازش یافته
اهر	خطی	$Y_t = 338 - 1.75$ (17.36) (-3.05)
خلخال	خطی	$Y_t = 338 - 1.75$ (17.36) (-3.05)
ماکو	خطی	$Y_t = 338 - 1.75$ (17.36) (-3.05)
تبریز	خطی	$Y_t = 338 - 1.75$ (17.36) (-3.05)

بارن تغییر پیدا نموده است. با توجه به اینکه در این مطالعه مشخص شد که در برخی ایستگاههای منطقه شمال غرب ایران آن با تغییرات در بارش برف، نسبت به بررسی روند تغییرات میانگین دمای ایستگاههای مورد مطالعه اقدام شده است. بررسی روند نسبی میانگین دمای ایستگاههای منطقه شمال غرب ایران نشان داد که ایستگاههای سراب، خوی و ارومیه دارای روند کاهشی و سایر ایستگاهها، از روند افزایشی برخوردار می‌باشند.

بررسی روند تغییرات میانگین دمای سالانه

یکی از عوامل مهم در تغییر سیستم‌های بارش در محیط، دما و تغییرات مربوط به آن می‌باشد. مطالعات نشان داده است که افزایش میانگین دمای کره زمین در صد سال اخیر، تاثیرات زیادی بر روی نوع و میزان بارش در مناطق مختلف کره زمین داشته است. به طوری که در بعضی مناطق جهان باعث کاهش و در بعضی مناطق موجب افزایش بارش شده است. در برخی مناطق نیز نوع بارش از بارش برف به بارش

جدول (۸) میزان روند تغییرات میانگین دمای ایستگاههای مورد مطالعه

ایستگاه	سالانه (a)	(an)	(a1)	(tr)	$RT = \frac{T_r}{a}$	$RT = \frac{T_r}{a_1}$	$RT = \frac{T_r}{a_n}$
اردبیل	۲/۸۸	۳/۵	۳/۴	۰/۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲
خلخال	۱/۸۲	۲/۴	۱/۸	۰/۶	۰/۳۳	۰/۲۵	۰/۲۵
پارس آباد	۹/۷۰	۱۰	۹	۰/۹۷	۰/۱	۰/۰۹	۰/۰۹
اهر	۵/۲۹	۵/۵	۵/۲	۰/۲۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
جلفا	۹/۰۶	۹/۳	۸/۶	۰/۷۰	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷
مراغه	۷/۷۳	۸/۳	۶/۹	۱/۳۵	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۶
میانه	۷/۲۴	۸	۷/۳	۰/۷۲	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹
سراب	۱/۳۳	۱/۵	۲/۱	-۰/۵۵	-۰/۴۱	-۰/۳۵	-۰/۳۵
تبریز	۶/۹۱	۷/۵	۵/۶	۱/۹	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۲۵
خوی	۵/۴	۶/۲	۷/۹	-۱/۷	-۰/۳۱	-۰/۲۷	-۰/۲۷
مهاباد	۶/۷۹	۷/۲	۶/۱	۱/۱	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۵
ماکو	۵/۳۹	۵/۶	۴/۴	۱/۲	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۱
ارومیه	۵/۴۱	۵	۷/۲	-۲/۲۵	-۰/۴۱	-۰/۴۵	-۰/۴۵

۰/۳۸	۰/۶۱	۰/۴۸	۳/۰۸	۵	۸/۱	۶/۴۱	پیرانشهر
۰/۲۳	۰/۲۹	۰/۲۶	۲/۳۹	۸	۱۰/۴	۹/۰۶	سردشت

دما در ایستگاه ارومیه حالت کاهشی دارد و در بقیه ایستگاهها روند، از حالت افزایشی برخوردار می‌باشد (جدول ۸).

بررسی میزان همبستگی دما - زمان برای میانگین دمای ایستگاهها و میزان خطای برآورد شده برای هریک از ایستگاهها نشان داد که میانگین دمای اکثر ایستگاهها دارای روند معنادار می‌باشند و تنها روند

جدول (۹) آزمون روند به روش‌های اسپیرمن، پیرسون و کندال میانگین دمای ایستگاههای مورد مطالعه

ایستگاه	اسپیرمن	درصد خطا	پیرسون	درصد خطا	کندال	درصد خطا
اردبیل	۰/۱۸	۰/۳۴	۰/۱۸	۰/۳۴	۰/۱۶	۰/۲۱
خلخال	۰/۷۷	۰	۰/۶۵	۰	۰/۵۷	۰
پارس آباد	۰/۵۵	۰/۰۱	۰/۵۲	۰/۰۱	۰/۳۵	۰/۰۲
اهر	۰/۴۴	۰/۰۳	۰/۳۹	۰/۰۳	۰/۲۸	۰/۰۶
جلفا	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۲۵	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۲۱
مراغه	۰/۷۶	۰	۰/۶۹	۰	۰/۵۶	۰
میانه	۰/۶۳	۰	۰/۶۱	۰	۰/۴۵	۰
سراب	۰/۴۰	۰/۰۷	۰/۴۳	۰/۰۷	۰/۲۵	۰/۱۲
تبریز	۰/۵۸	۰	۰/۵۷	۰	۰/۴۲	۰
خوی	۰/۲۳	۰/۱۱	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۱۹	۰/۰۶
مهاباد	۰/۵۵	۰/۰۱	۰/۴۷	۰/۰۱	۰/۳۵	۰/۰۲
ماکو	۰/۵۱	۰/۰۱	۰/۴۶	۰/۰۱	۰/۳۴	۰/۰۲
ارومیه	-۰/۲۹	۰/۰۴	-۰/۳۰	۰/۰۴	-۰/۱۶	۰/۰۹
پیرانشهر	۰/۸۱	۰	۰/۷۵	۰	۰/۶۴	۰
سردشت	۰/۶۸	۰	۰/۷۵	۰	۰/۴۴	۰/۰۱

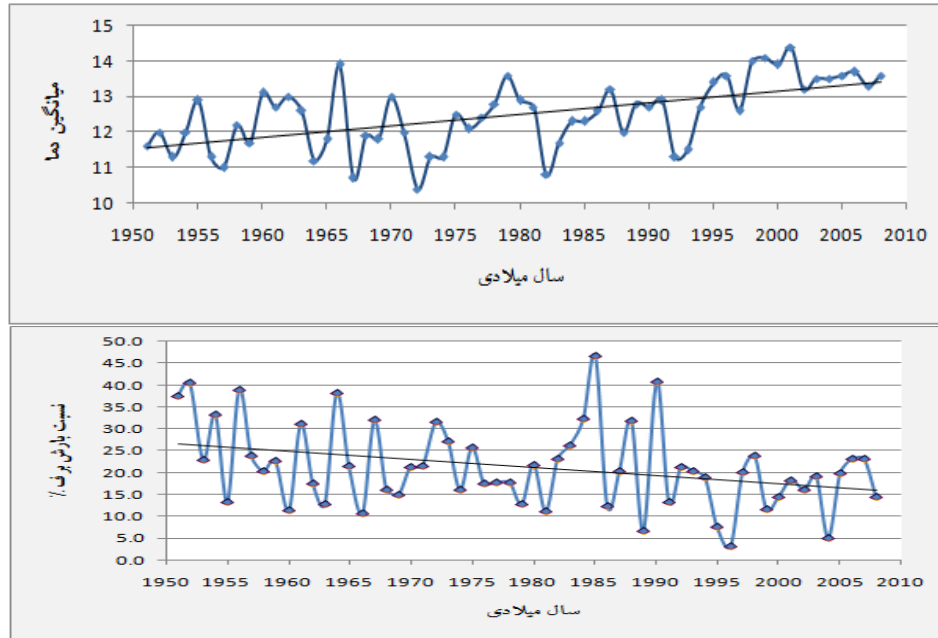
ایستگاههای ارومیه و خوی حالت سهمی و در بقیه ایستگاهها حالت خطی می‌باشد (جدول ۱۰ و اشکال ۷ تا ۱۰).

در مرحله بعد، وجود روند خطی و درجه دو در ایستگاههای دارای روند معنی دار جهت برازش نهایی مورد آزمون قرار گرفته است. بررسی الگوهای خط برازش یافته به میانگین سالانه دما نشان می‌دهد که در

جدول (۱۰) معادله‌های خط برازش یافته بر داده‌های میانگین دمای ایستگاههای دارای روند

ایستگاه	نوع خط	معادله خط برازش یافته	ایستگاه	نوع خط	معادله خط برازش یافته
ارومیه	سهمی	$Y_t = 19.89 - 2.36 + 0.0155$ (37.99) (-5.97) (3.62)	مهاباد	خطی	$Y_t = 12.2 + 0.0535$ (39.36) (2.47)
خلخال	خطی	$Y_t = 9.18 + 0.0796$ (25.94) (3.87)	ماکو	خطی	$Y_t = 9.68 + 0.0623$ (26.37) (2.42)

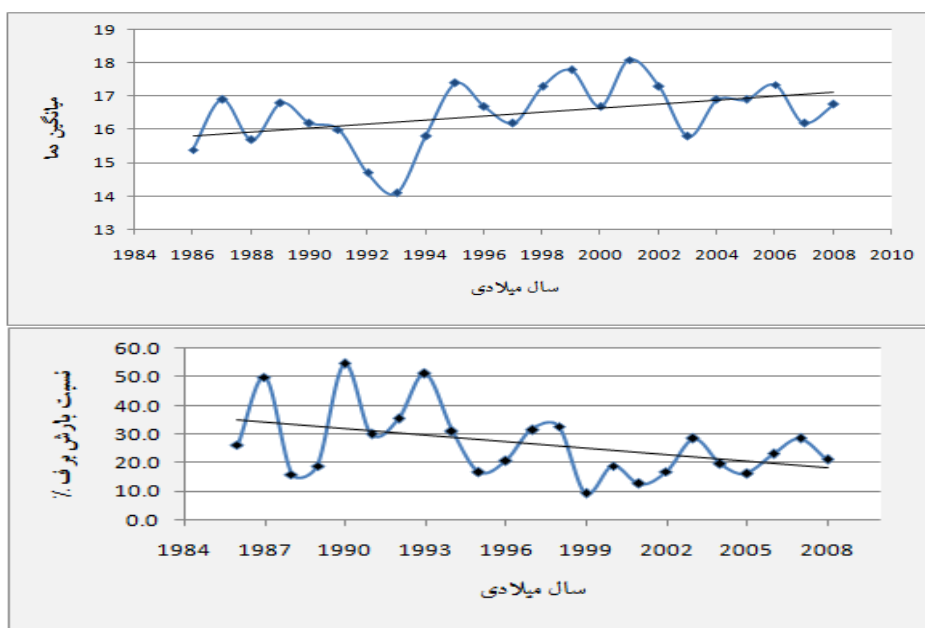
$Y_t = 12.7 - 0.115t + 0.0026t^2$ (25.69) (-2.53) (2.97)	سهمی	خوی	$Y_t = 14.5 + 0.0456t$ (63.88) (2.86)	خطی	پارس آباد
$Y_t = 10.6 + 0.131t$ (31.12) (5.25)	خطی	پیرانشهر	$Y_t = 12 + 0.0834t$ (43.76) (4.53)	خطی	مراغه
$Y_t = 10.8 + 0.194t$ (22.29) (4.79)	خطی	سردشت	$Y_t = 12.8 + 0.0877t$ (38.07) (3.42)	خطی	میانه
$Y_t = 8.05 + 0.0513t$ (25.72) (2.15)	خطی	سراب	$Y_t = 11.5 + 0.0325t$ (54.82) (5.23)	خطی	تبریز



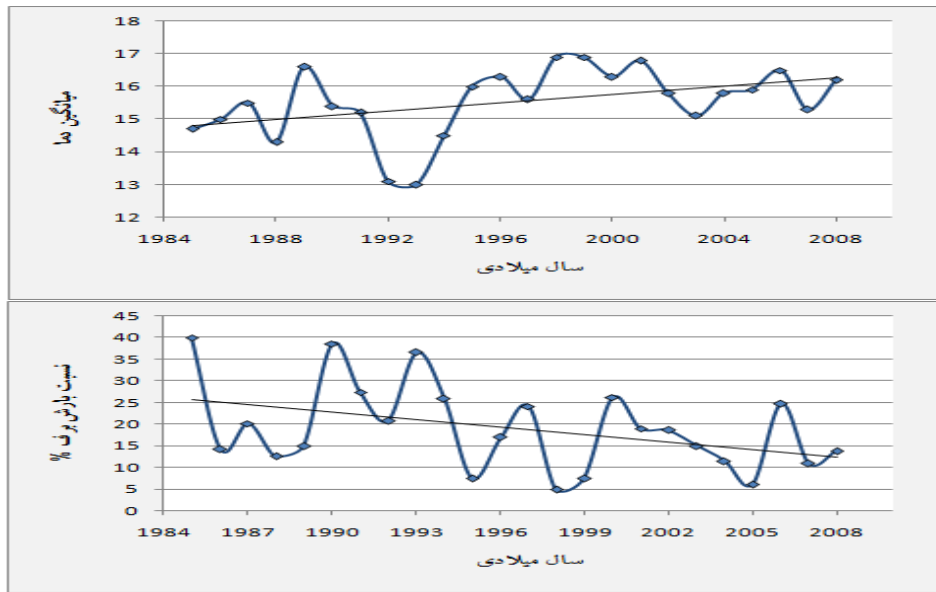
شکل ۷: نمودارهای روند میانگین دمای سالانه و نسبت بارش برف به بارش کل در ایستگاه تبریز



شکل ۸: نمودارهای روند میانگین دمای سالانه و نسبت بارش برف به بارش کل در ایستگاه خاتمال



شکل ۹: نمودارهای روند میانگین دمای سالانه و نسبت بارش برف به بارش کل در ایستگاه اهر



شکل ۱۰: نمودارهای روند میانگین دمای سالانه و نسبت بارش برف به بارش کل در ایستگاه ماکو

کاهش سطح آب‌های زیر زمینی در این مناطق نیز دور از انتظار نیست.

نتایج

به طور کلی نتایج حاصل از این مطالعه عبارتند از:

۱. تحلیل روند داده‌های مجموع بارش برف سالانه نشان داد روند نزولی معناداری در ایستگاههای ارومیه، تبریز، اهر، خلخال، پیرانشهر وجود دارد و در این ایستگاهها بارش برف از روند کاهنده برخوردار می‌باشد.
۲. بررسی روند تغییرات نسبت بارش برف به کل بارش سالانه نشان داد که به استثنای ایستگاههای مهاباد، میانه، پیرانشهر و سردشت که حالت افزایشی داشتند، سایر ایستگاهها، از روند کاهشی برخوردار بودند. همچنین معادله‌های خط برازش یافته، بیانگر وجود روند کاهشی معنادار در ایستگاههای تبریز، اهر، خلخال، ماکو می‌باشد.

محاسبات مربوط به معادلات خطی نشان داد که در اکثر ایستگاههای مورد مطالعه روند افزایشی در میانگین دمای سالانه وجود دارد در حالی که در ایستگاههایی نظیر تبریز، ماکو، خلخال و اهر، نسبت بارش برف به بارش کل، روند کاهشی را نشان می‌دهد. این موضوع نقش افزایش دما را در تغییرات بارش در برخی نقاط منطقه شمال غرب ایران به خوبی نشان می‌دهد. بدین معنی که از یک طرف افزایش دما باعث کاهش مقدار بارش برف در منطقه شمال غرب ایران شده است (نمودار ۱ تا ۶) و از طرف دیگر باعث تغییر نوع بارش، با جایگزینی باران به جای برف شده است. این مسئله می‌تواند زنگ خطری برای مناطق کوهستانی ایران از نظر آسیب پذیری سیستم‌های هیدرولوژی این مناطق باشد. به همین دلیل، اثراتی چون کاهش یا خشک شدن آب رودخانه‌های دائمی، کاهش آب دریاچه‌های داخلی و

۳. همچنین بررسی روند نسبی دمای ایستگاههای منطقه مورد مطالعه نشان داد که همه ایستگاهها به استثنای ایستگاه ارومیه از روند افزایشی برخوردار بوده و میانگین دما در این ایستگاهها، در طول دوره آماری مورد مطالعه به تدریج افزایش پیدا کرده است. معادله‌های خط برازش یافته نیز نشان داد که میانگین دمای سالانه در ایستگاههای خلخال، پارس‌آباد، مراغه، مهاباد، ماکو، خوی و پیرانشهر از روند خطی معنی داری برخوردار می‌باشد.

۴. مقایسه بین مجموع بارش برف و نسبت بارش برف به کل بارش سالانه با روند تغییرات دما نشان داد که در ایستگاههای ارومیه، تبریز، اهر، خلخال، پیرانشهر و ماکو ضمن افزایش میانگین دمای سالانه، میزان بارش برف از روند نزولی برخوردار می‌باشد و این موضوع می‌تواند نشان دهنده اثرات منفی گرمایش تدریجی در منطقه شمال غرب ایران بر روی تغییر رژیم بارش از بارش برف به باران و کاهش شدید منابع آب وابسته به ذوب تدریجی برف باشد.

هیات بین الدول تغییر اقلیم در سال ۲۰۰۱ گزارش داد که اقلیم در حال تغییر و گرمایش جهانی در حال وقوع است این پدیده به علت افزایش غلظت گازهای گلخانه ای در اتمسفر می باشد (دیتینگر^۱ و همکاران، ۲۰۰۴: ۲). بر مبنای همین گزارش میانگین دمای سالانه کره زمین به دلیل انتشار گازهای گلخانه‌ای ۰/۳ تا ۰/۶ درجه سانتی‌گراد در طول قرن گذشته افزایش داشته و

پیش‌بینی می‌شود تا سال ۲۱۰۰ مقدار آن ۱ تا ۳/۵ سانتی‌گراد افزایش یابد (مساح یوانی و مرید، ۱۳۸۴: ۴۱).

تحقیقات نشان می‌دهد که در بیشتر نقاط دنیا تغییر اقلیم باعث افزایش دما، کاهش بارندگی، افزایش وقایع حدی و افزایش آنتروپی شده است. همچنین در اثر تغییر اقلیم مقادیر بارش برف کاهش یافته و طول دوره ریزش برف زودتر به اتمام می‌رسد (بوکی^۲ و همکاران، ۲۰۰۳: ۱).

در این مطالعه استفاده از روشهای سری زمانی که بر روی داده‌های برف ۴ ایستگاه که دارای آمار طولانی مدت‌تر نسبت به بقیه ایستگاهها بودند، نشان داد که روند بارش برف در طی سالهای اخیر در این ایستگاهها با کاهش مواجه بوده است. حال با این سوال مطرح می‌شود که در منطقه شمال غرب ایران آیا افزایش دما عامل کاهش ریزش برف می‌باشد؟ و یا اینکه این امر سبب تغییر رژیم بارشی شده است؟ به منظور ارزیابی این سئوالات در این مطالعه مدل‌های سری زمانی بر روی داده‌های مجموع بارش برف سالانه، نسبت بارش برف به مجموع بارندگی سالانه، میانگین دمای سالانه و مجموع بارندگی سالانه ۱۵ ایستگاه مورد بررسی در منطقه به کار گرفته شد تا ضمن ارزیابی رابطه بین تغییرات دما با بارش برف، با بررسی تغییرات نسبت بارش برف به مجموع بارندگی سالانه تغییرات بوجود آمده در رژیم بارشی نیز ارزیابی گردد. بررسی‌ها نشان داد که افزایش میانگین

² - Bürki

¹ Dettinger, M. D

سرشاخه‌های کارون)، هفتمین سمینار بین المللی مهندسی رودخانه، ص ۱۱.

طاهری شهر آئینی، حمید، تجرشی، مسعود، جلالی، نادر و ابریشم چی، احمد، (۱۳۸۰)، استخراج مدل تجربی ارتباط مساحت آب‌ها مونها با مساحت پوشش برف حوزه آبریز هیرمند با استفاده از تصاویر ماهواره ای، سومین کنفرانس هیدرولیک ایران، دانشکده فنی دانشگاه تهران، ص ۱۰.

صداقت کردار، عبدا...رحیم زاده، فاطمه، (۱۳۸۶)، تغییرات طول دوره رشد گیاهی در نیمه دوم قرن بیستم در کشور، زراعت و باغبانی، شماره ۷۵، صص ۱۹۲-۱۸۲.

عزیزی، قاسم و روشنی، محمود، (۱۳۸۷)، مطالعه تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من - کندال، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۴، صص ۲۸-۱۳.

قربانی زاده خرازی، حسین، صدقی، حسین، ثقیان، بهرام و پرهمت، جهانگیر، (۱۳۸۸)، شبیه سازی زمان جریان رواناب ناشی از ذوب برف تحت شرایط تغییر اقلیم در نیم قرن آینده، چهارمین همایش ملی زمین شناسی و محیط زیست، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر، ص ۱۲.

کاوایی، محمدرضا، عساکره، حسین، (۱۳۸۲)، بررسی آماری روند بلند مدت بارش اصفهان، سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم، دانشگاه اصفهان، صص ۲۵۶-۲۴۸.

دمای سالانه در برخی از ایستگاههای مورد مطالعه نه تنها نشان دهنده کاهش معنی دار در میزان بارش برف می باشد بلکه نسبت بارش نیز تغییرات قابل ملاحظه ای داشته و این امر تغییر رژیم بارشی را در منطقه شمال غرب از چابگزینی باران به جای برف نشان می دهد هر چند تنها با تکیه بر این نتایج نمی توان در مورد تغییر اقلیم در ایران نتیجه گیری نمود ولی این نتایج می تواند شواهدی برای تغییرات قابل تامل در سیستم دما و بارش در منطقه شمال غرب ایران باشد.

منابع

دینی غلامرضا، ضیائیان فیروزآبادی پرویز و فرج زاده اصل منوچهر، (۱۳۸۵)، بررسی تغییرات سطوح برفگیر در ارتفاعات البرز مرکزی با استفاده از تصاویر سنجنده‌های MODIS و AVHRR، همایش ژئوماتیک، ص ۷.

دی کرایر، جانانان، (۱۳۷۸)، تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی، نیرومند، حسینعلی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، چاپ دوم، ۴۰۴ صفحه.

رسولی علی اکبر و سلام ادهمی، (۱۳۸۶)، محاسبه ی آب معادل از پوشش برف با پردازش تصاویر سنجنده MODIS، جغرافیا و توسعه شماره ۱۰، صص ۳۶-۲۳.

شریفی، محمد رضا، آخوند علی، علی محمد و پرهمت، جهانگیر، (۱۳۸۵)، بررسی تغییرات آب معادل برف با ارتفاع در مقیاس حوضه‌های کوچک (مطالعه موردی حوضه صمصامی از

- responses to climate variations and change in the Merced, Carson, and American River basins, Sierra Nevada, California, 1900-2099." *Climatic Change*, 62(1-3)
- Hamlet. A , Motf.F, Clark.M, L ettenmaier. D.(2005) , Effects of Temperature and Precipitation Variability on Snowpack Trends in the Western United States, American Meteorological Society, VOL 18,4545-4561.
- Huntington, T. G., G. A. Hodgkins, B. D. Keim, and R. W. Dudley (2004), Changes in the proportion of precipitation occurring as snow in New England (1949 -2000), *J. Clim.*, 17, 2626– 2636.
- Laternser, M., and M. Schneebeli (2003), Long-term snow climate trends of the Swiss Alps 595 (1931-99), *Int. J. Climatol.*, 23 (7), 733–750.
- Lehning, M., P. Bartelt, R. L. Brown, C. Fierz, and P. Satyawali (2002), A physical SNOW PACK model for the Swiss Avalanche Warning Services. Part III: Meteorological Boundary 603 Conditions, Thin Layer Formation and Evaluation, *Cold Regions Sci. Tech.*, 35, 169–184.
- Ozdogan. M.(2011) , Climate change impacts on snow water availability in the Euphrates-Tigris basin , *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 8, 3631–3666.
- Simon C. Scherrer1,(2006) , Christof Appenzeller, Swiss Alpine snow pack variability: major patterns and links to local climate and large-scale flow, *CLIMATE RESEARCH*, Vol. 32: 187–199.
- Tefan.H.G, Feng.X, (1997), simulated climate change effects on ice and snow covers on lakes in a temperate region, *cold Regions Science and Technology* 25_PP 137–152.
- مساح بوانی، ع. و مرید، س، (۱۳۸۴)، اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب و تولید محصولات کشاورزی (مطالعه موردی: حوضه زاینده رود)، *مجله تحقیقات منابع آب ایران*، سال یکم، شماره ۴۷، ۱-۴۰.
- متکان، علی اکبر، ضیائیان فیروزآبادی، پرویز، عاشورلو، داوود، داداشی خانقاه، سپیده، (۱۳۸۷)، ارزیابی شاخص جهانی پوشش برف برای مطالعه سطح پوشش برف در مقیاس منطقه‌ای، همایش ژئوماتیک سازمان نقشه برداری کشور سال ۸۷ ص ۱۰.
- مهدوی، محمد، (۱۳۷۷)، آمار و روش‌های تجزیه و تحلیل داده‌ها در جغرافیا، نشر قومس، ۲۱۴ صفحه.
- Birkeland ,K.W,Hansen.K.J,Brown. R.I,(1995) ,The Spatial Variability of Snow Resistance on potential avalanche slop ,*Journal of Glaciology* Vol.41. pp 183-190.
- Bürki. R , Elsasser. H , Abegg. B,(2003) , Climate Change -Impacts on the Tourism Industry in Mountain Areas, 1st International Conference on Climate Change and Tourism, Djerba, 9-11 April.
- Cabe, G. J., and M. P. Clark (2005), Trends and variability in snowmelt runoff in the western United States, *J. Hydrometeorol.*, 6, 476– 482.
- Feng , Song and Qi Hu ,(2007) , Changes in winter snowfall/precipitation ratio in the contiguous United States , *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 112, pp 24-35.
- Dettinger, M. D., Cayan, D. R., Meyer, M., and Jeton A. E. (2004); Simulated hydrologic