جغرافیـــا و برنامـــه‌ریـــزی محیطـــی
سـال ۲۵، پیـاپی ۵۵، شـماره ۳، پـاییز ۱۳۹۳

مطالعه روند تغییرات بارش برف در شمال غرب ایران

سیدحسـین میرموسـوی: اســـتادیار اقلـــیم شناســـی، دانشـــگاه زنجـــان، زنجـــان، ایـــران*
لـــــیلا صـــــبوری: کارشـــناس ارشـــد اقلـــیم شناســـی، دانشـــگاه زنجـــان، زنجـــان، ایـــران

وصـول: ۱۳۹۰/۵/۱۶ پـذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۲۱، صص ۱۳۶-۱۱۹

چکیده

یکی از صفات مشترک همه پیش بینی‌های مربوط به تغییرات اقلیمی، گرم شدن میانگین دمـای هـوا، در نزدیکـی سـطح زمین است. از تاثیرات منفی گرمایش جهانی، کاهش آب رودخانه‌ها و سطح آب دریاچه‌ها، بخصوص در محـیط‌هـایی اسـت که به ذوب تدریجی برف وابسته اند.به طور خاص، درجه حرارت گرمتر هوا، باعث کاهش تجمع برف در فصل سـرد سـال شده و این موضوع به شدت، رواناب را در فصل بهار و تابستان کاهش می‌هد. این تغییر فصـلی در رواناب، باعـث کـاهش شدید منابع آب در بخش‌های مختلف، نظیر شهری، صنعتی و کشاورزی شده و آب پشـت دیـواره سـدها را نیـز، بـه شـدت کاهش می‌دهد. با توجه موارد مطرح شده در فوق، در این مطالعه با استفاده از داده‌های بارش روزانه برف و میـانگین سـالانه دمای تعداد ۱۵ ایستگاه سینوپتیک منطقه شمال غرب ایران، نسبت به بررسی تغییرات دراز مدت بارش برف و میانگین دمـای سالانه اقدام شده است.روش مورد استفاده در این مطالعه، تحلیل روند بر مبنای سری‌های زمـانی و آزمـون رونـد بـر مبنـای روش‌های اسپیرمن، کندال و پیرسون می‌باشد. نتایج حاصل از مقایسه بین مجموع بارش برف و نسبت بـارش بـرف بـه کـل بارش سالانه با روند تغییرات دما نشان داد که در ایستگاههای ارومیه، تبریز، اهر، خلخـال، پیرانشـهر و مـاکو ضـمن افـزایش میانگین دمای سالانه، میزان بارش برف از روند نزولی معنی داری برخوردار می‌باشد و این موضـوع مـی‌توانـد نشـان دهنـده اثرات منفی گرمایش تدریجی در منطقه شمال غرب ایران بر روی تغییر رژیم بارش از برف به باران و کـاهش شـدید منـابع آب وابسته به ذوب تدریجی برف باشد.

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

مقدمه

در مناطق کوهستانی، برف فصـلی بـه عنـوان یکـی از اجزاء مهم چرخه هیدرولوژیکی، موجب ذخیره سازی آب در فصل زمستان و آزاد سازی آن در فصل بهـار و تابسـتان شـده و بـدین طریـق، آب مـورد نیـاز در بخش‌های مختلف، نظیر کشاورزی، صنایع و مصـارف شـــهری را تـــامین مـــی‌نمایـــد(اوزدگـــان (Ozdogan)،۲۰۱۱:۳۶۳۳).این موضوع سبب می‌شـود در اثر نوسانات ایجاد شده در میـزان بـارش بـرف بـه دلایل مختلف نظیر تغییرات اقلیمی، این منـاطق جـزء آسیب پذیرترین مناطق محسوب شوند.به این معنی که با کاهش شدید میزان بارش برف در بعضـی سـال‌هـا، آب مورد نیـاز در فصـل بهـار و تابسـتان کـه از ذوب تدریجی برف حاصل می‌شد تامین نگردیـده و بحـران شدید در رابطه با کمبود آب به وجود می‌آیـد (بـوکی (Bürki) و همکـــاران،۲۰۰۳:۱). از طـــرف دیگـــر در

*نویسنده مسؤول: E-mail: hossein.mousavi047@gmail.com

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)،۱۹۹۶:۱۳۸). 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[1] و همکاران،۲۰۰۵:٤٥٤٦).

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[2](۲۰۰٦) 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.فنگ و هو[3] (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 نسبتا کم تر شده و در مقابل بارش باران جایگزین آن شده است.بیرکلند[4] 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 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[5] و همکاران (۲۰۰۲) در سوئیس اشاره نمود که در این مطالعه با بررسی روند تغییران 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. لنسر و شانبیل[6] (۲۰۰۳) درمطالعات 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[7] و همکاران (۲۰۰٤) 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[8] (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.

1- Hamlet
2 - Simon and Christof
3 - Feng and Hu
4 - Birkeland

5 - Lehning
6 – Laternser and Schneebeli
7 - Huntington
8 - Cabe and Clark

در ایـران نیـز مطالعـات متعـددی در رابطـه بـا پـایش پهنه‌های برفی انجام شده است. اکثر این مطالعـات بـر مبنـای سـنجش از راه دور مـی‌باشـند و از روشـهای آماری به نـدرت اسـتفاده شـده اسـت. از جملـه ایـن مطالعات می‌تـوان بـه مطالعـات طـاهری و همکـاران (۱۳۸۰) اشاره نمود که در مطالعه خود، نتـایج آمـاری بدست آمده از ارتباط بین مساحت سطح پوشش برف در حوزه آبریز رودخانه هیرمند در اواخر فصل بـارش برف و مساحت سـطح آب درهامونهـا در سیسـتان در اواسط بهار، ارائه شده است.در این مطالعه، بـا انـدازه-گیری مساحت پوشـش بـرف در ایـن حـوزه، ارتفـاع احتمالی سـطح آب‌هامونهـا تخمـین زده شـده اسـت. شریفی و همکاران (۱۳۸۵) در مطالعه ای بـه تحلیـل رابطه عمق برف با ارتفـاع در حوضـه صمصـامی کـه یکی از سرشاخه‌های کوچک کارون است، پرداخته‌اند. بررسی تغییرات عمق بـرف در ارتفاعـات مختلـف، از طریـق انـدازه‌گیـری عمـق در ۲۵۸ نقطـه واقـع در محدوده، به مسـاحت ۵/۲ کیلـومتر مربـع و در اوایـل اسفند ۱۳۸٤ انجام گرفته است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که تأثیر ارتفـاع روی عمـق بـرف بـه طبقـات ارتفاعی بستگی دارد بطوریکـه تـا ارتفـاع ۲۷۸۰ متـر، رابطه خطی معنی‌داری بـین آنهـا وجـود دارد.دینـی و همکاران (۱۳۸۵) در مطالعـات خـود در زمینـه پـایش پوشش بـرف در ارتفاعـات البـرز مرکـزی از تصـاویر ماهواره ای سنجنده‌های AVHRR و MODIS استفاده کرده‌اند.نتایج مطالعـات آنهـا نشـان داد کـه مسـاحت سطوح برف گیر البرز مرکزی با پوشش کامل، نـاقص و پوشش ابر به ترتیب ۹۹٤ و ۲۵۷۰ و ۲۵۰۵ کیلـومتر مربع می‌باشد و در این منطقه دمای ۲/۹ درجه سـانتی گراد را به عنوان آستانه ریزش بـرف و ارتفـاع متنـاظر صفر درجه به عنـوان خـط مانـدگاری بـرف محاسـبه نمودنـد. متکـان و همکـاران (۱۳۸۷) در مطالعـه‌ای ازآستانه پیشنهادی ناسا (۰/٤) برای شاخص NDSI در تعیین سطح پوشش برف دو حوضه آبریز سد کـرج و لتیان استفاده کرده‌اند و به این نتیجه رسیده‌اند که دقت نقشه حاصله با این آستانه کم اسـت و میـزان بـرف را بیشـتر از مقـدار واقعـی نشـان مـی‌دهـد. قربـانی زاده خرازی و همکاران (۱۳۸۸) در یک بررسی با اسـتفاده از مدل ذوب برف SRM و همچنین مدل جهانی تغییر اقلیم با فرض دو سناریوی تغییـر اقلـیم A و B، پـیش بینی توزیع زمانی جریان رواناب ناشـی از ذوب بـرف برای نیم قرن آینـده در حوضـه دز پرداختـه‌انـد. ایـن مطالعه نشان می‌دهد که زمان حداکثر جریـان بهـار بـه زمستان انتقال خواهد یافت. رسولی و ادهمـی (۱۳۸٦) به منظور طراحی نقشه برف مطالعـه ای در حوضـه ی آبریز آجی چای بوسیله تصـاویر مـاهواره‌ای MODIS انجام داده اند. در این مطالعه مسـاحت حوضـه و آب ذوب برف مثبت ارزیابی شده و در کل حوضه حـدود ٦٦ میلیون متر مکعب محاسبه گردیده است.

در مطالعه حاضر نیز با توجه به فقدان مطالعات آماری کافی در زمینه بررسی تغییرات بـرف در ایـران، سـعی شده است تا این تغییرات در منطقه شمال غرب ایـران مورد بررسی قرار گرفته و نقش افزایش میـانگین دمـا در ایجاد نوسـانات در بـارش بـرف در منطقـه شـمال غرب ایران، ارزیابی شود.

داده‌ها و روشها

داده‌ها

دادهای مورد استفاده در ایـن مطالعـه شـامل داده‌هـای بارش روزانه برف و میانگین سـالانه دمـای تعـداد ۱۵

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	۲۰۰۸-۱۹۸٦	۱۳۹۰	٤۷ درجه و ٤ دقیقه	۳۸ درجه و ۲٦ دقیقه
تبریز	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۵۱	۱۳٦۱	٤٦ درجه و ۱۷ دقیقه	۳۸ درجه و ۵ دقیقه
سراب	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۸٦	۱٦۸۲	٤۷ درجه و ۳۲ دقیقه	۳۷ درجه و ۵٦ دقیقه
مراغه	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۸۳	۱٤۷۷	٤٦ درجه و ۱٦ دقیقه	۳۷ درجه و ۲٤ دقیقه
میانه	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۸٤	۱۱۱۰	٤۷ درجه و ٤۲ دقیقه	۳۷ درجه و ۲۷ دقیقه
جلفا	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۸۲	۷۳٦	٤۵ درجه و ٤۰ دقیقه	۳۸ درجه و ٤۵ دقیقه
خوی	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹٦۱	۱۱۰۳	٤٤ درجه و ۵۸ دقیقه	۳۸ درجه و ۳۳ دقیقه
مهاباد	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۸۵	۱۳۸۵	٤۵ درجه و ٤۳ دقیقه	۳٦ درجه و ٤٦ دقیقه
ماکو	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۸٦	۱٤۱۱	٤٤ درجه و ۲٦ دقیقه	۳۹ درجه و ۲۰ دقیقه
ارومیه	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۵۱	۱۳۱۵	٤۵ درجه و ۵ دقیقه	۳۷ درجه و ۳۲ دقیقه
پیرانشهر	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۵٦	۱٤۵۵	٤۵ درجه و ۸ دقیقه	۳٦ درجه و ٤۰ دقیقه
سردشت	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۸۹	۱٦۷۰	٤۵ درجه و ۳۰ دقیقه	۳٦ درجه و ۹ دقیقه
اردبیل	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۷۷	۱۳۳۰	٤۸ درجه و ۱۷ دقیقه	۳۸ درجه و ۱۵ دقیقه
خلخال	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۸۷	۱۷۹٦	٤۸ درجه و ۳۱ دقیقه	۳۷ درجه و ۳۸ دقیقه
پارس آباد	سینوپتیک	۲۰۰۸-۱۹۸۵	۳۱/۹	٤۷ 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. درسریهای 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،۲۳۵:۱۳۸۲):

(۱)

$$\Delta T = X_n - X_1$$

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

$$RT = \frac{T_r}{a_n} \quad (۲)$$

$$RT = \frac{T_r}{a} \quad (۳)$$

$$Y_t = \beta_\circ + \beta_1 t + \beta_2 t^2 + ... + \beta_k t^k + e_t \quad (٤)$$

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 ٤، میانگینی از دو روش قبلی است و به نظر

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: ۳٤). 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 (کاویانی و عساکره،۱۳۸۲:۲۵۰):

(٦)

که در آن Y_t متغیر پاسخ، βها پارامترهای مجهول و e_t باقیمانده‌ها هستند (n، . . . ، ۲، ۱ = t). در رگرسیون معمولی فرض می‌شود که e_tها 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 ازمون معنی داریی روند است. از روشهای مورد استفاده در این پژوهش آزمون روند بر مبنای همبستگی‌های اسپیرمن، کندال و پیرسون است.

در روش اسپیرمن ابتدا اختلاف بین رتبه هر مقدار در سری (ki) و ترتیب آن در سری زمانی (i) ا محاسبه می‌شود تا مقدار (di) بدست آید و سپس آماره اسپیرمن، طبق رابطه (۷) محاسبه می‌شود (مهدوی، ۱٤۷:۱۳۷۷):

$$r_s = 1 - \frac{6\sum d_i^2}{n\left(n^2-1\right)} \qquad (۷)$$

برای N > S مقدار r بوسیله‌ی رابطه (۸) از لحاظ معنی‌داری تعریف می‌شود. این آماره دارای توزیع تقریبی t استیودنت با n-2 درجه آزادی است و به‌وسیله t دوطرفه ارزیابی می‌شود. با توجه به حدود بحرانی،فرض صفر (تصادفی بودن مقادیر) در ازای فرض مقابل (وجود روند در مقادیر) آزمون می‌گردد (صداقت کردار و رحیم زاده، ۱۸٦:۱۳۸٦)

$$t_{\circ} = \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \qquad (۸)$$

روش من کندال یک روش رتبه‌ای است. آماره کندال با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود(عزیزی و روشنی،۱٦:۱۹۸۷):

$$p = \sum_{i=1}^{n} ni \qquad (۹)$$

در رابطه (۹):

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

$$\tau = \frac{4p}{n(n-1)} \qquad (۱۰)$$

یافته‌ها

بررسی روند تغییرات مجموع برف سالانه

جهت بررسی این سئوال 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 ۱تا ٤ 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 می‌دهند و از آنجا که مقادیر مجموع بارش برف سالانه از توزیع نرمال و رفتار خطی تبعیت نمی‌کنند، از همبستگی‌های رتبه ای اسپیرمن، من‌کندال 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).

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	۱۲۷/٦	۱٤۹/۱	٦۸	-۸۱/۱	-۰/٥٤۳۹۳	-۱/۹۲	-۰/٦۳
خلخال	٥۸/٥	۳٥/۱	۲۸/۹	-٦/۲	-۰/۱۷	-۰/۲۱	-۰/۱۰
پارس آباد	۸٤	۱۲۷/٦	٦٤	-٦۳/٦	-۰/٤۹	-۰/۹۹	-۰/٥۷
اهر	٦۰/٥	۱۲۷/۷	۲٤/۹	-۱۰۲/۸	-۰/۸۰	-٤/۱۲	-۱/۷
جلفا	۷۸/۳	۹۲/۸	٤۳/۲	-٤۹/٦	-۰/٥۳	-۱/۱٤	-۰/٦۳
مراغه	۳۰/٤	۲۷/۹	۷/۹	-۲۰	-۰/۷۱	-۲/٥۳	-۰/٦٥
میانه	۱۱۷/۷	۱٤۰/٤	٦٥/۹	-۷٤/٥	-۰/٥۳	-۱/۱۳	-۰/٦۳
سراب	۷۷/۲	۱۰٦	۸۸/۸	-۱۷/۲	-۰/۱٦	-۰/۱۹	-۰/۲۲
تبریز	٦٥/٥	۱٤۸/۳	۳٤/۳	-۱۱٤	-۰/۷٦	-۳/۳۲	-۲/۰۱
خوی	٦۱/۱	۷٤/٤	۲٤/۷	-٤۹/۷	-۰/٦٦	-۲/۰۱	-۰/۸۱
مهاباد	٦۲/۳	۳۳/٦	٤۸/۷	۱٥/۱	-۰/٤٤	۰/۳۱	۰/۲٤
ماکو	۲۹	٦۲/٥	۳٥/٤	-۲۷/۱	-۰/٤۳	-۰/۷٦	-۰/۹۳
ارومیه	۱۹٦/٦	۲۷۲/۸	۳٥/٤	-۲۳۷/٤	-۰/۸۷	-٦/۷۰	-۱/۲۰
پیرانشهر	٥۱/٤	٤۹/٦	۲۹/٦	-۲۰	-۰/٤۰	-۰/٦۷	-۰/۳۸
سردشت	۳۱۱/۷	۱۹٤/۱	۱۹٥/۹	۱/۸	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۰٥

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	۰/٦	-۰/۰٥	۰/٥۹	-۰/۰۷	۰/٦٥
پارس آباد	-۰/۳٤	۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۰۲	-۰/۳۲	۰/۰۱
اهر	-۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰
جلفا	-۰/۰٤	۰/۰٤	-۰/۰۳	۰/۰۳	-۰/۰٥	۰/۰۳

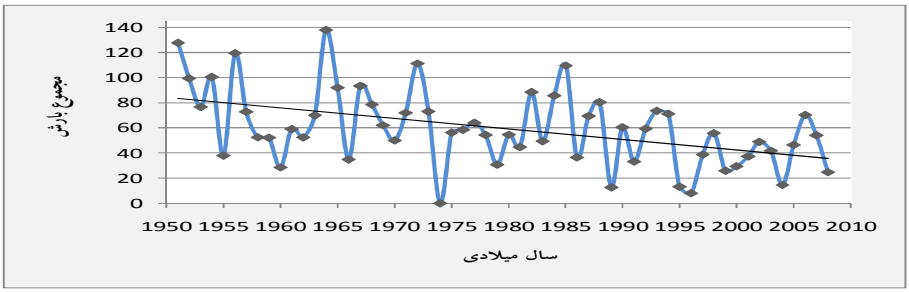
مراغه	۰/۲	۰/۳۷	۰/۰۷	۰/٦٥	۰/۰٥	۰/۸۳
میانه	-۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	-۰/۰۱	۰
سراب	-۰/۰۹	۰/٦۸	۰/۱٦	۰/۲٦	۰/۲۳	۰/۲٦
تبریز	-۰/۳۹	۰/۰٦	-۰/۲٤	۰/۹٦	-۰/۲٤	۰/۰۸
خوی	-۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۱	-۰/۰۱	۰
مهاباد	-۰/۲۲	۰/۳۳	-۰/۱۲	۰/٤٥	-۰/۱۸	۰/٤۳
ماکو	-۰/۰۱	۰/۹۷	۰/۰۲	۰/۸۸	۰/۰۳	۰/۹
ارومیه	-۰/۰٥	۰/۰۲	-۰/۲۷	۰/۰۷	-۰/۰٥	۰/۰۲
پیرانشهر	۰/۰۷	۰/۷۷	-۰/۰۳	۰/۸٤	-۰/۰٤	۰/۸٦
سردشت	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۱٥	۰/۳٦	۰/۲٤	۰/۳۱

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 ٦ ایستگاه به استثنای ایستگاه مراغه، روند بارش برف، نزولی می‌باشد. حال وجود 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 ٤).

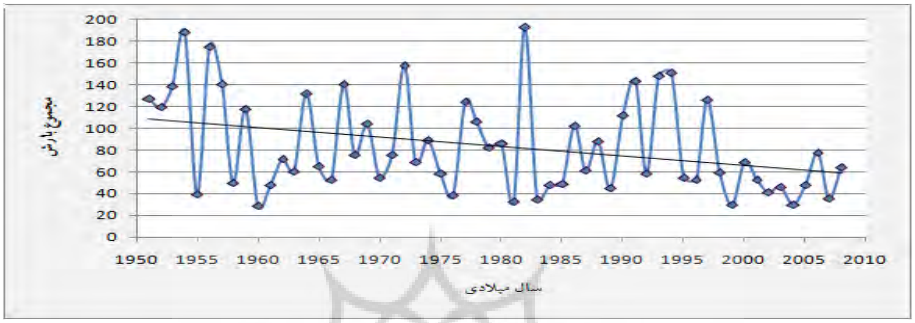
جدول (٤) معادله‌های خط برازش یافته بر داده‌های مجموع بارش برف ایستگاه‌های دارای روند

ایستگاه	نوع خط	معادله خط برازش یافته	ایستگاه	نوع خط	معادله خط برازش یافته
ارومیه	خطی	$Y_t = \underset{(9.85)}{110} - \underset{(-2.66)}{0.88}$	خلخال	خطی	$Y_t = \underset{(8.12)}{174} - \underset{(-2.99)}{4.87}$
تبریز	خطی	$Y_t = \underset{(12.77)}{85.6} - \underset{(-4.31)}{0.852}$	پیرانشهر	خطی	$Y_t = \underset{(8.64)}{249.1} - \underset{(-2.76)}{3.2}$
اهر	خطی	$Y_t = \underset{(6..53)}{110} - \underset{(-2.16)}{2.66}$	مراغه	خطی	$Y_t = \underset{(9.65)}{91.6} - \underset{(-3.65)}{2.35}$

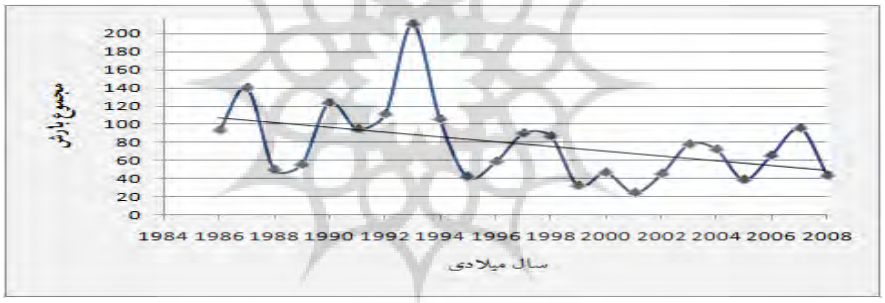
بررسی نتایج مربوط به محاسبه معادله‌های خط برازش یافته بر داده‌های مجموع بارش برف ایستگاه-های دارای روند در منطقه شمال غرب ایران نشان می‌دهد که در تمامی ایستگاههایی که دارای روند معنادار هستند، خط روند حالت نزولی دارد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که بارش برف در این ایستگاه‌های از روند کاهشی معنی داری برخوردار هستند (اشکال ۱ تا ٦).



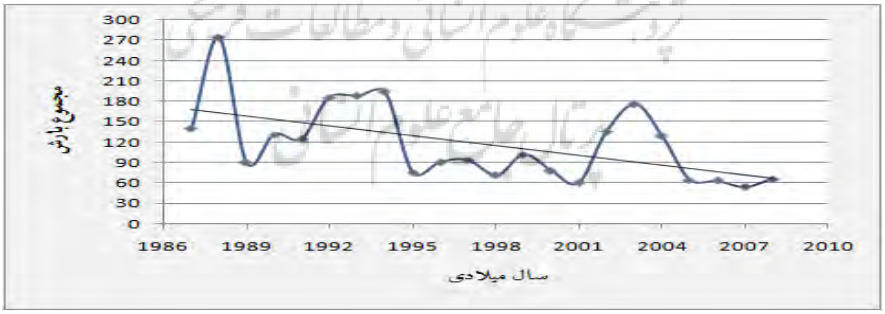
شکل ۱: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه تبریز



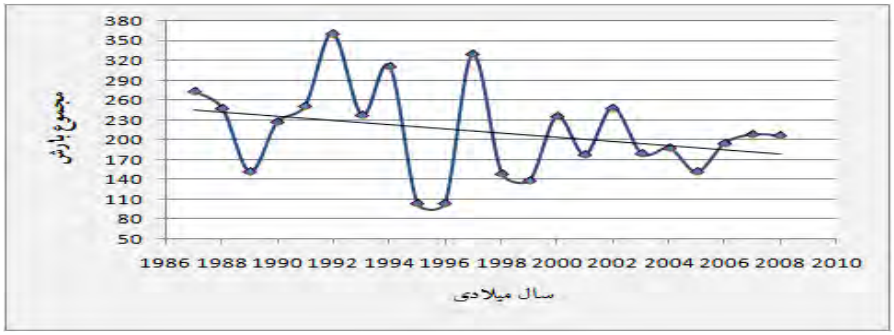
شکل ۲: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه ارومیه



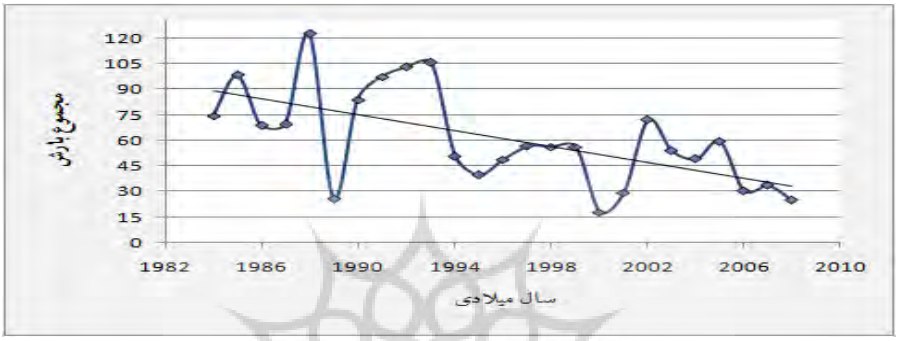
شکل ۳: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه اهر



شکل ٤: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه خلخال



شکل۵: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه پیرانشهر



شکل ٦: نمودار روند مجموع بارش سالانه برف ایستگاه مراغه

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 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 کاهشی می-باشد(جدول ۵). جهت بررسی معنی داری روندهای نسبی، از همبستگی‌های من کندال،پیرسون و اسپیرمن استفاده شد(جدول ٦).

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	٤١/٤	٤٣	٩٢/٢	-١٣/٨	-٠/٣٢	-٠/٤٧	-٠/٣٣
خلخال	٣٠/٤	٣١/٦	٢٦/٨	-٤/٨	-٠/١٥	-٠/١٧	-٠/١٥
پارس آباد	١١/٥	٢٩/٣	١٤/٨	-١٤/٥	-٠/٤٩	-٠/٩٨	-١/٢٦
اهر	٢٦/٥	٢٦/٣	٢١	-٥/٣	-٠/٢٠	-٠/٢٥	-٠/٢
جلفا	١٤/٠٥	١١/١	٤/٤	-٦/٧	-٠/٦٠	-١/٥٢	-٠/٤٧
مراغه	١٩/٥	١٦/٩	١٤/٩	-٢	-٠/١١	-٠/١٣	-٠/١٠

میانه	۲۱/۳	۱٤/۲	۲۹	۱٤/۸	۱/۰٤	۰/۵۱	۰/٦۹
سراب	۲۱/۷	۲۲/۱	۱٦/۱	-٦	-۰/۲۷	-۰/۳۷	-۰/۲۷
تبریز	۲۱/۳	۳۷/٤	۱٤/٦	-۲۲/۸	-۰/٦۱	-۱/۵٦	-۱/۰۷
خوی	۱۹/۵	۲۳/۷	۱۳/۵	-۱۰/۲	-۰/٤۳	-۰/۷۵	-۰/۵۲
مهاباد	۱۸/۵	۲٦/٦	۲۷/۱	۰/۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
ماکو	۱۹/۲	٤۳/۵	۱۳/۸	-۲۹/۷	-۰/٦۸	-۲/۱۵	-۱/۵٤
ارومیه	۲٤/٦	۳٤/۱	۱۹/۱	-۱۵	-۰/٤٤	-۰/۷۸	-۰/٦۱
پیرانشهر	۳۲/۹	۲۸/۷	۳۱/٤	۲/۷	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸
سردشت	۳٦/۹	۳۲/۱	۳۵/۷	۳/٦	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۹

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، کاهشی می‌باشد. حال وجود روند خطی و درجه دو جهت داوری علمی مورد آزمون قرار می‌گیرد.

جدول (٦) 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	۰/۰۰٤	۰/۹۷	۰/۰٤	۰/۹۷	۰/۰۱	۰/۹۱
خلخال	-۰/۰٤	۰/۸۱	-۰/۰۰۹	۰/۹۵	-۰/۰۵	۰/۷۸
پارس آباد	-۰/۱۳	۰/۵۲	-۰/۱۳	۰/۳٦	-۰/۱۹	۰/۳٤
اهر	-۰/۱۱	۰/۵۸	-۰/۱۰	۰/٤٦	-۰/۱٤	۰/٤۸
جلفا	-۰/٦۱	۰/۰۰۱	-۰/۳۷	۰/۰۰۸	-/۵٦	۰/۰۰٤
مراغه	-۰/۲٦	۰/۲۰	-۰/۱٤	۰/۳۰	-۰/۲۳	۰/۲٦
میانه	-۰/۲۹	۰/۱٤	-۰/۱۲	۰/۳۵	-۰/۱٦	۰/٤۰
سراب	۰/۲۸	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۳۳	۰/۱۲
تبریز	-۰/٤٦	۰/٤٤	-۰/۲۵	۰/۰٦	-۰/٤۱	۰/۰۳
خوی	-۰/۱۸	۰/۱٦	-۰/۱۳	۰/۱۳	-۰/۲۰	۰/۱۱
مهاباد	۰/۵۱	۰/۰۰٦	-۰/۳۵	۰/۰۱	-۰/٤۹	۰/۰۰۹
ماکو	-۰/٤۰	۰/۰۳	-۰/۲٤	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	۰/۱٤	-۰/۲۷	۰/۱۷
سردشت	۰/۱۲	۰/۳۳	۰/۲	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۹

الگوهای خط برازش یافته ایستگاههایی که دارای روند معنادار می‌باشند نیز مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج این ارزیابی نیز نشان‌دهنده روند خطی کاهشی این پارامتر در چهار ایستگاه اهر، خلخال، ماکو و تبریز می‌باشد (جدول ۷ و اشکال ۷ تا ۱۰).

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

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

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 طوریکه 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 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.

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	۳/٤	۰/۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲
خلخال	۱/۸۲	۲/٤	۱/۸	۰/٦	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۲۵
پارس آباد	۹/۷۰	۱۰	۹	۰/۹۷	۰/۱	۰/۱	۰/۰۹
اهر	۵/۲۹	۵/۵	۵/۲	۰/۲۵	۰/۰٤	۰/۰٤	۰/۰٤
جلفا	۹/۰٦	۹/۳	۸/٦	۰/۷۰	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷
مراغه	۷/۷۳	۸/۳	٦/۹	۱/۳۵	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱٦
میانه	۷/۲٤	۸	۷/۳	۰/۷۲	۰/۱	۰/۰۹	۰/۰۹
سراب	۱/۳۳	۱/۵	۲/۱	-۰/۵۵	-۰/٤۱	-۰/۲٦	-۰/۳۵
تبریز	٦/۹۱	۷/۵	۵/٦	۱/۹	۰/۲۷	۰/۳٤	۰/۲۵
خوی	۵/٤	٦/۲	۷/۹	-۱/۷	-۰/۳۱	-۰/۲۱	-۰/۲۷
مهاباد	٦/۷۹	۷/۲	٦/۱	۱/۱	۰/۱٦	۰/۱۸	۰/۱۵
ماکو	۵/۳۹	۵/٦	٤/٤	۱/۲	۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۲۱
ارومیه	۵/٤۱	۵	۷/۲	-۲/۲۵	-۰/٤۱	-۰/۳۱	-۰/٤۵

پیرانشهر	٦/٤١	٨/١	٥	٣/٠٨	٠/٤٨	٠/٦١	٠/٣٨
سردشت	٩/٠٦	١٠/٤	٨	٢/٣٩	٠/٢٦	٠/٢٩	٠/٢٣

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

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

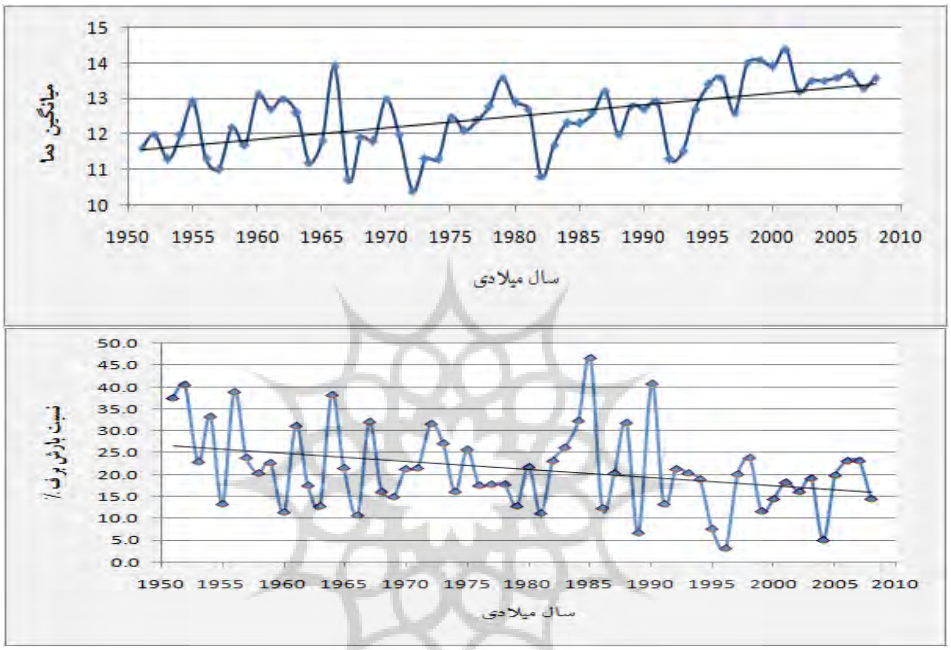
ایستگاه	اسپیرمن	درصد خطا	پیرسون	درصد خطا	کندال	درصد خطا
اردبیل	٠/١٨	٠/٣٤	٠/١٨	٠/٣٤	٠/١٦	٠/٢١
خلخال	٠/٧٧	٠	٠/٦٥	٠	٠/٥٧	٠
پارس آباد	٠/٥٥	٠/٠١	٠/٥٢	٠/٠١	٠/٣٥	٠/٠٢
اهر	٠/٤٤	٠/٠٣	٠/٣٩	٠/٦٦	٠/٢٨	٠/٠٦
جلفا	٠/٢٨	٠/١٨	٠/٢٥	٠/٢٣	٠/١٩	٠/٢١
مراغه	٠/٧٦	٠	٠/٦٩	٠	٠/٥٦	٠
میانه	٠/٦٣	٠	٠/٦١	٠	٠/٤٥	٠
سراب	٠/٤٠	٠/٠٧	٠/٤٣	٠/٠٤	٠/٢٥	٠/١٢
تبریز	٠/٥٨	٠	٠/٥٧	٠	٠/٤٢	٠
خوی	٠/٢٣	٠/١١	٠/١٩	٠/١٩	٠/١٩	٠/٠٦
مهاباد	٠/٥٥	٠/٠١	٠/٤٧	٠/٠٢	٠/٣٥	٠/٠٢
ماکو	٠/٥١	٠/٠١	٠/٤٦	٠/٠٢	٠/٣٤	٠/٠٢
ارومیه	-٠/٢٩	٠/٠٤	-٠/٣٠	٠/٠٣	-٠/١٦	٠/٠٩
پیرانشهر	٠/٨١	٠	٠/٧٥	٠	٠/٦٤	٠
سردشت	٠/٦٨	٠	٠/٧٥	٠	٠/٤٤	٠/٠١

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 ایستگاههای ارومیه و خوی حالت سهمی و در بقیه ایستگاهها حالت خطی می‌باشد (جدول ۱۰ و اشکال۷ تا ۱۰).

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

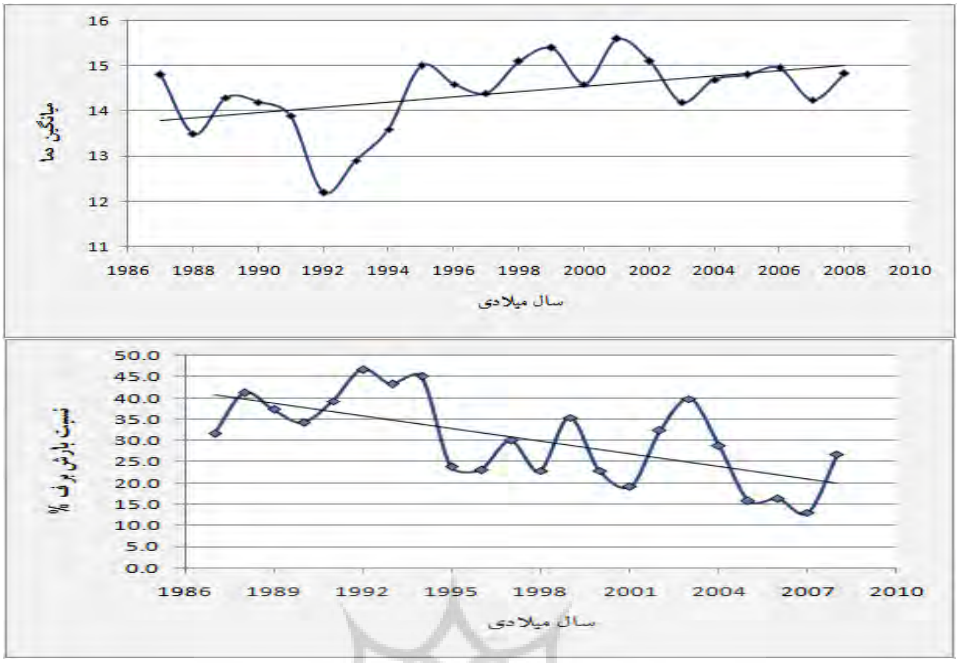
ایستگاه	نوع خط	معادله خط برازش یافته	ایستگاه	نوع خط	معادله خط برازش یافته
ارومیه	سهمی	$Y_t = \underset{(37.99)}{19.89} - \underset{(-5.97)}{2.36} + \underset{(3.62)}{0.0155}$	مهاباد	خطی	$Y_t = \underset{(39.36)}{12.2} + \underset{(2.47)}{0.0535}$
خلخال	خطی	$Y_t = \underset{(25.94)}{9.18} + \underset{(3.87)}{0.0796}$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

پارس آباد	خطی	$Y_t = \underset{(63.88)}{14.5} + \underset{(2.86)}{0.0456}$	خوی	سهمی	$Y_t = \underset{(25.69)}{12.7} - \underset{(-2.53)}{0.115} + \underset{(2,97)}{0.0026}$
مراغه	خطی	$Y_t = \underset{(43.76)}{12} + \underset{(4.53)}{0.0834}$	پیرانشهر	خطی	$Y_t = \underset{(31.12)}{10.6} + \underset{(5.25)}{0.131}$
میانه	خطی	$Y_t = \underset{(38.07)}{12.8} + \underset{(3.42)}{0.0877}$	سردشت	خطی	$Y_t = \underset{(22.29)}{10.8} + \underset{(4.79)}{0.194}$
تبریز	خطی	$Y_t = \underset{(54.82)}{11.5} + \underset{(5.23)}{0.0325}$	سراب	خطی	$Y_t = \underset{(25.72)}{8.05} + \underset{(2.15)}{0.0513}$

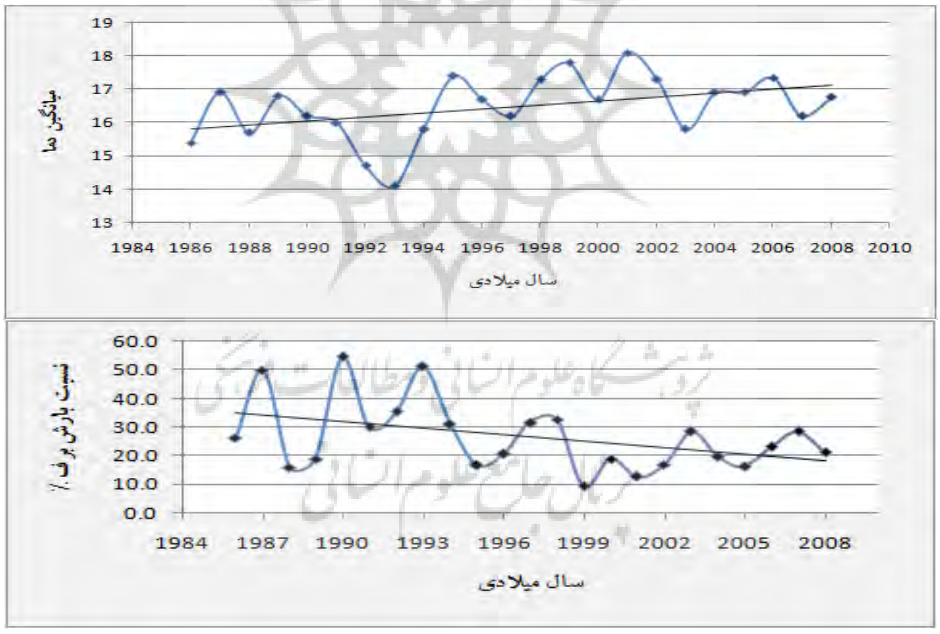


شکل۷: نمودارهای روند میانگین دمای سالانه و نسبت بارش برف به بارش کل در ایستگاه تبریز

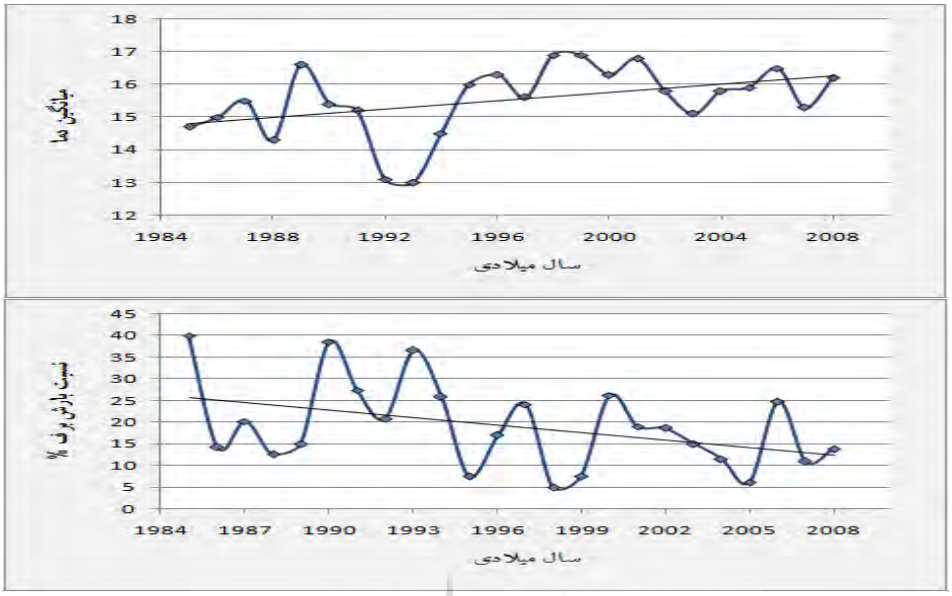
پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی



شکل۸: نمودارهای روند میانگین دمای سالانه و نسبت بارش برف به بارش کل در ایستگاه خلخال



شکل۹: 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

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 ۱تا ٦) 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 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 معنا داری 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.

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.

٤. 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 (دتینگر[1] و همکاران، ۲:۲۰۰٤بر مبنای همین گزارش میانگین دمای سالانه کره زمین به دلیل انتشار گازهای گلخانه‌ای ۰/۳ تا ۰/٦ درجه سانتی گراد در طول قرن گذشته افزایش داشته و پیش‌بینی می‌شود تا سال ۲۱۰۰ مقدار آن ۱ تا ۳/۵ سانتی گراد افزایش یابد (مساح یوانی و مرید،: ٤۱:۱۳۸٤).

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[2] و همکاران،۲۰۰۳:۱).

در این مطالعه استفاده از روشهای سری زمانی که بر روی داده‌های برف ٤ 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

[1] Dettinger, M. D

[2] - Bürki

دمای سالانه در برخی از ایستگاههای مورد مطالعه نه تنها نشان دهنده کاهش معنی دار در میزان بارش برف می‌باشد بلکه نسبت بارش نیز تغییرات قابل ملاحظه ای داشته و این امر تغییر رژیم بارشی را در منطقه شمال غرب از چایگزینی باران به جای برف نشان می‌دهد هر چند تنها با تکیه بر این نتایج نمی توان درمورد تغییر اقلیم در ایران نتیجه گیری نمود ولی این نتایج می‌تواند 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، جاناتان،(۱۳۷۸)،، تجزیه و تحلیل سری‌های زمانی، نیرومند، حسینعلی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، چاپ دوم،٤٠٤ صفحه.

رسولی علی اکبر و سلام ادهمی، (۱۳۸٦)، محاسبه ی آب معادل از پوشش برف با پردازش تصاویر سنجنده MODIS، جغرافیا و توسعه شماره ۱۰،صص۳٦-۲۳.

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

طاهری شهر آئینی، حمید، تجرشی، مسعود، جلالی، نادر و ابریشم چی، احمد، (۱۳۸۰)، استخراج مدل تجربی ارتباط مساحت آب‌هامونها 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،(۱۳۸٦)،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، شماره٦٤،صص ۲۸-۱۳.

قربانی‌زاده خرازی، حسین، صدقی، حسین، ثقفیان، 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،ص۱۲.

کاویانی، محمدرضا،عساکره، حسین،(۱۳۸۲)،بررسی آماری روند بلند مدت بارش اصفهان،سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم،دانشگاه اصفهان،صص ۲۵٦-۲٤۸.

مساح بوانی،ع. و مرید، س، (۱۳۸٤)، اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب و تولید محصولات کشاورزی (مطالعه موردی: حوضه زاینده رود)، مجله تحقیقات منابع آب ایران، سال یکم، شماره ۱،٤۷-٤۰.

متکـان، علـی اکبـر، ضـیائیان فیـروزآبـادی، پرویـز، عاشورلو، داوود، داداشی خانقاه، سـپیده، (۱۳۸۷)، ارزیابی شاخص جهانی پوشش برف برای مطالعـه سطح پوشش برف در مقیاس منطقـه‌ای، همـایش ژئوماتیک سازمان نقشـه بـرداری کشورسـال ۸۷، ص ۱۰.

مهدوی،محمد، (۱۳۷۷)، آمـار و روش‌هـای تجزیـه و تحلیل داده‌ها در جغرافیا، نشر قومس،۲۱٤ صفحه.

Birkeland ,K.W,Hansen.K.J,Brown. R.l,(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 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.