



Assesing the Accuracy of the Snow-Rain Phase Separation Models for Meteorological Weather Stations of the Mountainous Region of Zagros, Iran

T. Raziei¹, S. Jahanbakhsh Asl²,
A. Parandeh Khouzani^{3*} and B. Sari Saraf⁴

Abstract

In this study, the possibility of snow estimation using the snow-rain phase separation models which usually is integrated into the snowmelt models or in the numerical weather prediction (NWP) models are evaluated for the Zagros region, Iran. For this purpose, daily precipitation (rain and snow) and temperature data from 36 weather stations distributed over Zagros having data records over the period 1951-2015 is used. The performances of the snow-rain phase separation models in accurately predicting the phase of precipitation at the studied stations were evaluated through constructing contingency tables between predictions and observations, and eventually evaluating the results using a set of statistical skill scores. A statistically significant relationship was found between the phase of precipitation predicted by the models and the snow occurrences observed at all selected stations. The USACE, Pipes and Quick, Hyperbolic tangent function and Kienzle were found as the best models, while the McCabe and Wolock model and the Brown model resulted in the weaker predictions based on the maximum and minimum temperature. The snow-rain separation temperature threshold at the selected stations varied from -1.7 to 5 degree Celsius, nonetheless, between 0 and 2 degree Celsius in more than 75% of the stations. It was also found that the temperature range within which both snow and rain can occur simultaneously varies among stations, but in most of the stations it is between 9 and 13 degrees Celsius.

Keywords: Snow-Rain Phase Separation, Snow-Rain Phase Temperature Threshold, Snowfall Temperature Range, Snow Depth Prediction, Snow Melt Models.

Received: September 11, 2017

Accepted: February 11, 2018

ارزیابی دقت مدل‌های شناسایی فاز برف از باران در ایستگاه‌های هواشناسی منطقه کوهستانی زاگرس

طیب رضیئی^۱، سعید جهانبخش اصل^۲، اکرم پرند خوزانی^{۳*}
و بهروز ساری صراف^۴

چکیده

در این پژوهش امکان برآورد برف در منطقه کوهستانی زاگرس با استفاده از مدل‌های مختلف شناسایی فاز برف از باران مورد ارزیابی قرار گرفت. برای این منظور از داده‌های روزانه بارش، عمق برف و دمای هوای ۳۶ ایستگاه سینوپتیک و اقلیم‌شناسی منطقه در دوره آماری ۱۹۵۱-۲۰۱۵ استفاده شد. برای شناسایی فاز برف از باران در ایستگاه‌های مورد مطالعه از هشت مدل مختلف که ورودی همه آنها دما و بارش روزانه است استفاده شد و عملکرد آنها در پیش‌بینی درست برف ایستگاه‌ها به کمک مجموعه‌ای از سنج‌های ارزیابی دقت مدل در پیش‌بینی درست رویدادهای مشاهده‌ای ارزیابی شد. نتایج نشان داد که آستانه دمایی جدایی برف از باران (Tt) در ایستگاه‌های منتخب بین ۱/۷- تا ۵ درجه سلسیوس در تغییر است ولی این مقدار در بیش از ۷۵ درصد از ایستگاه‌ها بین صفر و ۲ درجه سلسیوس است. همچنین، مشخص شد که دامنه دمایی (Tr) که در آن هم احتمال ریزش برف و هم احتمال ریزش باران وجود دارد از ایستگاهی به ایستگاه دیگر متفاوت است، هر چند که این مقدار در اغلب ایستگاه‌ها بین ۹ تا ۱۳ درجه سلسیوس است. سنج‌های مختلف نشان دادند که هر هشت مدل استفاده شده در این مطالعه قابلیت پیش‌بینی روزهای برفی در منطقه را دارند و عملکرد مدل‌های USACE, Pipes, Keinzel, Motoyama و Tangent در همه ایستگاه‌ها تقریباً همانند است. براساس نتایج سنج‌های مختلف، مدل USACE در همه ایستگاه‌ها بهترین پیش‌بینی و مدل‌های McCabe, Brown (Max, Min) و Brown (Mean) ضعیف‌ترین پیش‌بینی روزهای برفی را دارند.

کلمات کلیدی: شناسایی فاز برف از باران، آستانه دمایی جدایی برف از باران، دامنه دمایی ریزش برف، پیش‌بینی عمق برف، مدل‌های ذوب برف.

تاریخ دریافت مقاله: ۹۶/۶/۲۰

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۶/۱۱/۲۲

1- Assistant Professor, Soil Conservation and Watershed Management Research Center (SCWMRI), Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Tehran, Iran.

2- Professor, Department of Climatology, Faculty of Geography and Planning, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

3- Ph.D. Candidate, Department of Climatology, Faculty of Geography and Planning, University of Tabriz, Tabriz, Iran. Email: parandeh_153@yahoo.com

4- Professor, Department of Climatology, Faculty of Geography and Planning, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

*- Corresponding Author

۱- استادیار، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران.

۲- استاد، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه تبریز.

۳- دانشجوی دکتری، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه تبریز.

۴- استاد، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه تبریز.

*- نویسنده مسئول
بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان زمستان ۱۳۹۷ امکانپذیر است.

می‌کنند (Martinec and Rango, 1986; US Army Corps of Engineers, 1956; L'hôte et al., 2005). اولین بار Auer (1974) از آستانه دمایی $2/5$ درجه سانتی‌گراد برای جداسازی فاز برف از باران استفاده کرد. Dai (2008) این آستانه را برای خشکی‌ها و اقیانوس‌های جهان به ترتیب $1/2$ و $1/9$ درجه سانتی‌گراد تعیین کرد ولی Liu et al. (2008) این آستانه را هم برای خشکی‌ها و هم برای اقیانوس‌های جهان برابر با 2 درجه سانتی‌گراد محاسبه کرد. البته برخی دیگر از پژوهشگران نشان دادند که آستانه‌های دمایی جدایی برف از باران می‌تواند از مکانی به مکان دیگر متفاوت باشد و می‌بایست این آستانه برای هر مکان با استفاده از داده‌های روزانه همان مکان تعیین گردد (US Army Corps of Engineers, USACE, 1956; Matsuo et al., 1981; Kienzle, 2008; Ye et al., 2013). USACE (1956) با بررسی حدود 2400 رخداد بارشی در محلی با میانگین ارتفاع 2200 متر از سطح دریا، آستانه دمایی حدود 2 درجه سانتی‌گراد را برای جدایی فاز باران از برف پیشنهاد کرد. Yang et al. (1997) نیز این آستانه را برای منطقه‌ای در چین $2/2$ درجه سانتی‌گراد تعیین کردند. به طور کلی می‌توان گفت که این آستانه دمایی در بیشتر مناطق جهان مقداری نزدیک به صفر درجه سانتی‌گراد است (Lynch-Stieglitz, 1994; Motoyama, 1990) و ممکن است از -1 تا $2/5$ درجه سانتی‌گراد در تغییر باشد. بررسی‌ها همچنین نشان داده است که این آستانه می‌تواند در مناطق کوهستانی متناسب با ارتفاع تغییر کند (Kienzle, 2008; Ye et al., 2013; Motoyama, 1990; Braun and Lang, 1986; Lundquist et al., 2008)؛ هر چند (Saghafian et al., 2015) به چنین نتیجه‌ای در ایران دست نیافتند. در روش انتقال خطی از یک رابطه خطی برای تعیین تغییرات تدریجی نسبت باران به برف در ارتباط با دمای هوا استفاده می‌شود. در این روش به جای استفاده از یک آستانه دمایی ثابت، از یک تابع خطی برای به تصویر کشیدن روند خطی جدایش باران از برف استفاده می‌شود. در این روش‌ها دامنه‌ای از دمای هوا تعریف می‌شود که در آن بارش به صورت مخلوطی از برف و باران ریزش می‌کند. استفاده از منحنی S شکل Kienzle (2008) یکی از روش‌های کارآمد برای شناسایی آستانه دمایی جدایش برف از باران (T_t) و تعیین دامنه دمایی (T_r) است که در آن هم برف و هم باران به نسبت مشخصی می‌بارند.

موضوع برف در ایران از دیدگاه‌های مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است که می‌توان آنها را در چند گروه عمده تقسیم‌بندی کرد. عده‌ای از محققان در زمینه برآورد و شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه‌های آبخیز کوهستانی کشور از مدل SRM

برف یکی از متغیرهای مهم هیدرولوژیکی است و در بسیاری از مناطق جهان به عنوان مهمترین منبع آب شیرین به شمار می‌آید. برف همچنین اثر مهمی بر روی بیابان دمایی محیط، گردش جوی و شرایط حرارتی خاک دارد (Groisman et al., 1994; Frei and Robinson, 1999)، بنابراین هرگونه تغییری در سطح پوشش برفی یک منطقه می‌تواند پیامدهای اقلیمی و هیدرولوژیکی مهمی در آن منطقه و نیز مناطق پیرامونی آن بوجود آورد. از اینرو، با توجه به واکنش سریع برف به تغییر اقلیم به ویژه تغییرات دما، از آن می‌توان به عنوان شاخصی کارآمد برای ارزیابی تغییر اقلیم بهره برد (Brown, 2000; Frei and Robinson, 1999; Frei et al., 1999). در عرض‌های جغرافیایی بالا و مناطق کوهستانی عرض‌های میانه، بارش برف بخش مهمی از مقدار کل بارش را شامل می‌شود. انباشتگی برف در این مناطق تأثیر مهمی بر بیابان انرژی سطحی، چرخه هیدرولوژی، دمای هوای سطحی و گردش عمومی جو در کره زمین دارد. مطالعه سطح پوشش برف SCA^1 نیمکره شمالی، آمریکای شمالی و اوراسیای شمالی حاکی از کاهش و عقب‌نشینی گسترده سطح پوشش برفی از دهه 1970 به بعد، به ویژه در پایان فصل زمستان و آغاز بهار، و در ماه‌های مارس و آوریل می‌باشد که این کاهش با افزایش دمای هوا و تغییرات الگوی گردش جوی در ارتباط است (Groisman et al., 1994; Frei et al., 1999; Brown, 2000; Robinson, 2003; Serreze et al., 2000). بررسی روند تغییرات روزهای برفی در آلپ‌های سوئیس نشان از کاهش معنی‌دار روزهای برفی مناطق پایین‌تر از ارتفاع 1300 متر دارد (Scherrer et al., 2004). مطالعه تغییرپذیری پوشش برف در مناطق کوهستانی بلغارستان نیز نشان داد که عمق، تداوم و سطح پوشش برف در بعضی بخش‌های این کوهستان کاهش معنی‌داری داشته است، در حالی که در بخشی دیگر از این کوهستان، علیرغم افزایش معنی‌دار دمای فصلی هوا، تغییر معنی‌داری در عمق، تداوم و سطح پوشش برف مشاهده نشده است (Petkova et al., 2004; Brown and Petkova, 2007).

روش‌های شناسایی فاز برف از باران را می‌توان در چهار گروه: (۱) استاتیک، (۲) انتقال خطی، (۳) استفاده از کمینه و بیشینه دما، و (۴) منحنی sigmoidal دسته‌بندی کرد. رایج‌ترین و ساده‌ترین روش شناخت فاز جامد بارش از مایع روش استاتیک است که در آن از یک آستانه دمایی ثابت استفاده می‌شود. در این روش، بارش روزهایی که میانگین دمای روزانه آنها کوچکتر از این آستانه باشد برف و بارش روزهایی که دمای آنها بزرگتر از این آستانه باشند را باران فرض

مکانی و زمانی آنرا مشخص کنند. آنها نشان دادند که میانگین آستانه دمایی ریزش برف برای کل منطقه و تمامی ماه‌های مورد مطالعه در حدود ۲/۴ درجه سلسیوس است. آنها همچنین دریافتند که اگرچه آستانه دمایی جدایی برف از باران ارتباط ضعیفی با طول و عرض جغرافیایی دارد اما رابطه معنی‌داری با ارتفاع نشان نمی‌دهد. پیش از این (Ghaemi and Nouhi, 1976) با بررسی و تحلیل آماری دیدبانی‌های برف در ۲۱ ایستگاه سینوپتیک کشور در یک دوره ده ساله توانستند رابطه بین ریزش برف و پارامترهایی مانند دمای هوا و دمای نقطه شبنم را بدست آورند. (Ghaemi and Morid, 1994) نیز با استفاده از آستانه دمای ۳ درجه سانتی‌گراد مقدار ریزش برف، ذوب برف و خط پیشروی و پسروی برف در حوضه آبخیز دماوند را برای ماه‌های مختلف سال برآورد کردند و نشان دادند که مقدار برف پیش‌بینی شده با مقدار برف مشاهده‌ای ایستگاه‌های مورد مطالعه از همخوانی قابل قبولی برخوردار است. (Pedram et al., 2011) نیز فراوانی رخداد‌های برفی ایستگاه‌های مختلف استان کردستان را برای دامنه‌ای از دماهای مختلف شناسایی و سپس فراوانی نسبی و فراوانی نسبی تجمعی ریزش برف در دماهای صفر درجه سلسیوس و بیشتر را تعیین و با برازش توابع توزیع احتمالاتی به داده‌های دمای هوا احتمال بارش برف در دماهای مختلف را شناسایی کردند و دریافتند که ریزش برف در بیشتر ایستگاه‌های استان در بیش از ۹۵ درصد از موارد در دمای دو درجه سلسیوس یا کمتر روی می‌دهد. (Tasdighian and Rahimzadegan, 2017) نیز جهت افزایش دقت الگوریتم شناسایی سطح پوشش برف به هنگام استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS از تصحیح توپوگرافی و آستانه‌گذاری دمای هوای سطح زمین استفاده کرده‌اند. (Dini et al., 2008) نیز با استفاده از آستانه‌های دمایی متفاوت در داده‌های سنجنده AVHRR و سنجنده MODIS به شناسایی سطوح برف‌گیر ارتفاعات البرز مرکزی پرداخته و با استفاده از همبستگی بین عناصر مختلف اقلیمی، دمای ۲/۹ درجه سانتی‌گراد را به عنوان آستانه ریزش برف در منطقه و ارتفاع با دمای صفر درجه سانتی‌گراد را به عنوان خط ماندگاری برف در البرز محاسبه کردند.

اگرچه پایش روند تغییرات زمانی و مکانی برف در مناطق برف‌گیری مانند زاگرس یک ضرورت بسیار بزرگ به شمار می‌رود ولی نبود داده‌های مشاهده‌ای کافی برای این منظور یکی از موانع اصلی در برابر پژوهش‌های هیدرولوژی و اقلیم‌شناسی برف در این مناطق است. برای بررسی تغییرات زمانی و مکانی برف به داده‌های برف با طول دوره آماری درازمدت و دقت مکانی بالا نیاز است. در اغلب مناطق برف‌گیر کره زمین و از جمله منطقه کوهستانی زاگرس ایستگاه‌های برف سنجی به صورت پراکنده و محدود توزیع شده‌اند. اغلب این ایستگاه‌ها

(Najafi et al., 2004; Fuladipanah and Jorabloo, 2012; Vafakhah et al., 2015; Miryaghoobzadeh et al., 2011) مدل SRM به همراه تصاویر ماهواره‌ای (Shahabi et al., 2014; Najafzadeh et al., 2004; Porhemat et al., 2005; Najafi Egidir et al., 1998) مدل SRM و مقایسه با مدل‌های شبکه عصبی ANFIS و ANN (Akbari et al., 2017; Zareabyaneh, 2012, Dehghani et al., 2011) همراه تصاویر ماهواره‌ای و استفاده از مدل گردش عمومی جو HadCM3 (Ahmadi et al., 2015) مدل SRM و SWAT (Delavar et al., 2012)؛ مدل‌های هوشمند هیبریدی (Ghorbani et al., 2016)؛ تصاویر ماهواره‌ای IRS و کاربرد مدل‌های آماری (Sayedi Elmabad et al., 2010) استفاده نموده‌اند. گروهی دیگر از محققان نیز برای تخمین عمق برف و بررسی توزیع مکانی آن از روش همبستگی خطی (Sharifi et al., 2007b)؛ روش‌های زمین آمار (Fathzadeh and Abdam, 2013)؛ تحلیل خوشه‌ای (Sharifi et al., 2007a)؛ هوش مصنوعی (Fathzadeh and Gharaei-Manesh, 2013)؛ مدل‌های ترکیبی با استفاده از روش‌های ANN و NNGA و رگرسیون خطی چندگانه به همراه تحلیل تابع خوشه‌ای و کریجینگ معمولی (Tabari et al., 2010) استفاده نمودند. بعضی از محققان نیز از روابط رگرسیونی و پهنه‌بندی در محیط GIS (Marofi et al., 2009)؛ روش‌های رگرسیونی غیرخطی-شبکه‌عصبی مصنوعی (Tabari et al., 2009) و مدل‌های RBF و ANFIS (Sedighi and Vafakhah, 2015) برای برآورد آب معادل برف و بررسی توزیع مکانی آن بهره گرفته‌اند. گروه دیگری از محققین هم از مدل‌هایی مانند SWAT (Solaymani and Gosain, 2012)؛ مدل CoupModel و مونت‌کارلو، آنالیز حساسیت و عدم قطعیت (Khoshkhou et al., 2015) برای شبیه‌سازی دمای خاک، عمق یخ‌زدگی خاک و عمق برف زمستانی در حوضه‌های برف‌گیر مناطق مرتفع ایران استفاده کرده‌اند.

جستجوهای انجام شده در منابع مختلف نشان داد که در ایران تنها (Saghafian et al., 2015) مطالعه‌ای در زمینه تعیین دمای آستانه جدایی برف از باران با استفاده از مدل‌های شناسایی فاز برف از باران که موضوع این مقاله است انجام داده‌اند. آنها با استفاده از داده‌های روزانه دما، بارش و عمق برف در ۱۸ ایستگاه سینوپتیک پراکنده در حوضه‌های کرخه، دز، کارون و مارون توانستند دمای آستانه و سطوح پتانسیل ریزش برف در این منطقه را تعیین و الگوی تغییرات

نیز در مناطق کم ارتفاع و پست قرار گرفته و به همین دلیل از عمق برف تازه مناطق مرتفع اطلاعی اندکی در دست است. از سویی دیگر، طول دوره آماری آنها هم عمدتاً کوتاه می‌باشد و آمار گم شده در آنها نیز فراوان است. برای رفع این مشکل اغلب از روش‌های شناسایی فاز بارش (جداسازی برف از باران) که در مدل‌های ذوب برف و یا مدل‌های پیش‌بینی هواشناسی مورد استفاده قرار می‌گیرند بهره‌گیری می‌شود. اغلب این روش‌ها با ایجاد یک رابطه شرطی میان بارش و دمای روزانه هوا، نوع بارش ایستگاه را به صورت احتمالاتی برای هر روز معین برآورد می‌کنند (Motoyama, 1990; Yang et al., 1997; Schreider et al., 1997; Brown, 2000; Kienzle, 2008; Gillies et al., 2012). سادگی در محاسبه و نیز دسترسی آسان به داده‌های هواشناسی مورد نیاز برای محاسبه این مدل‌ها از مزایای آنها است. داده‌های روزانه بارش و دمای هوا تنها داده‌های مورد نیاز برای محاسبه این مدل‌ها هستند که در همه ایستگاه‌های هواشناسی اندازه‌گیری می‌شوند و دسترسی به آنها آسان است. با توجه به محدودیت‌های یاد شده و لزوم بررسی تغییرات زمانی برف در کشور، هدف از پژوهش حاضر بررسی دقت روش‌های مختلف شناسایی فاز برف از باران در منطقه کوهستانی زاگرس است، تا امکان استفاده از این مدل‌ها برای شناسایی فاز برف از باران در این ایستگاه‌ها مورد ارزیابی قرار گیرد. اگرچه پیش از این (Pedram et al., 2011) و (Saghafian et al., 2015) پژوهش‌هایی در این زمینه انجام داده‌اند ولی روش‌های شناسایی فاز برف از باران در کار پژوهشی (Pedram et al., 2011) مورد توجه قرار نگرفته است و (Saghafian et al., 2015) نیز تنها یکی از این روش‌ها را مورد استفاده قرار داده‌اند. از اینرو، تا آنجایی که نویسندگان این مقاله آگاهی دارند پژوهش پیش رو برای اولین بار در کشور دقت روش‌های مختلف شناسایی فاز برف از باران را در منطقه کوهستانی زاگرس مورد آزمون قرار می‌دهد.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- داده‌ها

این مطالعه بر روی منطقه کوهستانی و برف‌گیر زاگرس انجام شده است که از جنوب استان آذربایجان غربی شروع و استان‌های کردستان، همدان، زنجان، کرمانشاه، لرستان، چهارمحال و بختیاری، کهگیلویه و بویر احمد، مرکزی و قسمتی از استان فارس و اصفهان (شکل ۱-الف) را در بر می‌گیرد. برای انجام این مطالعه آمار برف ایستگاه‌های برف‌سنجی وزارت نیرو و ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی سازمان هواشناسی از مراکز مربوطه دریافت و مورد بررسی و غربالگری قرار گرفت. با توجه به این که در این پژوهش به آمار روزانه برف تازه

ایستگاه‌ها نیاز بود، آمار ایستگاه‌های برف‌سنجی وزارت نیرو از مطالعه کنار گذاشته شدند چرا که در این ایستگاه‌ها تنها مقدار برف انباشته در آخر هر ماه گزارش می‌شود که البته این تاریخ نیز در بین ایستگاه‌ها یکسان نیست. از اینرو در این پژوهش تنها از ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی وابسته به سازمان هواشناسی که دارای آمار روزانه برف تازه بودند استفاده شده است. شکل ۱-ب پراکنش ۱۷۸ ایستگاه سینوپتیک، سینوپتیک تکمیلی و کلیماتولوژی موجود در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد که عمق برف تازه را به صورت روزانه گزارش می‌کنند. برای این مطالعه همچنین آمار روزانه دما (کمینه، بیشینه و میانگین) و بارش این ایستگاه‌ها از سازمان هواشناسی کشور دریافت و مورد استفاده قرار گرفت. از این تعداد ایستگاه ۴۷ مورد سینوپتیک، ۷۲ مورد سینوپتیک تکمیلی و ۵۸ مورد کلیماتولوژی هستند. پس از بررسی آمار عمق برف روزانه ایستگاه‌ها، تعداد ۶۰ ایستگاه از این تعداد به علت نداشتن تعداد روزهای برفی کافی یا آمار مناسب عمق برف از مطالعه کنار گذاشته شدند. بخش زیادی از ۱۴۰ ایستگاه باقی مانده (شکل ۱-ج) نیز به علت کوتاه بودن طول دوره آماری داده‌های عمق برف در آنها از مطالعه حذف شدند و تنها ۶۱ ایستگاه که بیش از ۲۰ سال آمار روزانه عمق برف داشتند برای گروه‌بندی داده‌ها به صفر و یک و استفاده در مدل‌های شناسایی فاز برف از باران مورد استفاده قرار گرفتند (شکل ۱-د). پس از گروه‌بندی داده‌ها به صفر و یک مشخص شد که در تعدادی از این ایستگاه‌ها اگرچه آمار بلندمدت عمق برف وجود دارد ولی روزهای بدون بارش برف به درستی مشخص نشده است و در نتیجه رویدادهای برفی (با علامت یک) قابل شناسایی اما رویدادهای غیر برفی (صفر) قابل شناسایی نبودند. بر این اساس، آمار این دسته از ایستگاه‌ها نیز به علت نداشتن کیفیت لازم برای مقایسه مدل‌های شناسایی فاز برف از باران در برابر داده‌های مشاهده‌ای برف از مطالعه کنار گذاشته شدند و تعداد ۳۶ ایستگاه (۳۲ مورد سینوپتیک و ۴ مورد سینوپتیک تکمیلی) که از کیفیت مناسب‌تری برخوردار بودند برای محاسبه مدل‌های مختلف شناسایی فاز برف از باران مورد استفاده قرار گرفتند (شکل ۱-ه). از آنجایی که برای تشکیل جدول توافقی و محاسبه سنج‌های ارزیابی پیش‌بینی مدل‌ها به داده‌های بلندمدت و کافی برف نیاز است، از این تعداد نیز تنها هفت ایستگاه سینوپتیک که از طول دوره آماری بلندمدت (بیش از ۲۰ سال) و تعداد روزهای برفی ثبت شده بسیار زیاد برخوردار بودند برای مقایسه نتایج مدل‌ها با یکدیگر و نیز با داده‌های مشاهده‌ای مورد استفاده قرار گرفتند (شکل ۱-ی). اگرچه در شکل‌های ۱-ب تا ۱-ی توزیع ارتفاعی ایستگاه‌ها با رنگ‌های مختلف مشخص شده‌اند، شکل ۲ نیز توزیع فراوانی ۳۶ ایستگاهی که از آنها برای محاسبه مدل‌ها استفاده شده است را در برابر دامنه ارتفاعی ایستگاه‌ها نمایش می‌دهد.

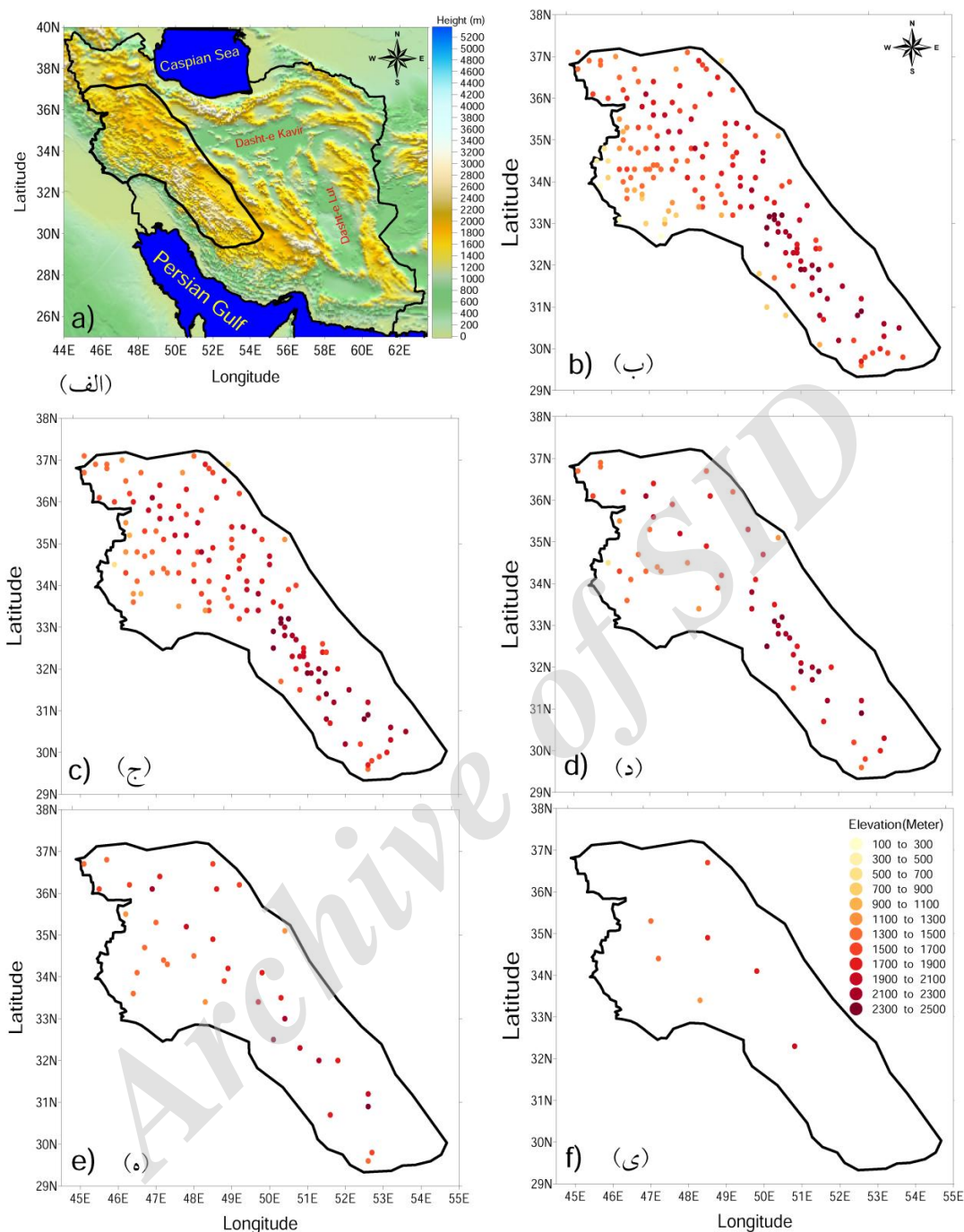


Fig. 1-a) Geographical location of mountainous region of Zagros over the topographic map of Iran, b) spatial distribution of 178 stations in the region, c) spatial distribution of 140 stations with daily snow depth records, d) spatial distribution of 60 stations with more than 20 years of daily snow depth records, e) spatial distribution of 36 stations having long-term suitable snow depth records and f) spatial distribution of 7 stations used for inter-comparison of the models

شکل ۱- الف) موقعیت جغرافیایی منطقه کوهستانی زاگرس بر روی نقشه توپوگرافی ایران، ب) پراکنش ۱۷۸ ایستگاه سینوپتیک و کلیما تولوژی موجود در منطقه مورد مطالعه، ج) پراکنش ۱۴۰ ایستگاه دارای آمار روزانه عمق برف، د) پراکنش ۶۰ ایستگاه با بیش از ۲۰ سال آمار روزانه عمق برف، ه) پراکنش ۳۶ ایستگاه دارای آمار مناسب و بلندمدت عمق برف و ی) پراکنش ۷ ایستگاه نهایی مورد استفاده برای مقایسه مدل‌ها بر روی منطقه مورد مطالعه

در این پژوهش همچنین از چندین روش انتقال خطی که در آنها از یک رابطه خطی برای تعیین تغییرات تدریجی نسبت باران به برف در ارتباط با دمای هوا استفاده می‌شود بهره‌گیری شده است که در زیر به اختصار توضیح داده شده‌اند. مدل آبخیزداری UBC کانادا (Pipes and Quick, 1977) که از تابع خطی دمای هوا به شرح رابطه ۱ به دست می‌آید یکی از روش‌های خطی است که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است:

$$r_p = \begin{cases} 0, & T \leq 0.6^\circ\text{C} \\ \frac{T}{3} - 0.2, & 0.6^\circ\text{C} < T < 3.6^\circ\text{C}, \\ 1, & T \geq 3.6^\circ\text{C} \end{cases} \quad (1)$$

یکی دیگر از روش‌های خطی مورد استفاده در این پژوهش مدل خطی (USACE (1956) است که به شکل رابطه ۲ محاسبه می‌شود. رابطه ۲ همانند رابطه ۱ است، ولی کرانه‌های دمایی در نظر گرفته شده در آن متفاوت از آنهایی است که در رابطه ۱ آمده است:

$$r_p = \begin{cases} 0, & T \leq 0^\circ\text{C} \\ -54.632 + 0.2(T + 273.16), & 0^\circ\text{C} < T < 2^\circ\text{C} \\ 0.4, & 2^\circ\text{C} < T < 2.5^\circ\text{C} \\ 1, & T \geq 2.5^\circ\text{C} \end{cases} \quad (2)$$

در هر دو رابطه یاد شده r_p نرخ ریزش باران به کل بارش و T میانگین روزانه دمای هوا به درجه سانتی‌گراد است. به این ترتیب نرخ برف از $1-r_p$ به دست می‌آید. مدل خطی دیگری که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است مدل McCabe and Wolock (2010) است که از رابطه ۳ محاسبه می‌شود:

$$S = \begin{cases} P & \text{for } T_a \leq T_{\text{snow}} \\ P \left(\frac{T_{\text{rain}} - T_a}{T_{\text{rain}} - T_{\text{snow}}} \right) & \text{for } T_{\text{snow}} < T_a < T_{\text{rain}} \\ 0 & \text{for } T_a \geq T_{\text{rain}} \end{cases} \quad (3)$$

در رابطه فوق S بارش برف به میلی‌متر، P بارش باران به میلی‌متر، T_a میانگین روزانه دمای هوا، T_{rain} آستانه دمایی است که پس از آن همه بارش‌ها به شکل باران خواهد بود و T_{snow} هم آستانه دمایی است که پایین‌تر از آن همه بارش‌ها به شکل برف ریزش خواهد کرد.

Brown (2000) نیز برای شناسایی فاز برف از باران دو روش ارائه کرده است که هر دوی آنها در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است. در روش اول پیشنهادی او از داده‌های روزانه کمینه و بیشینه دمای هوا استفاده می‌شود. بر این اساس، بارش روزهایی که دمای بیشینه آن برابر یا کوچکتر از 1 درجه سانتی‌گراد باشد به صورت برف و بارش روزهایی که کمینه دمای آن بزرگتر از صفر درجه سانتی‌گراد باشد به صورت باران در نظر گرفته می‌شود. در صورت دسترس نبودن داده‌های کمینه و بیشینه هوا، ایشان رابطه ۴ را پیشنهاد داده‌اند که در آن نرخ برف تنها با استفاده از میانگین دمای روزانه (T_{mean}) محاسبه می‌شود.

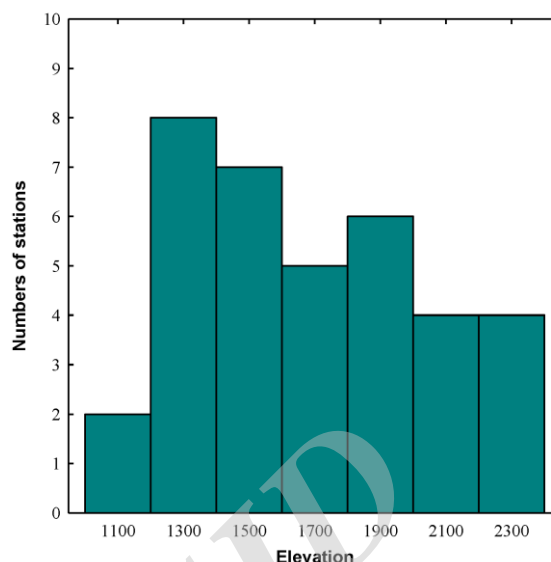


Fig. 2- Elevational distribution of 36 stations with long-term suitable snow depth records
شکل ۲- توزیع ارتفاعی ۳۶ ایستگاه دارای آمار مناسب و بلندمدت عمق برف

با توجه به شکل ۲ ملاحظه می‌شود که ۳۶ ایستگاه مورد استفاده در این پژوهش (شکل ۱-ه) در ارتفاعی بین ۱۰۰۰ تا ۲۴۰۰ متر از سطح دریا قرار دارند. از این تعداد دو ایستگاه در ارتفاعی کمتر از ۱۲۰۰ متر و ۱۵ ایستگاه دارای ارتفاعی بین ۱۲۰۰ تا ۱۶۰۰ متر هستند و ایستگاه‌های با ارتفاع ۱۶۰۰ تا ۲۳۰۰ متر نیز از فراوانی قابل توجهی برخوردارند. با توجه به ارتفاع تقریباً زیاد این ایستگاه‌ها و نیز قرار گرفتن آنها در درون منطقه کوهستانی زاگرس، تصور بر این است که این ایستگاه‌ها از رویدادهای برفی کافی برای ارزیابی مدل‌های شناسایی فاز برف از باران برخوردار باشند.

۲-۲- روش‌ها

۲-۲-۱- مدل‌های برآورد نرخ برف

در این پژوهش از هر چهار روش استاتیک، انتقال خطی، استفاده از کمینه و بیشینه دما و منحنی sigmoidal که در مقدمه مقاله به آنها اشاره شد استفاده گردیده است. با استفاده از روش استاتیک، بارش روزهایی که میانگین دمای روزانه آنها کوچکتر از یک آستانه دمایی مشخص بود به صورت برف در نظر گرفته شد (Martinez and Rango, 1986; US Army Corps of Engineers, 1956; L'hôte et al., 2005). برای هر ایستگاه این آستانه دمایی بر اساس داده‌های همان ایستگاه و به کمک روش انتقال خطی (Kienzle (2008) که از رابطه ۵ محاسبه می‌شود تعیین گردید.

سانتی‌گراد است، T_t آستانه دمایی که در آن ۵۰ درصد از بارشها به صورت باران و ۵۰ درصد دیگر به صورت برف ریزش می‌کند (احتمال وقوع برف و باران برابر است)، T_r هم دامنه‌ای از دمای هوا است که در آن هم باران و هم برف به نسبت معینی می‌تواند روی دهد. بررسی‌های انجام شده در نقاط مختلف جهان نشان داده است که T_t تقریباً حدود ۲ درجه سانتی‌گراد و T_r هم در حدود ۱۳ درجه سانتی‌گراد است.

برای تهیه نمودار ۳-الف، فراوانی رویدادهای برف (باران) نسبت به مجموع رویدادهای برف و باران در گروه‌های دمایی مختلف محاسبه و به صورت درصد نمایش داده شده است. با توجه به این شکل ملاحظه می‌شود که در دمای ۱ درجه سانتی‌گراد فراوانی ریزش برف و باران در این ایستگاه به طور برابر ۵۰ درصد است. در این ایستگاه همچنین آستانه‌های دمایی T_{snow} برابر با $-7/5$ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است که نمایشگر دمایی است که پایین‌تر از آن بیش از ۹۰ درصد بارش‌ها به شکل برف ریزش می‌کنند. آستانه دمایی T_{rain} نیز که برابر با ۵ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است نشان‌دهنده دمایی است که فراتر از آن بیش از ۹۰ درصد بارش‌ها به شکل باران ریزش می‌کند.

$$S_{rat} = \begin{cases} 1 & \text{for } T_{mean} \leq -2^{\circ}\text{C} \\ 0 & \text{for } T_{mean} \geq +2^{\circ}\text{C} \\ 1 - 0.25(T_{mean} + 2) & \text{for } -2^{\circ}\text{C} < T_{mean} < +2^{\circ}\text{C} \end{cases} \quad (4)$$

در رابطه فوق S_{rat} نرخ برف، T_{mean} میانگین روزانه دما، T_{min} و T_{max} نیز به ترتیب بیشینه و کمینه دمای روزانه می‌باشند.

روش دیگر مورد استفاده در این پژوهش روش پیشنهادی Kienzle (2008) است که از رابطه ۵ پیروی می‌کند. در این روش با تشکیل جدول فراوانی رویدادهای برفی (بارانی) در مقابل گروه‌های دمایی با فاصله ۰/۵ درجه سانتی‌گراد یک منحنی S شکل همانند شکل ۳-الف که برای ایستگاه سینوپتیک سنندج تهیه شده است ساخته می‌شود تا با استفاده از آن پارامترهای مورد نیاز رابطه ۵ از داده‌های واقعی ایستگاه مورد بررسی بدست آید:

$$P_r = \begin{cases} \max \left(0.5 \left(\frac{T - T_t}{1.4 \times T_r} \right)^3 + 6.76 \left(\frac{T - T_t}{1.4 \times T_r} \right)^2, \right. & T \leq T_t \\ \left. + 3.19 \left(\frac{T - T_t}{1.4 \times T_r} \right) + 0.5 \right) & \\ \min \left(1.5 \left(\frac{T - T_t}{1.4 \times T_r} \right)^3 - 6.76 \left(\frac{T - T_t}{1.4 \times T_r} \right)^2, \right. & T \geq T_t \\ \left. + 3.19 \left(\frac{T - T_t}{1.4 \times T_r} \right) + 0.5 \right) & \end{cases} \quad (5)$$

در رابطه فوق P_{rain} نرخ ریزش بارش به صورت باران است که بین صفر و یک تغییر می‌کند، T میانگین روزانه دمای هوا به درجه

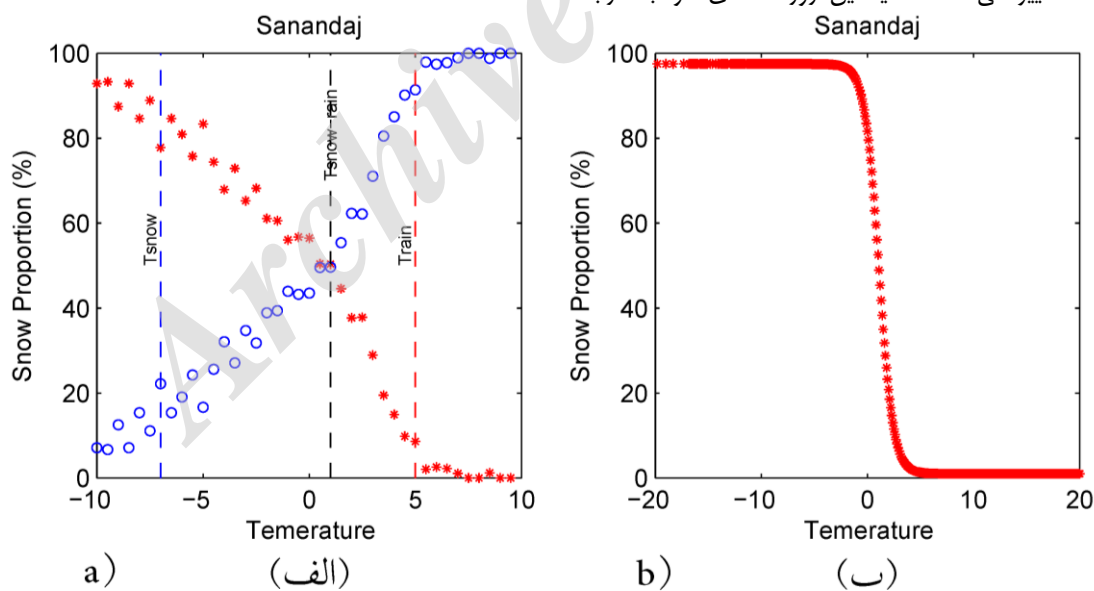


Fig. 3- Proportion of snow occurrence versus daily mean temperature at Sanandaj station, estimated using a) the Kienzle and b) the hyperbolic tangent function approaches. In the left panel the curve in blue shows the proportion of rain to the total precipitation.

شکل ۳-الف) نسبت ریزش برف به کل بارش در ایستگاه سنندج در مقابل دماهای مختلف که به وسیله روش کنزل و (ب) روش تابع تانژانت هایپربولیک بدست آمده است. در شکل الف منحنی آبی رنگ نسبت باران به کل ریزش‌های جوی را نشان می‌دهد.

کرده است^۴ با حرف B، رویدادهای برفی که مدل پیش‌بینی آنها را از دست داده است^۵ با نشانه C و روزهای غیر برفی که مدل هم برفی بودن آنها را به درستی رد کرده است^۶ با D مشخص شده‌اند.

Table 1- A 2x2 contingency table example for predictions and observations
جدول ۱- نمونه شماتیک جدول توافقی دو سویه (۲x۲) از پیش‌بینی‌ها در برابر مشاهده‌ها

Crosstab contingency (2x2)		Observation	
		Yes A (Hit)	No B (False alarm)
Prediction	Yes	C (Miss)	D (Correct rejection)
	No		

بر این اساس، فراوانی پیش‌بینی‌های درست و نیز رویدادهایی که روی ندادن آنها به درستی تأیید شده است در یک مدل کارآمد بسیار زیاد است و در مقابل تعداد روزهایی که مدل پیش‌بینی آنها را از دست داده است و یا آنها را به اشتباه هشدار داده است ناچیز است. برای ارزیابی دقت یک مدل در پیش‌بینی درست یک رویداد (برف در این مقاله) سنج‌های زیادی ارائه شده است که همه آنها با استفاده از اطلاعات جدول ۱ به ارزیابی و مقایسه مدل‌های مختلف می‌پردازند. در این پژوهش از ۱۲ سنج برای ارزیابی دقت مدل‌های شناسایی فاز برف از باران استفاده شده است که برای اختصار تنها روابط و نتایج مربوط به هشت سنج HSS، KSS، ETS، CSI، FAR، POD، PC، FBI استفاده شده است که از بیشترین کاربرد در بین پژوهشگران برخوردار است ارائه شده است.

سنج فراوانی اریب^۷ که از رابطه ۷ به دست می‌آید فراوانی رویدادهای مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده را با یکدیگر مقایسه می‌کند. هرگاه فراوانی پیش‌بینی‌ها با فراوانی مشاهده‌ها برابر باشد مقدار FBI یک خواهد شد که نشان‌دهنده ناریب بودن پیش‌بینی در برابر مشاهده است. از اینرو مقدار FBI بزرگتر از ۱ نشان از بیش برآوردی و کوچکتر از ۱ نشان‌دهنده کم برآوردی مدل است. دامنه تغییرات FBI بین صفر و بی نهایت است (Wilks, 2011):

$$FBI = B = \frac{(a + b)}{(a + c)} \quad (7)$$

سنج دقت^۸ یا نسبت پیش‌بینی‌های درست^۹ که از رابطه ۸ بدست می‌آید نیز نسبت پیش‌بینی‌های درست مدل را در مقایسه با مجموع رویدادها نشان می‌دهد. اگر داده‌های مورد استفاده محدود باشد، استفاده از این سنج می‌تواند بسیار گمراه کننده باشد، چرا که این

در دماهای بین T_{rain} و T_{snow} احتمال ریزش باران و برف به نسبتی معین وجود دارد و می‌توان گفت که در این محدوده دمایی بارش به صورت مخلوطی از برف و باران ریزش می‌کند.

یکی دیگر از روش‌های مورد استفاده در این پژوهش، روش پیشنهادی Dai (2008) است که با استفاده از تابع تانژانت هایپربولیک به شکل رابطه ۶ نرخ ریزش برف را برای هر دمای معین برآورد می‌کند. برای محاسبه این روش چهار پارامتر a , b , c و d مورد نیاز است که Dai (2008) آنها را با تجزیه و تحلیل داده‌های ۱۵۰۰۰ ایستگاه زمینی و دریایی پراکنده بر روی کره زمین محاسبه کرده است.

$$S = a[\tanh(b(T_a - c)) - d] \quad (6)$$

در رابطه ۶ S نرخ برف و T_a میانگین دمای هوا (درجه سانتی‌گراد) است. پارامترهای a , b , c و d نیز ضرایبی هستند که برای فصل زمستان خشکیهای کره زمین به ترتیب برابر با $۰/۷۴۴۹$ ، $۰/۰۹۱۹$ و $۱/۰۲۰۹$ می‌باشند. شکل ۳-ب نرخ برف (s) ایستگاه سندج در برابر دماهای مختلف را نشان می‌دهد که با استفاده از رابطه ۶ به دست آمده است. یادآوری می‌شود که برای محاسبه T_{rain} و T_{snow} مورد استفاده در رابطه ۳ نیز از منحنی S شکل کنزول استفاده شده است.

۲-۲-۲- ارزیابی دقت مدل‌ها

برای ارزیابی دقت مدل‌های مورد استفاده در شناسایی فاز برف از باران در ایستگاه‌های مورد مطالعه، فراوانی روزهای برفی و غیر برفی شناسایی شده توسط هریک از مدل‌ها با فراوانی روزهای برفی و غیر برفی مشاهداتی هر ایستگاه مورد مقایسه قرار گرفت. برای این منظور ابتدا روزهای برفی و غیر برفی ایستگاه‌ها و روزهای برفی و غیر برفی پیش‌بینی شده به وسیله مدل‌ها به مقادیر صفر و یک تبدیل و سپس فراوانی پیش‌بینی‌های درست و نادرست هر مدل از رویدادهای برفی و غیر برفی مشاهده‌ای در یک جدول توافقی^۲ دو سویه مانند جدول ۱ مرتب شد تا امکان مقایسه پیش‌بینی‌های مدل‌ها در برابر داده‌های مشاهداتی فراهم شود. سپس توان هریک از مدل‌ها در پیش‌بینی درست روزهای برفی و غیر برفی با استفاده از مجموعه‌ای از سنج‌های ارزیابی دقت مدل در پیش‌بینی درست رویدادهای مشاهده‌ای (Wilks, 2011) که در رابطه‌های ۷ تا ۱۵ ارائه شده‌اند مورد بررسی قرار گرفت.

در جدول ۱ روزهای برفی که به وسیله مدل درست پیش‌بینی شده‌اند^۳ با نشانه A، روزهای غیربرفی که مدل آنها را به اشتباه برفی پیش‌بینی

هرچه این مقدار به ۱ نزدیکتر باشد نشان دهنده عملکرد بهتر مدل در پیش بینی است (Wilks, 2011).

$$ETS = \frac{b - a_r}{(a + b + c - a_r)} \quad (12)$$

$$a_r = \frac{(a + b)(a + c)}{n} \quad (13)$$

در رابطه ۱۳، a_r و n به ترتیب فراوانی پیش بینی های درست تصادفی مورد انتظار و تعداد نمونه است.

سنجه KSS^{10} که به TSS^{11} نیز شناخته می شود در واقع تفاوت بین پیش بینی های درست و هشدارهای اشتباه است. سنجه KSS توان مدل در تشخیص رویدادهایی که رخ داده اند را از آنهایی که رخ نداده اند ارزیابی می کند. دامنه تغییرات KSS بین -۱ تا ۱ است و هرچه این مقدار به ۱ نزدیکتر باشد نشان دهنده پیش بینی بهتر مدل است (Wilks, 2011).

$$KSS = TSS = \frac{(ad - bc)}{(a + c)(b + d)} \quad (14)$$

سنجه HSS که به شکل رابطه ۱۵ نشان داده می شود نیز نسبت پیش بینی های درست مدل را پس از حذف پیش بینی های درستی که به صورت تصادفی بدست آمده اند ارائه می کند. از اینرو رابطه ۱۵ را می توان به شکل رابطه ۱۶ نیز ارائه کرد. دامنه تغییرات HSS نیز بین -۱ و ۱ است و هرچه این مقدار به ۱ نزدیکتر باشد نشان دهنده عملکرد بهتر مدل در پیش بینی است (Wilks, 2011).

$$HSS = \frac{(a + d) - \frac{(a + b)(a + c) + (c + d)(b + d)}{n}}{n - \frac{(a + b)(a + c) + (c + d)(b + d)}{n}} \quad (15)$$

$$HSS = \frac{\text{Number}_{\text{correct}} - \text{Number}_{\text{chance}}}{\text{Total} - \text{Number}_{\text{chance}}} \quad (16)$$

۴- نتایج و بحث

شکل ۴ درصد فراوانی نسبت ریزش برف به کل ریزش های جوی (برف و باران) در دماهای مختلف را در چند ایستگاه منتخب نشان می دهد. با توجه به این شکل ملاحظه می شود که در همه ایستگاه ها بیش از ۸۰ درصد از کل ریزش های جوی در دمای روزانه -۵ درجه سیلسیوس و پایین تر به صورت برف ریزش می کند و این نسبت با افزایش دما به سوی صفر درجه سیلسیوس به تدریج کاهش می یابد، به طوری که در دمای صفر درجه این نسبت تقریباً به ۴۰ تا ۶۰ درصد می رسد و در دمای ۱۰ درجه سیلسیوس سهم برف از کل بارش در همه ایستگاه ها به صفر درصد کاهش می یابد. با مقایسه نمودارهای

سنجه به شدت تحت تأثیر رویدادهای صفر/صفر است (Wilks, 2011). دامنه تغییرات PC بین صفر تا ۱ است.

$$PC = \frac{(a + d)}{n} \quad (8)$$

سنجه POD که از رابطه ۹ بدست می آید نیز توان مدل را در پیش بینی درست رویدادها نشان می دهد. از آنجایی که این رابطه تنها از فراوانی رویدادهای a و c استفاده می کند به رویدادهای که پیش بینی آنرا از دست داده است بسیار حساس است و حساسیتی به هشدارهای نادرست ندارد. در نتیجه این سنجه نیز به تنهایی سنجه کاملی برای ارزیابی مدل ها نیست و حتماً باید در کنار سنجه های دیگری که هشدارهای نادرست را نیز در نظر می گیرند استفاده شود (Wilks, 2011). دامنه تغییرات POD نیز بین صفر تا ۱ است.

$$POD = \frac{a}{(a + c)} \quad (9)$$

سنجه ارزیابی FAR نسبت فراوانی هشدارهای نادرست (b) به کل رویدادهای پیش بینی شده (a+b) است. با توجه به اینکه در این رابطه رویدادهایی که مدل پیش بینی آن را از دست داده است (c) در نظر گرفته نشده، این سنجه به پیش بینی های از دست رفته بسیار حساس است. از این رو این سنجه نیز کامل نیست و می باید در کنار سنجه های دیگر مورد استفاده قرار گیرد (Wilks, 2011). دامنه تغییرات FAR نیز بین صفر تا ۱ است. هرچه مقدار FAR به صفر نزدیک تر باشد نشان از کارایی بیشتر مدل است.

$$FAR = \frac{b}{(a + b)} \quad (10)$$

سنجه CSI یا TS به پیش بینی های از دست رفته و نیز هشدارهای نادرست مدل بسیار حساس است و به همین دلیل کامل تر از POD و FAR است و بیشترین استفاده را در بین سنجه های مختلف دارد. اگر داده های مورد تحلیل کمتر از ۱۰۰ رویداد باشد نتایج این سنجه نیز همانند دیگر سنجه ها می تواند گمراه کننده باشد. این سنجه برای ارزیابی دقت پیش بینی یک مدل یا مقایسه دقت پیش بینی چند مدل که بر اساس یک سری داده های معین بدست آمده است بسیار مناسب است (Wilks, 2011). دامنه تغییرات CSI نیز بین صفر تا ۱ است و هرچه این مقدار به ۱ نزدیک تر باشد نشان دهنده عملکرد بهتر مدل در پیش بینی است.

$$CSI = TS = \frac{b}{(a + b + c)} \quad (11)$$

سنجه ETS (رابطه ۱۲) یکی دیگر از سنجه های مناسب برای ارزیابی دقت پیش بینی مدل های مختلف است که بیشترین کاربرد را در ارزیابی مدل های پیش بینی دارد. مقدار ETS نیز بین صفر و ۱ تغییر می کند و

با استفاده از روش کنزل در ایستگاه‌های با طول دوره آماری کوتاه و یا دارای آمار مخدوش و یا ایستگاه‌هایی که وقوع برف در آنها کم است خالی از اشکال نخواهد بود. با توجه به جدول ۲ ملاحظه می‌شود که مقدار T_t در ایستگاه‌های مختلف بین $1/7$ - و ۵ درجه سلسیوس در تغییر است. شکل ۵-الف نیز نشان می‌دهد که آستانه دمایی جدایی برف از باران (T_t) در بیش از ۷۵ درصد ایستگاه‌های مورد مطالعه بین صفر تا ۲ درجه سلسیوس است که با نتایج بدست آمده در دیگر نقاط جهان نیز هماهنگ است (Auer, 1974; Motoyama, 1990; USACE, 1956; Lynch-Stieglitz, 1994; Yang et al., 1997; Kienzle, 2008; Dai, 2008; Liu et al., 2008; مقدار T_t حدود ۲۵ درصد از ایستگاه‌های مورد مطالعه نیز کوچکتر از صفر و یا بزرگتر از ۲ درجه سلسیوس می‌باشد. مقدار T_t کوچکتر از 1 - درجه سلسیوس تنها در سه ایستگاه اقلید، کرمانشاه و خرم‌آباد بدست آمده است که ویژگی مشترک آنها مرطوب‌تر بودن اقلیم آنها در مقایسه با دیگر ایستگاه‌های مورد مطالعه است.

ارائه شده در شکل ۴ با شکل ۱-الف کاملاً پیداست که درصد فراوانی نسبت برف به کل ریزش‌های جوی عکس درصد فراوانی نسبت باران به کل ریزش‌های جوی است. با توجه به شکل ۴، تابع توزیع تجمعی درصد فراوانی نسبت برف به کل ریزش‌های جوی در همه ایستگاه‌ها از تابع توزیع آماری چندجمله‌ای درجه سه پیروی می‌کند که بر اساس آن سهم برف از کل ریزش‌های جوی در دمای روزانه کوچکتر از صفر درجه سلسیوس در حدود ۵۰ درصد و در دمای 10 - درجه سلسیوس تقریباً به صد درصد می‌رسد. با استفاده از این تابع توزیع، مقدار T_t یا آستانه‌ای دمایی که در آن احتمال ریزش باران و برف برابر است برای همه ایستگاه‌های مورد مطالعه محاسبه و در جدول ۲ ارائه شده است. همچنین با استفاده از توزیع برازش یافته به داده‌های هر ایستگاه، دامنه دمایی (T_r) که در آن هم احتمال ریزش برف و هم احتمال ریزش باران وجود دارد برای همه ایستگاه محاسبه شده است (جدول ۲).

یادآوری می‌شود که برای تهیه منحنی‌های نمایش داده شده در شکل ۴ نیاز به داده‌های درازمدت برف و دما است. از اینرو تهیه این منحنی‌ها

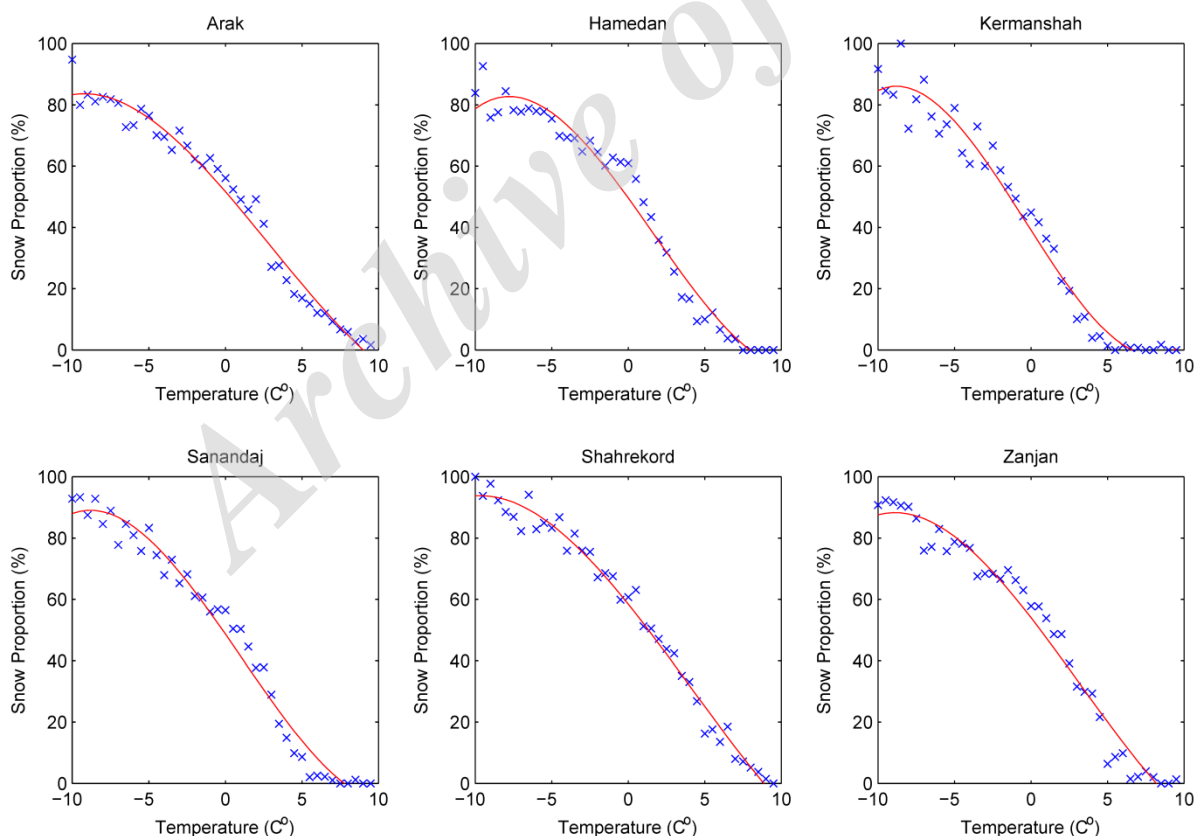


Fig. 4- Proportion of snow to total precipitation (%) versus different temperatures in a few selected stations
 شکل ۴ - درصد فراوانی نسبت برف به کل ریزش‌های جوی در دماهای مختلف در چند ایستگاه منتخب

حدود ۲۶ درصد واریانس T_r به وسیله تغییرات ارتفاعی ایستگاه‌ها قابل توصیف است. افزایش مقدار T_t در رابطه با ارتفاع می‌تواند به این علت باشد که با افزایش ارتفاع ایستگاه‌ها از عمق لایه هوای گرم سطح زمین کاسته می‌شود، در نتیجه در ایستگاه‌های با ارتفاع بیشتر بخت رسیدن دانه‌های برف به سطح زمین پیش از ذوب شدن بیشتر است (Matsuo and Sasyo, 1981). برخلاف نتیجه‌ای که Saghafian et al. (2015) در غرب ایران بدست آورده‌اند، نتیجه این پژوهش نشان داد که T_r و T_t ارتباط معنی‌داری با ارتفاع ایستگاه‌ها دارند ولی هیچ ارتباطی بین این دو متغیر با طول و عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها یافت نشد. شاید تفاوت نتایج این پژوهش با نتیجه به‌دست آمده به‌وسیله Saghafian et al. (2015) را بتوان در استفاده آنها از ایستگاه‌های با دامنه ارتفاعی محدودتر یا استفاده از ایستگاه‌های با طول دوره آماری متفاوت جستجو کرد. از سوی دیگر، احتمال می‌رود که رابطه T_r و T_t با ارتفاع از محلی به محل دیگر متفاوت باشد و یا در همه حوضه‌های کشور معنی‌دار نباشد. از اینرو، پژوهش‌های آتی که در این زمینه انجام خواهند شد می‌توانند به این پرسش پاسخ دهند که آیا رابطه T_r و T_t با ارتفاع از سطح دریا معنی‌دار است یا اینکه نتایج Saghafian et al. (2015) در همه مناطق کشور معتبر است.

مقادیر سنجه‌های PC، POD، FAR، CSI، ETS، KSS و HSS که دامنه تغییرات آنها بین صفر و یک است برای مدل‌های مختلف شناسایی فاز برف از باران و ایستگاه‌های منتخب در شکل ۷ و مقادیر سنجه FBI که دامنه تغییرات آن بین صفر و ∞ است در جدول ۳ ارائه شده است. با توجه به شکل ۷ ملاحظه می‌شود که مقدار سنجه PC برای اغلب مدل‌ها و ایستگاه‌ها فراتر از $0/8$ است که نشان می‌دهد که نسبت پیش‌بینی‌های درست مدل‌ها در همه ایستگاه‌های منتخب بسیار بالا است. بر اساس این سنجه نسبت پیش‌بینی درست دو مدل McCabe و Brown (Max, Min) در مقایسه با دیگر مدل‌ها کمتر است که این اختلاف در ایستگاه‌های همدان، شهرکرد و زنجان قابل توجه و در ایستگاه‌های خرم‌آباد و سنندج ناچیز است. بر اساس این سنجه در بیشتر ایستگاه‌های منتخب مدل USACE بالاترین نسبت پیش‌بینی‌های درست را داراست که نشان‌دهنده عملکرد بهتر این مدل در مقایسه با دیگر مدل‌ها است. بر اساس سنجه POD می‌توان گفت که همه مدل‌ها در پیش‌بینی درست ریزش برف در ایستگاه‌های منتخب عملکرد مناسبی داشته‌اند. مقدار POD بیشتر مدل‌ها در اغلب ایستگاه‌ها به یکدیگر بسیار نزدیک است که نشان از عملکرد تقریباً برابر همه مدل‌ها دارد.

از اینرو به نظر می‌رسد که بارش در این ایستگاه‌ها در دماهای صفر تا -2 درجه سلسیوس نیز بیشتر به شکل باران روی می‌دهد و ریزش برف زمانی روی می‌دهد که دمای هوا به پائین‌تر از -2 درجه سلسیوس برسد. پایین بودن مقدار T_t در این ایستگاه‌ها می‌تواند به دلیل رطوبت نسبی زیاد هوا به هنگام بارش برف باشد که با آزادسازی گرمای نهان خود باعث افزایش دمای هوای سطح زمین و ذوب شدن دانه‌های برف پیش از رسیدن به سطح زمین گردد. از اینرو، در این ایستگاه‌ها زمانی دانه‌های برف به زمین خواهند رسید که دمای هوا به کمتر از -1 برسد تا دمای نهان رطوبت موجود در هوای سطح زمین فرصت ذوب آنها را نداشته باشد (Matsuo and Sasyo, 1981). تنها در ایستگاه کوه‌رنگ مقدار T_t برابر با ۵ درجه سلسیوس محاسبه شده است که دلیل آن نیز ارتفاع زیاد این ایستگاه است که باعث می‌شود که در دماهای بین صفر تا ۵ درجه سلسیوس نیز بارش اغلب به شکل برف ریزش کند. ریزش برف در دمای بالاتر از صفر درجه در این ایستگاه می‌تواند نتیجه کم عمق بودن لایه هوای گرم سطح زمین به هنگام ریزش برف، دمای بسیار پایین دانه‌های برف و یا سرعت زیاد سقوط آنها باشد که از ذوب شدن آنها پیش از رسیدن به سطح زمین جلوگیری می‌کند (Matsuo and Sasyo, 1981). البته پی بردن به تفاوت‌های مکانی مقدار T_t در منطقه مورد مطالعه و یا دیگر حوضه‌های برفگیر کشور نیاز به بررسی‌های بیشتر با استفاده از شبکه متراکم‌تری از ایستگاه‌های برف‌سنجی با طول دوره آماری بیشتر دارد. با توجه به جدول ۲ و شکل ۵-ب همچنین ملاحظه می‌شود که دامنه دمایی که در آن هم احتمال ریزش باران و هم احتمال ریزش برف وجود دارد بین $7/3$ و $15/5$ درجه سلسیوس است، هرچند که مقدار T_r محاسبه شده برای بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه بین ۹ تا 13 درجه سلسیوس است (شکل ۵-ب) که این نتیجه نیز با نتایج بدست آمده در دیگر نقاط جهان (Kienzle 2008) همخوانی دارد. یادآوری می‌شود که از مقادیر T_r و T_t بدست آمده در جدول ۲ برای شناسایی فاز برف از باران در روابط ۳ و ۵ استفاده شده است. شکل ۶ نیز رابطه T_r و T_t در منطقه را با ارتفاع ایستگاه‌ها از سطح دریا نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۶-الف ضریب همبستگی بین T_t محاسبه شده برای ۳۶ ایستگاه انتخابی و ارتفاع ایستگاه‌ها از سطح دریا در حدود $0/44$ است که این رابطه در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنی‌دار است. شکل ۶-ب نیز نشان می‌دهد که ضریب همبستگی بین T_r و ارتفاع ایستگاه‌ها از سطح دریا در حدود $0/50$ است. این رابطه که قوی‌تر از رابطه T_t با ارتفاع است در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنی‌دار است. از این رو می‌توان گفت که T_r در مقایسه با T_t ارتباط قوی‌تری با ارتفاع دارد و با توجه به R^2 این رابطه که $25/6$ است می‌توان گفت که در

Table 2- The snow-rain separation temperature threshold (T_t) and the temperature range (T_r) in which both rain and snow can occur simultaneously in the selected stations

جدول ۲ - آستانه دمایی جدایی برف از باران (T_t) و دامنه دمایی (T_r) ریزش توأمان برف و باران در ایستگاه‌های منتخب

Station	T_t	T_r	Station	T_t	T_r	Station	T_t	T_r	Station	T_t	T_r
Golpaygan	0.3	13.5	Daran	0.9	12	Borujen	1.3	14.8	Kermanshah	-1.3	11.6
Ilam	0	10.5	Sardasht	3.1	13.9	Aligudarz	0.1	12.1	Khorramabad	-1.7	8.5
Kangavar	-0.2	11.3	Eqlid	-1.2	11.8	arak	0.3	15.5	Sanandaj	0.1	10.8
Mahabad	0.7	10.1	Hamedan (Airport)	-0.1	13.4	Abadeh	0.1	14.4	Shahrekord	1.4	13.2
Zarrineh	2.6	10.8	Eslamabad-e-Gharb	-0.6	11.5	Borujerd	0.1	13.2	Zanjan	1	10
Shiraz	-0.3	7.3	Piranshahr	1.7	13	Marivan	1.3	10	Malayer	-0.2	10.1
Sararud	-0.1	9.4	Saqez	1.2	10.5	Ravansar	-0.5	10.6	Qorveh	1.3	10.5
Khorramdareh	1.5	11.5	Yasuj	0.1	9.4	Takab	1.1	8.8	saveh	-0.4	8.7
Khodabandeh	2.7	15.3	shahreza	0.6	10.4	Kuhrang	5	15.5	Zarqan	0.4	7.8

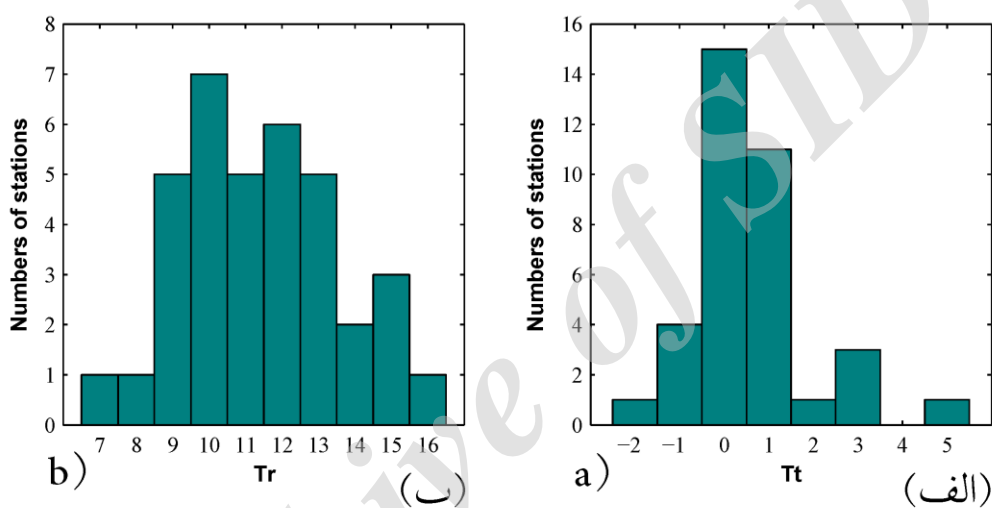


Fig. 5- a) The numbers of stations vs the computed snow-rain separation temperature threshold (T_t) and b) temperature range (T_r)

شکل ۵- الف) تعداد ایستگاه‌ها در برابر مقدار T_t و ب) مقدار T_r محاسبه شده

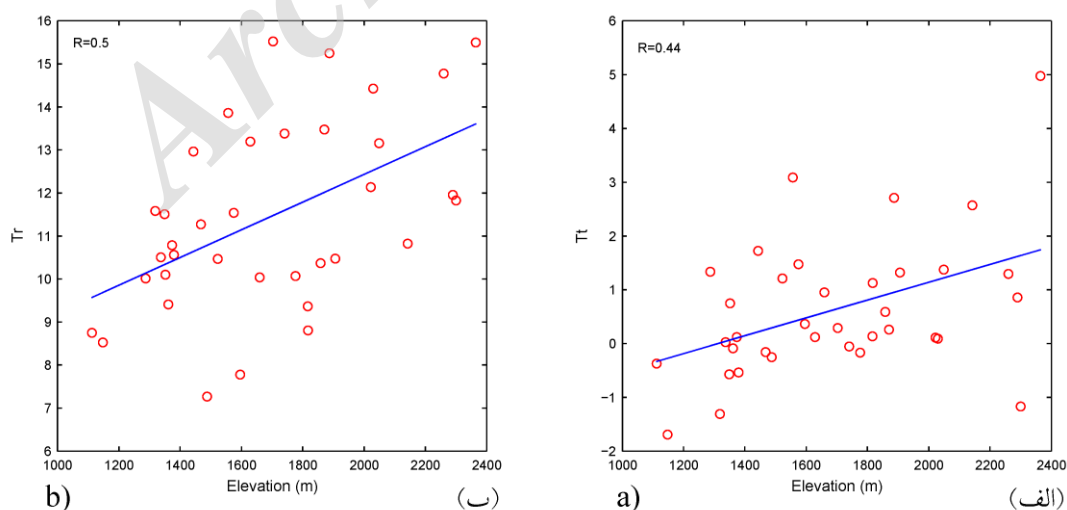


Fig. 6- Relationship between the elevations of the stations and a) the computed snow-rain separation temperature threshold (T_t) and b) temperature range (T_r)

شکل ۶- الف) رابطه ارتفاع و مقدار T_t و ب) مقدار T_r محاسبه شده برای ایستگاه‌ها

با توجه به سنج‌های ارائه شده در شکل ۷ و جدول ۳ می‌توان گفت که بیشتر مدل‌های شناسایی فاز برف از باران که در این پژوهش مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند قابلیت را لازم برای پیش‌بینی روزهای برفی دارا هستند. با این حال، همه سنج‌ها نشان می‌دهند که مدل‌های USACE، Pipes، Keinzel، Motoyama و Tangent در همه ایستگاه‌ها از عملکرد تقریباً همانندی برخوردارند هرچند که مدل USACE در همه ایستگاه‌ها بهترین نتیجه را به دست می‌دهد. همه سنج‌ها همچنین گواهی می‌کنند که مدل McCabe کمترین قابلیت شناسایی فاز برف از باران را در همه ایستگاه‌ها دارد و پس از آن مدل‌های Brown (Max, Min) و Brown (Mean) بدترین عملکرد را در شناسایی رویدادهای برفی از خود به نمایش گذاشته‌اند.

۵- نتیجه‌گیری

یافته‌های این پژوهش نشان داد که منحنی S شکل کنزل روش بسیار کارآمدی برای شناسایی آستانه دمایی جدایش باران از برف (T_t)، تعیین دقیق آستانه دمایی (T_{snow}) (دمایی که از آن پایین‌تر همه بارش‌ها به صورت برف است) و (T_{rain}) (دمایی که از آن بالاتر همه بارش‌ها به صورت باران است) و نیز شناسایی دامنه دمایی (T_r) است که در آن هم برف و هم باران احتمال ریزش دارند. بر این اساس، در این پژوهش از روش منحنی کنزل برای محاسبه مقادیر T_r ، T_t ، T_{snow} و T_{rain} مورد نیاز برای محاسبه برخی از مدل‌ها بهره گرفته شد. نتایج این پژوهش نشان داد که آستانه دمایی جدایی برف از باران (T_t) در ایستگاه‌های منتخب بین $1/7$ - تا 5 درجه سلسیوس در تغییر است که البته در بیش از 75 درصد از ایستگاه‌ها این مقدار بین صفر و 2 درجه سلسیوس است که با نتایج دیگر پژوهش‌های انجام شده در نقاط مختلف جهان نیز هماهنگ است. همچنین دامنه دمایی (T_r) که در آن هم احتمال ریزش برف و هم احتمال ریزش باران وجود دارد از ایستگاهی به ایستگاه دیگر متفاوت است (بین $7/3$ تا $15/5$ درجه سلسیوس)، ولی این مقدار در اغلب ایستگاه‌ها بین 9 تا 13 درجه سلسیوس است.

ارزیابی مدل‌های شناسایی فاز برف از باران با استفاده از سنج‌های مختلف نیز نشان داد که بیشتر مدل‌ها قابلیت لازم برای پیش‌بینی روزهای برفی را دارا هستند. با این حال، سنج‌های مختلف نشان می‌دهند که مدل‌های USACE، Pipes، Keinzel، Motoyama و Tangent در همه ایستگاه‌ها از عملکرد تقریباً همانندی برخوردارند هرچند که مدل USACE در همه ایستگاه‌ها بهترین نتیجه را بدست می‌دهد.

مقایسه این سنج در بین مدل‌های مختلف نشان از این دارد که مدل Brown (Max, Min) بالاترین درصد پیش‌بینی‌های درست ریزش برف را در بین همه مدل‌ها به خود اختصاص داده است و پس از آن مدل Brown (Mean) در جایگاه دوم قرار دارد. بر اساس سنج FAR که نسبت هشدارهای نادرست مدل‌ها را به نمایش می‌گذارد مدل‌های Brown (Max, Min)، McCabe، Brown (Mean) و Brown (Mean) با نمایش بالاترین مقدار FAR بدترین عملکرد و مدل‌های USACE، Pipes، Keinzel، Motoyama و Tangent با کمترین مقدار سنج FAR در همه ایستگاه‌ها کمترین هشدار اشتباه را داشته‌اند. بر اساس سنج CSI که بسیار کامل‌تر و کارآمدتر از FAR است مدل‌های McCabe، Brown (Max, Min) و Brown (Mean) با نمایش کمترین مقدار در همه ایستگاه‌ها ضعیف‌ترین پیش‌بینی را داشته‌اند در حالی که مدل‌های USACE، Pipes، Keinzel، Motoyama و Tangent با بالاترین مقدار سنج بهترین عملکرد را از خود نشان داده‌اند. سنج ETS نیز نشان می‌دهد که مدل‌های USACE، Pipes، Keinzel، Motoyama بهترین پیش‌بینی و مدل‌های McCabe، Brown (Max, Min) و Brown (Mean) بدترین پیش‌بینی را داشته‌اند. سنج KSS نیز همین نتیجه را تایید می‌کند با این تفاوت که بر اساس سنج KSS مدل‌های Brown (Max, Min) و Brown (Mean) در ایستگاه‌های خرم‌آباد، کرمانشاه و سنندج عملکرد خوبی از خود به نمایش گذاشته‌اند، به طوری که مدل Brown (Max, Min) بهترین پیش‌بینی را در ایستگاه خرم‌آباد داشته است. سنج HSS نیز در همه ایستگاه‌های منتخب رفتاری همانند سنج CSI و ETS از خود به نمایش گذاشته و تایید می‌کند که مدل‌های USACE، Pipes، Keinzel، Motoyama بهترین پیش‌بینی و مدل‌های McCabe، Brown (Max, Min) و Brown (Mean) بدترین پیش‌بینی را داشته‌اند.

در تایید نتایج سنج‌های ارائه شده در شکل ۷، جدول ۳ نیز نشان می‌دهد که مدل‌های McCabe، Brown (Max, Min) و Brown (Mean) رویدادهای برفی را در همه ایستگاه‌های منتخب بسیار بیشتر از آنچه روی داده است پیش‌بینی می‌کنند. بر اساس این جدول اگرچه مدل‌های USACE، Pipes و Tangent در همه ایستگاه‌ها رویدادهای برفی را اغلب کم برآورد کرده‌اند ولی پیش‌بینی‌های آنها نسبت به مقادیر واقعی اریب کمتری دارد. مدل‌های Keinzel و Motoyama نیز به جز در ایستگاه خرم‌آباد نسبت به مقادیر مشاهده‌ای از اریب بسیار کمی برخوردارند. این دو مدل تنها در ایستگاه خرم‌آباد تعداد رویدادهای برفی را بسیار بیشتر از آنچه روی داده است پیش‌بینی کرده‌اند.

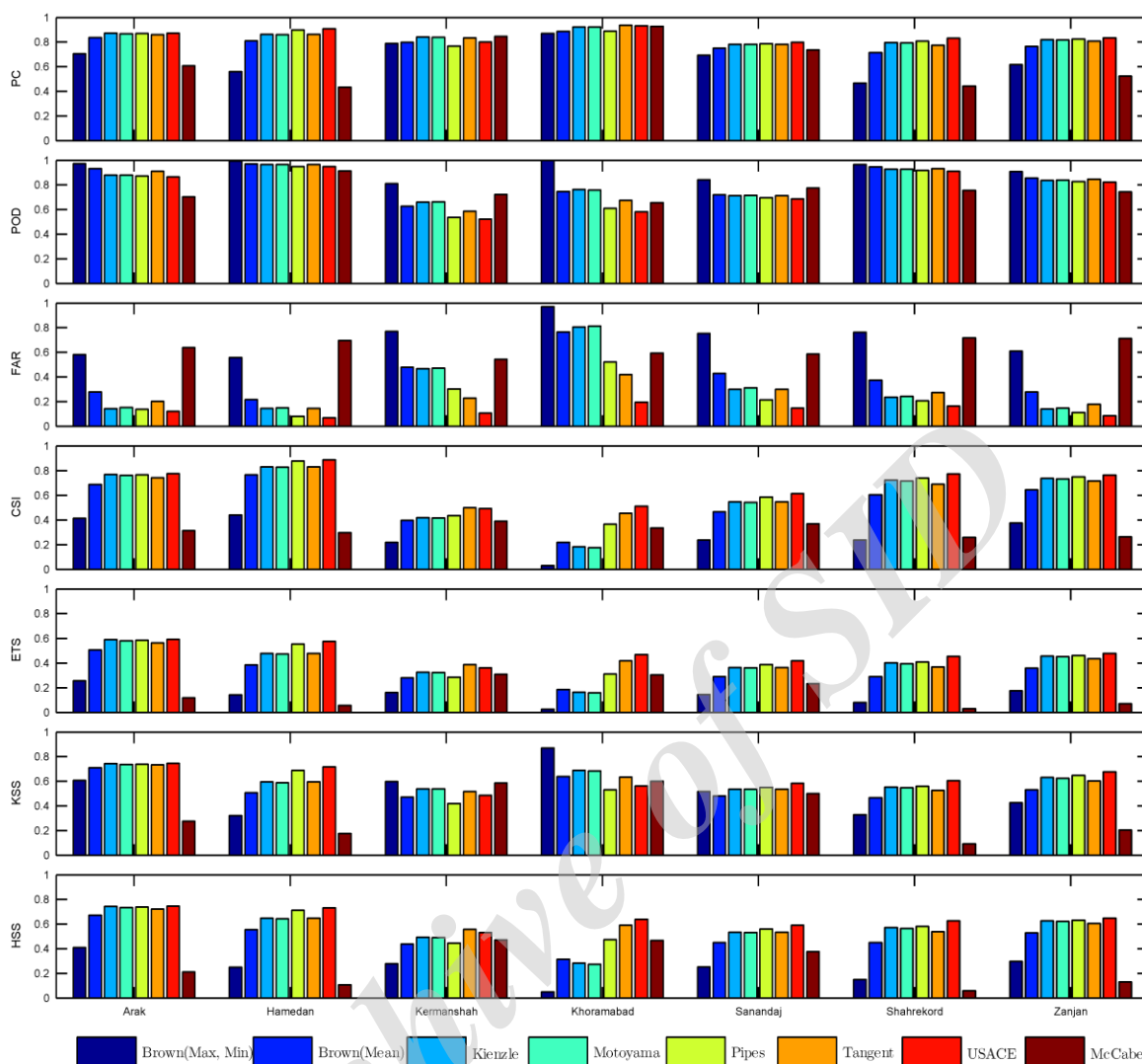


Fig. 7- The computed values of PC, POD, FAR, CSI, ETS, KSS and HSS skill scores of different precipitation phase detection models at the selected stations

شکل ۷- مقادیر سنجه‌های PC، POD، FAR، CSI، ETS، KSS و HSS مدل‌های مختلف شناسایی فاز برف از باران در ایستگاه‌های منتخب

Table 3- The computed values of Frequency Bias Index (FBI) skill score relative to different precipitation phase detection models at the selected stations

جدول ۳- مقادیر سنجه FBI مدل‌های مختلف شناسایی فاز برف از باران در ایستگاه‌های منتخب

	McCabe	USACE	Tangent	Pipes	Motoyama	Kienzle	Brown (Mean)	Brown (Max, Min)
Arak	1.94	0.98	1.14	1.01	1.04	1.02	1.29	2.33
Hamedan	3.00	1.02	1.13	1.03	1.14	1.13	1.24	2.25
Kermanshah	1.57	0.58	0.76	0.77	1.25	1.24	1.20	3.51
Khoramabad	1.61	0.72	1.16	1.27	4.05	3.95	3.17	34.00
Sanandaj	1.87	0.80	1.02	0.88	1.04	1.02	1.26	3.41
Shahrekord	2.67	1.09	1.28	1.16	1.23	1.21	1.51	4.06
Zanjan	2.58	0.90	1.03	0.93	0.98	0.97	1.19	2.32

۶- مراجع

- Ahmadi A, Khoramian A, Safavi HR (2015) Assessment of climate change impacts on snow-runoff processes a case study: Zayandehroud river basin. *Journal of Iran-Water Resources Research* 11(2):70-82 (In Persian)
- Akbari M, Ranaee E, Mirzakhani H, Dargahi A, Jargeh MR (2017) Simulation of snowmelt runoff using SRM model and comparison with neural networks ANN and ANFIS (Case study: Kardeh Dam Basin). *Journal of Water and Soil* 30(6):1794-1807 (In Persian)
- Auer AH (1974) The rain versus snow threshold temperatures. *Journal of Weatherwise* 27(2):67
- Bagheri Fahrji R (2011) Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in mountain watersheds using geostatistic methods (Case study: Bidakhvid Basin). M.Sc. Thesis, School of Watershed, Islamic Azad University Maybod of Yazd (In Persian)
- Braun LN, Lang H (1986) Simulation of snowmelt runoff in lowland and lower Alpine regions of Switzerland. In: *Modelling Snowmelt-Induced Processes*, IAHS Publication, No. 155, PP:125-140, Walingford. UK.
- Brown RD (2000) Northern Hemisphere snow cover variability and change. *Journal of Climate* 13:2339-2355
- Brown RD, Petkova N (2007) Snow cover variability in Bulgarian mountainous regions 1931-2000. *International Journal of Climatology* 27:1215-1229
- Dai A (2008) Temperature and pressure dependence of the rain snow phase transition over land and ocean. *Journal of Geophys Res Lett* 35:L12802
- Dehghani M, Morid S, Norouzi A (2010) Runoff simulation in snowbound catchments, using SRM and ANN models to estimate hydropower potentials in data scarcity situations. *Journal of Iran-Water Resources Research* 6(3):12-24 (In Persian)
- Delavar M, Morid S, Nikbakht N (2012) Distributed snowmelt simulation in ungauged mountainous catchments, (Case study: Imamzadeh Davoud Catchment). *Journal of Iran-Water Resources Research* 7(3):41-50 (In Persian)
- Dini GH R, Zieaeen Firouzabadi P, Alimohammadi Sarab A, Dadashi hanghah S (2008) GIS-Based snow mapping in central Alborz Mountain Chain using MODIS and AVHRR. *Journal of Iran-Water Resources Research* 3 (3):1-8 (In Persian)
- همه سنجها همچنین نشان دادند که مدل McCabe در همه ایستگاهها کمترین قابلیت شناسایی فاز برف از باران را دارد و پس از آن مدل های Brown (Max, Min) و Brown (Mean) در جایگاه دوم و سوم از نظر بدترین عملکرد در شناسایی رویدادهای برفی قرار دارند. این سه مدل اگرچه قابلیت پیش بینی برف در همه ایستگاهها را دارند ولی به گواه سنجهای مختلف دقت آنها در پیش بینی درست رویدادهای برفی در مقایسه با دیگر مدلها بسیار کمتر است. در مقابل، مدل های USACE (گروه مهندسان ارتش آمریکا)، مدل پیپ و کوئیک، مدل تابع تانژانت هایپربولیک، مدل موتویاما و مدل کنزل نسبت به سایر مدلها از قابلیت پیش بینی بهتری برخوردار هستند که از این میان مدل USACE با اختصاص بالاترین مقدار سنجها به عنوان بهترین مدل برآورد برف در همه ایستگاهها شناخته شد.
- همان گونه که در بالا گفته شد یکی از محدودیت های پیش روی این پژوهش عدم وجود داده های کافی برف سنجی در ایستگاه های مورد مطالعه است که امکان ارزیابی مدل های برآورد برف را در بسیاری از ایستگاهها با بن بست روبرو می کند. با توجه به نتایج تقریباً همانند مقادیر T_t و T_r به دست آمده در ۳۶ ایستگاه منتخب، چنین به نظر می رسد که نتیجه به دست آمده در این پژوهش به دیگر ایستگاه های حذف شده از مطالعه نیز قابل تعمیم است. از اینرو می توان چنین نتیجه گرفت که از مدل های USACE (گروه مهندسان ارتش آمریکا)، پیپ و کوئیک، تابع تانژانت هایپربولیک و کنزل می توان برای برآورد عمق و آب معادل برف در همه ایستگاه های منطقه که دارای آمار دما و بارش هستند استفاده کرد و همانند (Ghaemi and Morid 1994) به تولید مصنوعی داده های برف در کشور کمک کرد. همچنین با توجه به اینکه مقدار آستانه دمایی بارش برف می تواند در ماه های مختلف متفاوت باشد پیشنهاد می شود این موضوع در پژوهش های بعدی مورد توجه قرار گیرد.

پی نوشتها

- 1- Snow Cover Area
- 2- Cross-Tabulation
- 3- Hit
- 4- False Alarm
- 5- Miss
- 6- Correct Rejection
- 7- Frequency Bias
- 8- Accuracy
- 9- Proportion Correct
- 10- Hanssen-Kuiper Skill Score
- 11- True Skill Statistic

- L'hôte Y, Chevallier P, Coudrain A, Lejeune Y, Etchevers P (2005) Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps/Relation entre phase de precipitation et temperature de l'air: comparaison entre les Andes Boliviennes et les Alpes Suisses. *Journal of Hydrology Sciences* 50:989-997
- Liu G (2008) Deriving snow cloud characteristics from Cloud-Sat observations. *Journal of Geophysical Research* 113:D00A09
- Lundquist JD, Neiman PJ, Martner B, White AB, Gottas DJ, Ralph FM (2008) Rain versus snow in the Sierra Nevada, California: Comparing doppler profiling radar and surface observations of melting level. *Journal of Hydrometeorology* 9(2):194-211
- Lynch-Stieglitz M (1994) The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM. *Journal of Climate* 7:1842-1855
- Marofi S, Tabari H, Zare Abyaneh H, Sharifi MR, Akhond Ali EM (2009) Zoning snow water equivalent in Karoon using GIS(Case study: sub basin Samsamie). *Journal of agricultural Sciences and natural resources* 16(3):11-20 (In Persian)
- Martinec J, Rango A (1986) Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology* 84:197-219
- Matsuo T, Sasyo Y (1981) Non-melting phenomena of snowflakes observed in sub saturated air below freezing level. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 59:26-32
- Matsuo T, Sasyo Y, Sato Y (1981) Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. *Journal of Meteor Soc Japan* 59:462-476
- McCabe GJ, Wolock DM (2010) Long-term variability in Northern Hemisphere snow cover and associations with warmer winters. *Journal of Climatic Change* 99:141-153
- Miryaghoobzadeh M, Ghanbarpour MR, Habibnejad Roshan M (2011) Snow melt river flow modeling using SRM model (Case study: Karaj Dam Basin). *Journal of Iran-Water Resources Research (IR-WRR)* 7(3):40-52 (In Persian)
- Motoyama H (1990) Simulation of seasonal snow cover based on air temperature and precipitation. *Journal of Appl Meteor* 29:1104-1110
- Najafi Eigdir A, Ghodoosi J, Saghafian B, Porhemmat J (1998) Snowmelt runoff estimation by using RS and GIS (Case study: Shahar-chi watershed, Orumiyeh).
- Fathzadeh A S, Abdam S (2013) Evaluation of geostatistical methods to estimate the spatial distribution of snow depth in semi-arid areas (Case study: watershed Yazd Sakhvid). *Journal of Scientific-Research Irrigation and Water Engineering* 4(13):113-124 (In Persian)
- Fathzadeh A S, Gharaei-Manesh S (2013) The application of artificial intelligence to simulate the spatial distribution of snow density in semi-arid regions (Case study: Yazd-Ardakan plain). *Journal of Kavsh Geographical Desert Areas* 1(2):1-16 (In Persian)
- Frei A, Robinson D A (1999) Northern Hemisphere snow extent: regional variability 1972-1994. *International Journal of Climatology* 19:1535-1560
- Frei A, Robinson D A, Hoghes MG (1999) North American snow extent 1900-1994. *International Journal of Climatology* 19:1517-1534
- Fuladipanah M, Jorabloo M (2012) The estimation of snowmelt runoff using SRM, Case Study (Gharasoo Basin, Iran). *Journal of World Applied Sciences* 17(4):433-438
- Ghaemi H, Morid S (1994) Snow analysis in Damavand watershed basin. *Journal of Nivar*, 24: 23-37 (In Persian)
- Ghaemi H, Nouhi A (1976) Statistical analysis of snow occurrences. Iranian meteorological organization, 73p (In Persian)
- Ghorbani M A, Azani A, Mahmoudi Vanolya S (2016) Rainfall-runoff modeling using hybrid intelligent models. *Journal of Iran-Water Resources Research* 11(2):146-150 (In Persian)
- Gillies R R, Wang SY, Huang WR (2012) Observational and supportive modelling analyses of winter precipitation change in China over the last half century. *International Journal of Climatology* 32(5):747-758
- Groisman PY, Karl TR, Knight RW (1994) Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance. *Journal of Climate* 7:1633-1656
- Khoshkhoo Y, Rahimi H, Jansson P E, Irannejad P, Khalili A (2015) Calibration of an energy balance model to simulate wintertime soil temperature, soil frost depth and snow depth for a 14 year period in a highland area of Iran. *Journal of Cold Regions Science and Technology* 119:47-60
- Kienzle SW (2008) A new temperature based method to separate rain and snow. *Journal of Hydrology Processes* 22:5067-5085

- catchments in the Australian alpine region eastern Victoria. *Journal of Hydrology* 200(4):1–23
- Sedighi F, Vafakhah M, Javadi M R (2015) Application of artificial neural network for snowmelt-runoff (Case study: Latyan Dam Watershed). *Journal of Watershed Management Research* 6(12):45-54
- Serreze M C, Walsh J E, Chapin F S, Osterkamp T, Dyurgerov D, Romanovsky V, Oechel W C, Morison J, Zhang T, Barry R G (2000) Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Journal of Climatic Change* 46(1–2):159–207
- Shahabi S, Khezri S B, Ahmad B, Musa T A (2014) Application of moderate resolution imaging spectroradiometer snow cover maps in modeling snowmelt runoff process in the Central Zab Basin, Iran. *Journal of Appl Remote Sens* 8(1):5
- Sharifi M R, Akhond Ali A M, Porhemmat J, Mohammadi J (2007a) Application of cluster analysis to estimating snow depth: (Case study: Samsami Basin). *Journal of Agricultural Research: water, soil and plants in agriculture* 7(4): 25-37 (In Persian)
- Sharifi M R, Akhund Ali M, Porhemmat J, Mohamadi J (2007b) Assess the linear correlation and ordinary kriging method to estimate the spatial distribution of snow depth in the watershed Samsami. *Journal of Iran Watershed Management Science and Engineering* (1):24-38 (In Persian)
- Solaymani H R, Gosain A K (2012) SWAT application for snow bound Karkheh River Basin of Iran. In: *International SWAT Conference Proceedings, Indian Institute of Technology Dehli, Indian*, 334-347
- Tabari H, Marofi S, Zare Abyaneh H, Amiri Chaijan R, Sharifi MR, Akhond Ali EM (2009) Comparison of non-linear regression analysis with computational intelligence methods to estimate the spatial distribution of snow water equivalent in Karoon. *Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural Resources, Soil and Water Sciences* 13(50):29-40 (In Persian)
- Tabari H, Marofi S, Zare Abyaneh H, Sharifi M R (2010) Comparison of artificial neural network and combined models in estimating spatial distribution of snow depth and snow water equivalent in Samsami Basin of Iran. *Journal of Neural Computing and Applications* 19(4):625-63
- Tasdighian M, Rahimzadegan M (2017) Evaluation and improvement of snow cover detection from MODIS Images. *Journal of Iran-Water Resources Research* 13(1):163-177 (In Persian)
- Journal of Pajouhesh and Sazandegi 76:177-185 (In Persian)
- Najafi M, Sheykhivand J, Porhemmat J (2004) Snowmelt-runoff estimation using SRM model (Case study: Mahabad Basin). *Journal of Agricultural Sciences and Natural Resources* 11(3):111-121 (In Persian)
- Najafzadeh R, Abrishamchi A, Tajreishy M, Taheri Shahraeeni H (2004) Stream flow with snowmelt runoff modeling using RS and GIS (Case study: Pelasjan sub-basin). *Journal of Water and Wastewater* 15(52):1-84 (In Persian)
- Pedram M, Ghaemi H, Hedayati Dezfuli A, Mortazavi A (2011) Snow occurrences in Kurdistan, Iran and its relationship with temperature. *Journal of Geographical researches* 25(100) (In Persian)
- Petkova N, Koleva E, Alexandrov V (2004) Snow cover variability and change in mountainous regions of Bulgaria 1931–2000. *Journal of Meteorologische Zeitschrift* 13:19–23
- Pipes A, Quick MC (1977) UBC watershed model users guide. Department of Civil Engineering, University of British Columbia
- Porhemmat J, Saghafian B, Sedghi H (2005) Application of SRM model in snowmelt runoff simulation using NOAA AVHRR images in Ungaged Basins (Case study: Khersan sub-basin, Karoon). *Journal of Iran-Water Resources Research* 1(1):1-11 (In Persian)
- Robinson DA (2003) Recent variability of northern hemisphere snow cover. Preprints: Seventh Conference on Polar Meteorology and Oceanography. American Meteorological Society: Hyannis, Massachusetts, paper 13.12, 6p.
- Saghafian B, Davtalab R, kefayati M (2015) Comparison of methods for determining the snowfall threshold temperature and potential area affected by snowfall in the Karkheh, Dez, Karoon and Maroon river basins. *Journal of Iran -Water Research* 9(4):31-39 (In Persian)
- Sayedi Elmabad M, Moradi H R, Ghanbarpour M R (2010) Estimation of snowmelt runoff using IRS satellite data and statistical models (The case study: Zarinerood Basin). *Journal of Iran-Watershed Management Science and Engineering* 3(9):35-44 (In Persian)
- Scherrer SC, Appenzeller C, Laternser M (2004) Trends in Swiss Alpine snow days: The role of local- and large-scale climate variability. *Journal of Geophysical Research Letters* 31:L13215
- Schreider S Y, Whetton P H, Jakeman A J, Pittock A B (1997) Runoff modelling for snow-affected

- Yang Z L, Dickinson R E, Robock A, Vinnikov KY (1997) Validation of the snow submodel of the biosphere-atmosphere transfer scheme with Russian snow cover and meteorological observational data. *Journal of Climate* 10(2):353–373
- YE H, Cohen J, Rawlins M (2013) Discrimination of solid from liquid precipitation over Northern Eurasia using surface atmospheric conditions. *Journal of Hydrometeorology* 14:1345-1355
- Zareabyaneh H (2012) Estimating the spatial distribution of snow water equivalent and snow density using ANN method (Case study: Azarbayejan Watershed). *Journal of Water Resources Engineering* 5(15):1-12 (In Persian)
- US Army Corps of Engineers (1956) Summary report of the snow investigation hydrological practices. 3rd Edn, Chapter 2, North Pacific Division, Portland, Oregon, 54–56
- Vafakhah M, Mohseni Saravi M, Mahdavi M, Alavi Panah Sk (2008) Geostatistics application to estimate snow depth and density in the watershed Ourazan. *Journal of Scientific-Research of Iran-Watershed Management Science and Engineering* 2(4):49-55 (In Persian)
- Vafakhah M, Nouri A, Alavipanah S K (2015) Snowmelt-runoff estimation using radiation SRM model in Taleghan watershed. *Journal of Environ Earth Sci* 73:993–1003
- Wilks D S (2011) *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Volume 100, Third Edition (International Geophysics), USA