

مدل‌سازی و تحلیل فضایی عمق برف در پهنه شمالی ایران

بهروز ساری صراف* - استاد دانشگاه تبریز
حبیبه نقی‌زاده - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه تبریز
علی‌اکبر رسولی - عضو هیئت‌علمی دانشگاه تبریز
سعید جهان‌بخش - استاد دانشگاه تبریز
ایمان بابائیان - عضو هیئت‌علمی، گروه پژوهشی تغییر اقلیم، سازمان هواشناسی کشور، پژوهشکده اقلیم‌شناسی

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۷/۲۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۷/۳۰

چکیده

تغییرات عمق برف، به سبب تأثیرگذاری در شار انرژی سطحی و شرایط هیدرولوژیکی، در تحولات آب و هوای محلی و جهانی نقش درخور توجهی دارد. هدف از این مطالعه مدل‌سازی و تحلیل فضایی عمق برف با استفاده از پایگاه ECMWF نسخه ERA Interim برای دوره زمانی ۱۹۸۰-۲۰۱۶ با تفکیک مکانی 0.125×0.125 درجه قوسی است. در این راستا داده‌های ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی، و شاخص پوشش گیاهی NDVI سنجنده MODIS با استفاده از روش‌های GWR و OLS ارزیابی شد. ارزیابی خودهمبستگی فضایی عمق برف با دو شاخص Moran's I و Geary's C نشان داد عمق برف در پهنه شمالی ایران دارای الگوی خوشه‌ای ساخت یافته است. بیشینه متوسط عمق برف در ماه فوریه به دست آمده است. شمال غرب ایران همراه علم‌کوه در رشته‌کوه البرز بیشترین عمق برف را نشان داده است. نتایج نشان داد روش GWR برآوردهای دقیق‌تری در مقایسه با روش OLS ارائه می‌دهد. براساس خروجی‌های به دست آمده از روش GWR، عمق برف با ارتفاع رابطه خطی را نشان نمی‌دهد، بلکه این رابطه بسته به تغییرات پوشش گیاهی، دمای هوا، و جهت شیب در منطقه مورد مطالعه متفاوت است.

واژگان کلیدی: پهنه شمالی ایران، روش GWR، عمق برف، مدل‌سازی فضایی، ERA Interim

مقدمه

برف یکی از گونه‌های ریزش آسمانی است؛ چگالش هوای مرطوب در شرایطی که دمای هوا کمتر از صفر درجه سلسیوس باشد پدیدار می‌شود (کیخسروی کیانی و مسعودیان، ۱۳۹۵ الف). برف بخش مهمی از سیستم آب و هوایی در عرض‌های میانی و بالایی کره زمین است (وگمن و همکاران، ۲۰۱۷). برف آلوده طول موج کوتاه و هدایت حرارتی پایینی دارد و جریان گرما و تابش را تعدیل می‌کند که در نهایت الگوهای گردش منطقه‌ای جو را نیز تعدیل می‌کند (کوهن و همکاران، ۲۰۱۴). علاوه بر این، به دلیل اینکه برف به عنوان یک مخزن موقت آب عمل می‌کند، تغییرات آن بر رطوبت خاک، تبخیر، و در نهایت فرایند بارندگی تأثیر می‌گذارد. در نتیجه، پوشش و عمق برف تأثیر بسزایی در محیط زیست (جونز و همکاران، ۲۰۰۸) و سامانه‌های اقتصادی (آگروالا، ۲۰۰۷) دارد.

عمق برف، آب معادل برف (SWE)^۱، و تراکم برف از مهم‌ترین پارامترهای ارزیابی منابع آب، مدل‌های هیدرولوژیکی، و مدل آب و هوایی و اعتبارسنجی آن‌هاست (نایک و همکاران، ۲۰۱۰). تغییرات در پوشش برف از جمله

Email: sarisarraf@tabrizu.ac.ir

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۸۸۳۶۷۹۷

1. Snow Water Equivalent (SWE)

عمق و سطح منطقه‌ای برف به‌عنوان یک شاخص تغییرات آب و هوایی به‌دلیل تعاملات و بازخوردهای آن با انرژی و رطوبت سطحی، فرایندهای هیدرولوژیکی و گردش اتمسفری و اقیانوسی به‌کار می‌رود (آرمنسترانگ و براون، ۲۰۰۸؛ کینگ و همکاران، ۲۰۰۸).

نظارت و سنجش دقیق میزان برف در مقیاس گسترده برای ارزیابی تغییرات آب و هوایی و همچنین به‌عنوان ورودی مدل‌های آب و هوایی به ضرورتی اجتناب‌ناپذیر تبدیل شده است (دراش و همکاران، ۲۰۰۷؛ ژو و همکاران، ۲۰۱۵). در برخی مطالعات، پتانسیل پوشش برف به‌عنوان منبع پیش‌بینی‌پذیری در مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs) (پینگس و همکاران، ۲۰۱۰) بررسی شده است. سطح پوشش برف، عمق و تراکم آن در واحد سطح منبع اصلی بازخورد مثبت در سیستم آب و هوایی است. باین‌حال، بیشتر GCMها از کمبود طرحواره‌های مرتبط با شبیه‌سازی برف از جمله تأثیر آن بر بودجه تابشی زمین رنج می‌برند. این امر سبب عدم قطعیت در سناریوهای تغییرات آب و هوایی می‌شود. تلاش‌های اخیر به‌خصوص در حوزه مدل‌سازی‌ها معطوف به توسعه طرحواره مناسب برف مبتنی بر فیزیک چندلایه در مدل‌های سطح زمین شده است (والترز و همکاران، ۲۰۱۱).

ارزیابی دقیق برف و پارامترهای آن در درجه نخست نیازمند داده‌های مورد اطمینان برف‌سنجی است. بیشتر مناطق ایران یا فاقد ایستگاه برف‌سنجی‌اند یا در صورت وجود در مناطق خاص (همچون پست‌های اسکی و بالادست سدهای بزرگ) قرار دارند که علاوه بر عدم نظم مکانی، دوره آماری بلندمدت نیز ندارند. بنابراین، فقدان ایستگاه‌های مشاهداتی مناسب و در بیشتر موارد عدم اندازه‌گیری عمق برف به‌عنوان یک مسئله جدی در مدیریت منابع آب خودنمایی می‌کند. اهمیت عمق برف برای مسائل مرتبط با منابع آب از آنجایی بیشتر می‌شود که عدم شناخت آن به برآوردهای غیرمطمئن عمق آب معادل برف منجر خواهد شد و در نتیجه به مشکلات بسیاری از جمله عدم شناخت درست از بار ورودی به سد، سیلاب، فرسایش خاک، و چندین مشکل دیگر منجر خواهد شد.

تجزیه و تحلیل عمق برف در حال حاضر از سوی مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (ECMWF) با تغییرات ایجادشده از سال ۲۰۰۱ به‌صورت شبکه‌ای از سال ۱۹۷۹ برای نسخه ERA-Interim در دسترس است. این داده‌ها براساس مشاهدات محلی و به‌صورت بهنگام^۲ در دسترس‌اند. همچنین، این داده‌ها با استفاده از سیستم یک‌پارچه پیش‌بینی (IFS)^۳ و داده‌های بارش برف منتشرشده از سوی فاستر و دیوی (۱۹۸۸) اصلاح و بازتولید شده‌اند. همچنین، برای اندازه‌گیری پتانسیل سنجش از دور ماهواره‌ای و تجزیه و تحلیل عمق برف، داده‌های ECMWF با داده‌های ماهواره‌ای NOAA/NESDIS نیز مقایسه می‌شود و مبتنی بر نتایج به‌دست‌آمده مؤلفه‌های اندازه‌گیری‌شده در ECMWF اصلاح و برای استفاده پژوهشگران ارائه می‌شود. بنابراین، داده‌های پایگاه ECMWF به‌طور مشخص برای برف در سطح جهانی از دقت و عملکرد مناسبی برخوردارند.

تاکنون پژوهش‌های بسیاری در زمینه ارزیابی عمق و پوشش برفی با استفاده از داده‌های بازتحلیل‌شده انجام شده است. خان و همکاران (۲۰۰۸) به مقایسه داده‌های اندازه‌گیری‌شده با داده‌های بازتحلیل‌شده NCEP-DOE، ERA-40، و JRA-25 برای متغیرهای عمق و آب معادل برف در حوضه‌های رودخانه‌ای روسیه پرداختند و به این نتیجه رسیدند که نسخه ERA-40 پایگاه ECMWF از دو نسخه نام‌برده برای مقادیر میانگین بهتر عمل می‌کند. براون و همکاران

1. Global Circulation Models (GCMs)
2. real time
3. Integrated Forecast System (IFS)

(۲۰۱۰) به ارزیابی خروجی پارامترهای عمق و پوشش برفی پایگاه ERA-40 و NCEP-NCAR پرداختند. آن‌ها همچنین از داده‌های ماهواره‌ای و ایستگاهی نیز کمک گرفتند و به این نتیجه رسیدند که طی دوره ۱۹۸۲ تا ۲۰۰۲ نسخه ERA-40 پایگاه ECMWF همبستگی بیشتری با داده‌های ماهواره‌ای و زمینی نشان داده و مقدار RMSE کمتری نیز ارائه داده است. در پژوهش دیگر برون و همکاران (۲۰۱۳) مدل برف CROCUS را با شرایط جوی ERA-Interim برای ارزیابی کردند و به این نتیجه دست یافتند که خروجی‌های ERA-Interim از عملکرد مناسبی برای ارزیابی کمیت‌های برفی برخوردارند. در یکی از جدیدترین مطالعات انجام‌شده وگمن و همکاران (۲۰۱۷) عمق برف را در منطقه اوراسیا با استفاده از داده‌های بازتحلیل‌شده شش پایگاه ERA-Interim land، ERA-20C، ERA-Interim land، ERA-20C، ERA-land، 20CRv2، و 20CRv2c ارزیابی کردند. پژوهش آن‌ها نشان داد یک همبستگی روزانه نسبتاً قوی (حدود ۰/۶ تا ۰/۷) با داده‌های اندازه‌گیری‌شده برای دوره اخیر (۱۹۸۱-۲۰۱۰) وجود دارد و برای داده‌های قبل از ۱۹۵۰ داده‌های بازتحلیل‌شده کمی مشکوک‌اند. نتایج مطالعات آنان نشان داد داده‌های بازتحلیل‌شده پایگاه ECMWF قابلیت بسیار زیادی برای ارزیابی عمق برف در منطقه اوراسیا دارد. در مطالعه‌ای دیگر، که در منطقه اوراسیا انجام شد، ژانگ و همکاران (۲۰۱۸) تغییرات زمانی- مکانی عمق برف را طی دوره ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۲ مطالعه کردند. نتایج پژوهش آنان نشان داد عمق برف در فصل پاییز کاهش یافته و در فصل بهار و زمستان بر مقدار آن افزوده شده است. این افزایش بیشتر در شمال مدار ۵۰ درجه شمالی اتفاق افتاده است.

پژوهش‌هایی که در ایران به ارزیابی برف پرداخته‌اند بیشتر در حوزه ارزیابی سطح پوشش برف است و تا زمان نگارش این پژوهش تحقیقی در خصوص عمق برف در کشور انجام نشده است. میرموسوی و صبور (۱۳۹۳) به پایش تغییرات پوشش برف با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس در منطقه شمال غرب ایران پرداختند و به این نتیجه رسیدند که بیشترین تغییرات کاهش برف در منطقه شمال غرب ایران در ماه آوریل بوده است. پیش‌بینی توزیع مکانی عمق برف در منطقه سخوید یزد پژوهشی است که تقی‌زاده مهرجردی و همکاران (۱۳۹۴) به ارزیابی آن پرداختند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد مهم‌ترین پارامترهای معرفی‌شده در الگوریتم M5 درخت تصمیم شامل سطح اساس شبکه زهکشی، قدرت آبراهه، شاخص رطوبتی، و ارتفاع از دریاست. نتایج ارزیابی روش کریجینگ براساس معیار ضریب همبستگی (۹۰ درصد) نشان از کارایی بالای مدل دارد. همچنین، روش کریجینگ با توجه به ساده‌بودن محاسبات و کم‌هزینه‌بودن جهت تخمین عمق برف مناسب تشخیص داده شده است. کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۵ الف) به مطالعه ارتباط روزهای برفی با ارتفاع، شیب، و وجه شیب در ایران پرداختند. آن‌ها برای ارزیابی داده‌های برف از سنجنده‌های مودیس ترا و آکوا استفاده کردند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد بین روزهای برفی با ارتفاع لزوماً رابطه خطی برقرار نیست و گروه‌های ارتفاعی رفتار متفاوتی از خود نشان می‌دهند. کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۵ ب) در پژوهشی به فصل‌بندی روزهای دارای پوشش برفی به کمک داده‌های ماهواره‌ای پرداختند. داده‌های مورد استفاده از همان داده‌های پژوهش پیشین بوده است. نتایج پژوهش آن‌ها چهار فصل با پوشش برفی را برای ایران نشان داد. خوشخو (۱۳۹۵) به شبیه‌سازی عمق برف با استفاده از مدل برف تک‌لایه (SLSM) در ایستگاه سقز پرداخت. نتایج اعتبارسنجی مدل نشان داد که در بیشتر موارد مدل واسنجی‌شده SLSM کارایی قابل قبولی در دنبال کردن روند تغییرات داده‌های مشاهداتی عمق برف دارد، اما مقادیر بالای عمق برف را تا حدودی کمتر از میزان واقعی برآورد می‌کند.

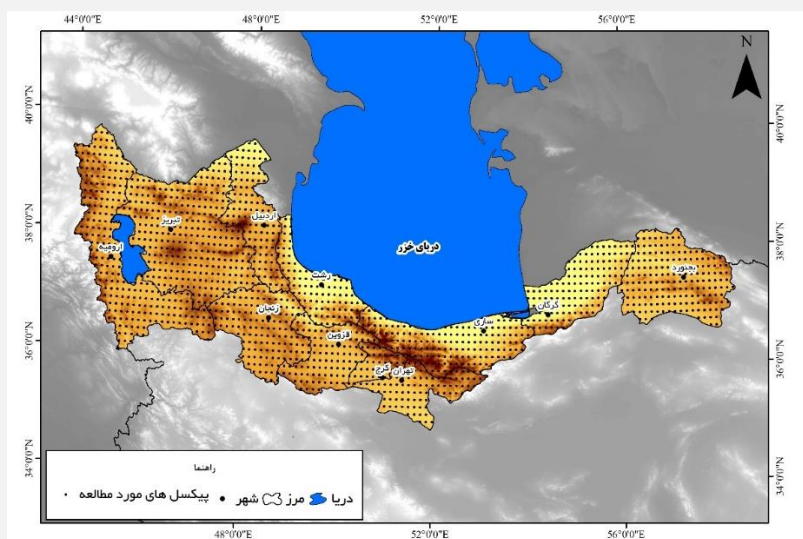
کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۶ الف، ب، ج) در پژوهش‌هایی جداگانه به شناسایی برف‌خوان‌های ایران، فصل‌بندی روزهای دارای پوشش برفی، و نقش دمای سطح زمین در پراکنش پوشش برف در ایران پرداختند. جمع‌بندی پیشینه

پژوهش نشان می‌دهد در پژوهش‌های بسیاری به مطالعه برف در ایران پرداخته شده است و پژوهش‌های انجام‌شده درباره عمق برف نیز بیشتر در زمینه برآورد و پیش‌بینی عمق برف با روش‌های آماری و رگرسیونی بوده و در کمتر پژوهشی از قابلیت‌های پایگاه‌های بازتحلیل‌شده استفاده شده است. بنابراین، این پژوهش با هدف ارزیابی عمق برف در پهنه شمالی ایران انجام شده است تا بتوان تصویر مناسبی از تغییرات زمانی- مکانی عمق برف در پهنه شمالی ایران به‌دست آورد. نتایج این پژوهش می‌تواند در حوزه منابع آب، سیل‌خیزی، و تغییرات آب و هوایی مفید باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش پهنه شمالی ایران است. این پهنه شامل یازده استان خراسان شمالی، گلستان، مازندران، گیلان، تهران، البرز، قزوین، زنجان، اردبیل، و آذربایجان شرقی و غربی است (شکل ۱). دو دلیل برای انتخاب این منطقه وجود دارد: ۱. برخورداری این پهنه از ایران از بارش‌های سالانه برف؛ ۲. وجود سطوح مختلف ارتفاعی در این پهنه و گسترش طولی و عرضی مناسب آن برای بررسی تأثیر همه عوامل سینوپتیکی و زمینی تا بدین وسیله امکان تبیین این رخداد در هر مکانی با توجه به ویژگی‌های جغرافیایی مختلف فراهم شود و در نهایت یک الگوی کلی برای این رخداد در منطقه ارائه گردد.



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه و پیکسل‌های پایگاه ECMWF نسخه ERA-Interim با تفکیک مکانی 0.125×0.125 درجه قوسی

پایگاه داده مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپا (ECMWF) نسخه ERA-Interim

ERA-Interim توسط مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپا (ECMWF) تولید شد. داده‌های این پایگاه به‌شکل ساعتی از سال ۱۹۷۹ در دسترس است (سیمونز و همکاران، ۲۰۱۰). در این پژوهش از تفکیک مکانی 0.125×0.125 درجه قوسی برای دوره زمانی ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۶ به شکل روزانه استفاده شد. سپس، داده‌ها وارد محیط *Matlab* شد و ماتریسی به ابعاد 7×1569 ایجاد شد. در این ماتریس هفت نماینده هست: ماه‌های ژانویه، فوریه، مارس، آوریل، اکتبر، نوامبر، و دسامبر؛ و 1569 پیکسل با ابعاد 0.125×0.125 درجه قوسی.

الگوریتم عمق برف، که در حال حاضر در ECMWF فعال است، نسخه تغییر یافته سال ۲۰۰۱ است. این داده‌ها از تجزیه و تحلیل 2D و با گام زمانی شش‌ساعته با استفاده از روش اصلاح متوالی تولید شده‌اند. زمینه نخست در این مجموعه داده برای عمق برف است که با یکا متر است ((S^b)). همچنین، این پایگاه تراک برف را هم بر حسب (kg m^{-3}) ارائه می‌دهد. تجزیه و تحلیل عمق برف با استفاده از روش درون‌یابی فضایی کریسمن^۲ انجام می‌شود (دیلی، ۱۹۹۱) که در رابطه ۱ ارائه شد.

$$S^a = S^b + \frac{\sum_{n=1}^N W_n (S_n^a - S^b)}{\sum_{n=1}^N W_n} (m), \quad (1)$$

در این رابطه S^o عمق برف مشاهداتی از ایستگاه‌های هم‌دید است و S^b پارامتر پس‌زمینه‌ای (داده پایه) برای نقاط مشاهداتی است. همچنین، W_n تابع وزنی است. علاوه بر کنترل کیفی اولیه پایگاه داده مشاهداتی، پس از تجزیه و تحلیل‌های درون‌یابی کریسمن، بررسی نهایی عمق برف نیز انجام خواهد شد که برخی از مهم‌ترین شروط آن بدین شرح است: ۱. اگر دمای ۲ متری کمتر از ۸ درجه سانتی‌گراد باشد، فقط مشاهدات عمق برف کمتر از ۱۴۰ سانتی‌متر امکان‌پذیر است؛ ۲. اگر دمای هوای ۲ متری بیش از ۸ درجه سانتی‌گراد باشد، این آستانه به ۷۰ سانتی‌متر کاهش می‌یابد؛ ۳. تجزیه و تحلیل عمق برف محدود به ۱۴۰ سانتی‌متر است؛ ۴. اگر داده‌های مدل‌سازی شده با مشاهداتی اختلاف ۵۰ سانتی‌متری داشته باشند، آن‌گاه این داده بازنگری اساسی خواهد شد؛ ۵. هنگامی که فقط یک پیکسل با در نظر گرفتن شعاع حداکثر (T_{max}) عمق برف را گزارش دهد عمق برف به‌طور خودکار صفر تنظیم می‌شود؛ ۶. اگر عمق برف کمتر از ۰٫۰۴ سانتی‌متر به‌دست آید، آنگاه عمق برف صفر در نظر گرفته خواهد شد؛ ۷. اگر عمق برف مشاهداتی در نیمی از مشاهدات با در نظر گرفتن شعاع حداکثر (T_{max}) وجود نداشته باشد، عمق برف مجدد صفر در نظر گرفته می‌شود (دراش و همکاران، ۲۰۰۴).

شاخص اختلاف بهنجار شده پوشش گیاهی (NDVI)

در این پژوهش از شاخص اختلاف بهنجار شده پوشش گیاهی (NDVI) سنجنده MODIS ماهواره TERRA برای دوره زمانی ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۶ از فرآورده شش سنجنده MODIS (MYD13C2_006) استفاده شد. قدرت تفکیک داده‌ها 0.05×0.05 درجه قوسی است. شاخص NDVI شاخصی پایه برای تعیین سایر پارامترهای پوشش گیاهی است که مزایای آن نسبت به سایر شاخص‌ها اختلاف بین بیشینه جذب در ناحیه قرمز ناشی از رنگ‌دانه‌ها و حداکثر بازتاب در ناحیه قرمز ناشی از ساختار سلولی برگ را مشخص می‌کند (لونت و همکاران، ۲۰۰۶).

مدل‌سازی روابط فضایی عمق برف با پارامترهای جغرافیایی

در پژوهش حاضر برای مدل‌سازی روابط فضایی عمق برف با ارتفاع، طول، و عرض جغرافیایی و شاخص بهنجار شده تفاضل پوشش گیاهی (NDVI) از روش‌های GWR و OLS استفاده شده است. رگرسیون وزن‌دار جغرافیایی^۳ (GWR) و حداقل مربعات معمولی^۴ (OLS) یا حداقل مربعات خطی روش‌های پذیرفته جهانی‌اند که برای تخمین

1. snow depth
2. Cressman
3. Geographically Weighted Regression
4. Ordinary least squares

ارتباط بین یک متغیر وابسته و مجموعه‌ای از یک یا چند متغیر مستقل اند (فلاح قاله‌ری و داداشی رودباری، ۲۰۱۸؛ احمدی و همکاران، ۱۳۹۶). رگرسیون وزن دار جغرافیایی به صورت رابطه ۲ نوشته می‌شود (چارلتون و همکاران، ۲۰۰۹).

$$y_i = \beta_0(u_i, v_i) + \sum_k \beta_k(u_i, v_i)x_{ik} + \varepsilon_i \quad (2)$$

در رابطه ۲، y متغیر وابسته، x_i متغیر مستقل، β_0 و β_1 ضرایبی هستند که باید تخمین زده شوند، ε جزء خطا است، u_i ، v_i طول و عرض جغرافیایی نقطه i ام است و $\beta_k(u_i, v_i)$ پیاده‌سازی فاکتور مورد بررسی روی یک سطح پیوسته است (فوترینگام و همکاران، ۲۰۰۱). در این پژوهش از معیار اطلاعاتی آکائیک (AIC) (رابطه ۳) برای برآزش مدل رگرسیون استفاده شد.

$$AIC_c = 2n \log_e(\bar{\sigma}) + n \log_e(2\pi) + n \left\{ \frac{n + tr(S)}{n - 2 - tr(S)} \right\} \quad (3)$$

در این رابطه، n تعداد مشاهدات در مجموعه داده‌ها، $\bar{\sigma}$ برآورد انحراف استاندارد از باقی‌مانده‌ها، و $tr(S)$ ردیابی ماتریس است (فوترینگام و همکاران، ۲۰۰۱). مقادیر پایین‌تر AIC نشان می‌دهد که مدل به طور تقریبی به شرایط موجود حقیقی نزدیک‌تر است. از معیار AIC همچنین برای مقایسه نیکویی برآزش مدل هم استفاده می‌شود (احمدی و همکاران، ۲۰۱۸).

روش Moran's I یک روش مفید برای توصیف وابستگی الگوهای فضایی یا خودهمبستگی فضایی داده است (موران، ۱۹۵۰). در این مطالعه از روش Moran's I همراه روش Geary's C برای ارزیابی خودهمبستگی فضایی مدل‌های باقی‌مانده^۱ استفاده شد. شاخص Moran's I بین +۱ تا -۱ در نوسان است و یکی از شناخته‌شده‌ترین شاخص‌های خودهمبستگی فضایی است (فلاح قاله‌ری و همکاران، ۲۰۱۶). این روش همانند رابطه ۴ محاسبه می‌شود.

$$I = \frac{(1/WT) \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n wt_{jk} (z_j - \bar{z})(z_k - \bar{z})}{(1/n) \sum_{j=1}^n (z_j - \bar{z})^2}, \quad (4)$$

z_j و z_k مقادیر متغیرهای مشاهده‌شده را تشریح می‌کنند (یعنی ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی و شاخص پوشش گیاهی NDVI و باقی‌مانده^۲ مدل در مطالعه). مؤلفه‌های j و k و wt_{jk} به ترتیب وزن متغیر را نشان می‌دهند. $(n \times n)$ ماتریس وزنی WT است. همچنین، wt_{jk} مجموع وزن برای یک کلاس فاصله است. وقتی که مقدار Moran's I بالا و مثبت است نشان‌دهنده ارزش‌های مشابه با مقادیر مجاور است. در مقابل، زمانی که مقدار Moran's I کم است مقادیر نامشابه^۳ و متفاوت با مقادیر مجاور است. در نهایت، وقتی مقدار Moran's I صفر باشد نشان‌دهنده یک الگوی تصادفی فضایی^۴ است (چو، ۲۰۱۲).

شاخص «گری» نیز مشابه موران است، اما به جای تأکید بر انحراف از میانگین، اختلاف هر ناحیه را نسبت به دیگری برآورد می‌کند (فیشر و گیتس، ۲۰۰۹). ضریب گری بین ۰ تا ۲ در نوسان است که مقدار صفر دلالت بر خودهمبستگی

1. spatial autocorrelation of model residuals
2. Residual
3. dissimilar
4. random spatial pattern

فضایی کاملاً مثبت دارد. بنابراین، حاصل ضرب؛ ضربدری برابر صفر است و مقدار ۲ بر خودهمبستگی فضایی کاملاً منفی دلالت دارد. مقدار ۱ در ضریب گری به مفهوم نبود رابطه فضایی است (احمدی و داداشی رودباری، ۱۳۹۵). این شاخص را همانند رابطه ۵ می‌توان نوشت.

$$c = \frac{(n-1) \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} (y_i - y_j)^2}{2W \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad i \neq j. \quad (5)$$

در تضاد با شاخص موران، مقدار مورد انتظار ضریب گری با اندازه کوچک N متأثر نمی‌شود و غالباً برابر ۱ است. فرض صفر در آزمون گری این‌گونه بیان می‌شود که واحدهای فضایی مربوطه با یکدیگر تفاوتی ندارند. در نهایت، برای ارزیابی ارتباط دو به دو متغیرهای مورد مطالعه با عمق برف در پهنه شمالی ایران از روش همبستگی پیرسون استفاده شد.

یافته‌های تحقیق

برای صحت‌سنجی داده‌های عمق برف پایگاه ECMWF نسخه ERA Interim از ایستگاه‌های برف‌سنجی وزارت نیرو (شرکت سهامی مدیریت منابع آب ایران) استفاده شد (این داده‌ها برای سال‌های ۱۳۸۸، ۱۳۸۹، ۱۳۹۰، ۱۳۹۱ و ۱۳۹۲ که در سایت مربوطه موجود بودند استفاده شد). همان‌طور که در جدول ۱ نشان داده شد، بیشینه ضریب تعیین (R^2) و کمینه ریشه متوسط مربع خطا (RMSE) در ایستگاه پیست اسکی سهند با ارتفاع ۲۸۸۸ متر به دست آمده است. بیشینه خطا نیز با ۲۱۲۵ در بازرگان با ۱۴۳۰ متر اتفاق افتاد. محصول عمق برف پایگاه ECMWF نسخه ERA Interim در مناطق مرتفع از عملکرد بهتری برخوردار است. علت این امر می‌تواند مقدار برف بیشتر در مناطق بالاتر و تأثیرپذیری کمتر آن از مشخصات بیوفیزیکی باشد. بر این اساس، می‌توان اذعان کرد که پایگاه ECMWF برای مطالعات آب و هوایی و پارامترهایی همچون عمق برف، که کمتر در کشور اندازه‌گیری می‌شوند، از عملکرد قابل قبولی برخوردار است.

جدول ۱. ایستگاه‌های منتخب برف‌سنجی وزارت نیرو و مقادیر شاخص ریشه متوسط مربع خطا (RMSE) و ضریب تعیین (R^2) بین پایگاه داده مرکز پیش‌بینی میان‌مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه ERA Interim با داده‌های زمینی

ردیف	نام ایستگاه/ استان	مشخصات جغرافیایی			صحت‌سنجی	
		طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	RMSE	R^2
۱	پیست اسکی سهند/ آذربایجان شرقی	۴۶٫۳۰	۳۷٫۴۵	۲۸۸۸	۱٫۰۲۱	۰٫۹۶۵
۲	بازرگان/ آذربایجان غربی	۴۴٫۲۳	۳۹٫۲۲	۱۴۳۰	۲٫۱۲۵	۰٫۸۹۹
۳	امامزاده هاشم/ تهران	۵۲٫۰۱	۳۵٫۴۸	۲۵۰۰	۱٫۴۵۸	۰٫۹۴۷
۴	پلور/ تهران	۵۲٫۰۱	۳۵٫۵۳	۲۵۵۰	۱٫۹۸۷	۰٫۹۰۳

مقدار عمق برف پهنه شمالی ایران مبتنی بر داده‌های پایگاه داده ECMWF نسخه ERA Interim در جدول ۲ نشان داده شد؛ بر این اساس، متوسط عمق برف در پهنه شمالی ایران بین ۰٫۰۰۶ تا ۱٫۷۴۸ سانتی‌متر به ترتیب در فصل زمستان، ماه آوریل، و فصل پاییز در نوسان است. مقدار متوسط بالای عمق برف در فصل زمستان دور از انتظار نبوده است. به‌طور متوسط

عمق برف در پهنه شمالی ایران در این فصل از سال ۱۳۴ سانتی‌متر است. در فصل زمستان بیشینه مقدار متوسط عمق برف در پهنه شمالی ایران در ماه فوریه ۱۷۴۸ سانتی‌متر است. بیشینه مقدار انحراف معیار نیز در همین فصل اتفاق افتاده است. انحراف معیار نوعی معدل انحرافات فردی از میانگین است که نشان‌دهنده نسبتی از مشاهدات در فاصله‌های مختلف از میانگین است. بیشترین مقدار انحراف معیار با مقادیر ۱۶۵۱، ۱۱۲۳، و ۸۹۲ به ترتیب در ماه‌های فوریه، ژانویه، و مارس در فصل زمستان اتفاق افتاد. می‌توان اذعان کرد که مقدار عمق برف این فصل تغییرپذیری بسیار زیادی دارد. در همین راستا می‌توان از آماره واریانس نیز استفاده کرد. طبیعی است که هر چه تغییرپذیری مقادیر مجموعه داده‌ها بزرگ‌تر باشد واریانس نیز بزرگ‌تر است. بر اساس جدول ۲، بیشترین دامنه تغییرات عمق برف در فصل تابستان و ماه فوریه با ۷۲۹۹ سانتی‌متر اتفاق افتاده است و واریانس بیشینه نیز درست در همین ماه با ۲۷۲۶ محاسبه شد که بالاترین مقدار واریانس در بین ماه‌های سرد مورد مطالعه سال است و، همان‌طور که پیش‌تر بحث شد، درست هماهنگ با دامنه تغییرات و واریانس انحراف معیار ماه فوریه نیز ۱۶۵۱ به دست آمده است که در بین ماه‌های مورد مطالعه بیشترین مقدار را داراست. به‌طور کلی، در طول ماه‌های فصل زمستان مقدار بیشینه عمق برف در پهنه شمالی ایران بیشتر از سایر ماه‌های سال است. چارک سوم را می‌توان مرز برف‌گیر بیشینه و چارک اول را مرز برف‌گیر کمینه پهنه شمالی ایران در نظر گرفت. بر این اساس، می‌توان مناطق برف‌گیر پهنه شمالی ایران را به این شکل تقسیم‌بندی کرد. در فصل زمستان یک‌چهارم پهنه شمالی ایران مقدار عمق برف بیشتر از ۱۶۹۸ سانتی‌متر دارد. همین مقدار برای ماه آوریل از فصل بهار ۰۰۹۶ و برای متوسط فصل پاییز ۰۳۱۹ سانتی‌متر محاسبه شد. مرز برف‌گیر کمینه در فصل زمستان ۰۴۶۴ محاسبه شد. این مقدار نشان می‌دهد در ۷۵ درصد از مساحت پهنه شمالی کشور عمق برف کمتر از ۰۳۱۹ سانتی‌متر است. بیشترین عمق برف به دست آمده در منطقه مورد مطالعه با ۷۳۳۹ سانتی‌متر در ماه فوریه به دست آمده است. در بین سایر ماه‌های مورد مطالعه، فقط ماه دسامبر دارای عمق برف بیشتر از ۱ سانتی‌متر است. در سایر ماه‌ها متوسط عمق برف در هیچ یک از مناطق به ۰۵۰ سانتی‌متر هم نمی‌رسد. چولگی و کشیدگی که به ترتیب نشان‌دهنده میزان عدم تقارن و توصیف‌کننده میزان قله‌ای بودن توزیع احتمالی‌اند در همه ماه‌ها به غیر از کشیدگی ماه دسامبر مثبت‌اند. بر اساس نتایج این آماره، داده‌ها نسبت به میانگین متقارن نیستند، چون که چولگی در هیچ یک از پارامترها برابر صفر نیست.

جدول ۲. مشخصات آماری عمق برف در پهنه شمالی ایران مبتنی بر پایگاه داده مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی

(ECMWF) نسخه ERA Interim

مشخصه‌های آماری	زمستان					
	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	اکتبر	نوامبر
میانگین	۱۴۱۲	۱۷۴۸	۸۵۳	۰۷۰	۰۰۶	۰۵۶۹
میانه	۱۰۴۲	۱۰۱۶	۴۷۳	۰۶۹	۰۰۴	۰۴۹۱
دامنه تغییرات	۴۵۷۶	۷۲۹۹	۵۲۸۰	۳۷۶	۰۲۴	۱۹۴۸
واریانس	۱۲۶۱	۲۷۲۶	۰۷۹۶	۰۰۳	۰۰۰	۰۱۷۶
انحراف معیار	۱۱۲۳	۱۶۵۱	۸۹۲	۰۵۳	۰۰۵	۰۴۲۰
کشیدگی	۰۰۴۷	۰۵۵۸	۲۳۵۹	۳۵۰۶	۰۷۳۹	-۰۲۰۵
چولگی	۱۰۰۶	۱۲۶۸	۱۵۷۵	۱۲۵۱	۱۱۵۷	۰۷۹۳
چارک اول	۰۵۷۵	۰۵۷۶	۰۲۴۱	۰۲۶	۰۰۲	۰۲۱۶
چارک سوم	۱۹۹۱	۲۴۷۵	۱۲۲۵	۰۹۶	۰۰۸	۰۸۰۱
بیشینه	۴۵۹۹	۷۳۳۹	۵۲۸۵	۳۷۶	۰۲۴	۱۹۵۷
کمینه	۰۰۲۳	۰۰۴۰	۰۰۰۵	۰۰۰۰	۰۰۰۰	۰۰۰۹

خودهمبستگی فضایی عمق برف در پهنه شمالی ایران (Moran's I و Geary's C)

برای ارزیابی مقادیر خودهمبستگی فضایی عمق برف از روش‌های موران جهانی و «گری سی» استفاده شد. جدول ۳ مقادیر محاسبه‌شده را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج ارائه‌شده، عمق برف در همه ماه‌های مورد مطالعه دارای خودهمبستگی فضایی معنی‌دار مثبت است؛ مقایسه نتایج با آستانه معنی‌داری نشان داد که در همه ماه‌های منتخب برای مطالعه عمق برف مقادیر به‌دست‌آمده در سطح $\alpha=0.01$ معنی‌دارند. بنابراین، می‌توان فرضیه H_0 مبنی بر عدم ارتباط فضایی عمق برف در پهنه شمالی ایران را رد کرد. بر این اساس، می‌توان ابراز کرد که عمق برف در پهنه شمالی ایران دارای ساختار فضایی است یا به عبارتی عمق برف دارای الگوی خوشه‌ای است. همان‌طور که در بخش روش کار نیز آمده است، در شاخص موران، متغیرها حاصل ضرب ضربدری بر انحراف از میانگین ارزش‌های همسایگی‌ها متکی بوده، در شاخص موران، عبارت حاصل ضرب ضربدری بر انحراف از میانگین ارزش‌های همسایگی‌ها متکی بوده اما در ضریب گری، در عوض، ارزش‌های همسایگی با میانگین، ارزش‌های دو همسایگی با یکدیگر، به‌طور مستقیم مقایسه می‌شوند (احمدی و داداشی رودباری، ۱۳۹۵). خودهمبستگی‌های محاسبه‌شده برای شاخص گری از دوره سرد سال به دوره گرم سال دارای روند کاهشی است؛ به‌طور مثال، در ژانویه شاخص گری ۰/۶۵ به‌دست آمده است، اما در آوریل این مقدار به ۰/۵۹ رسیده است. الگوی فضایی شاخص گری سی نشان داد مناطقی با برف‌گیری بالا دارای مشخصه جغرافیایی ساخت‌یافته‌اند؛ یعنی این مناطق از نظر الگوهای جغرافیایی دارای نظم نسبی است. مقدار کاهشی نیز در دوره گرم سال نشان‌دهنده از بین رفتن نظم فضایی عمق برف در پهنه شمالی ایران است.

جدول ۳. خروجی آماره‌های موران و گری برای عمق برف در پهنه شمالی ایران مبتنی بر پایگاه داده مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (ECMWF) نسخه ERA Interim

موران جهانی (Moran's I)					
ماه	شاخص موران	شاخص موران مورد انتظار	واریانس	z-score	p-value
ژانویه	۰/۹۸۸۶۵۷	-۰/۱۰۰۰۶۳۸	۰/۱۰۰۰۳۴۲	۵۳/۴۹۸۸۵۷	۰/۰۰۰۰۰۰
فوریه	۰/۹۸۳۳۰۵	-۰/۱۰۰۰۶۳۸	۰/۱۰۰۰۳۴۲	۵۳/۲۱۸۱۳۶	۰/۰۰۰۰۰۰
مارس	۰/۹۶۲۵۴۵	-۰/۱۰۰۰۶۳۸	۰/۱۰۰۰۳۴۱	۵۲/۱۲۵۲۹۷	۰/۰۰۰۰۰۰
آوریل	۰/۹۳۸۵۸۱	-۰/۱۰۰۰۶۳۸	۰/۱۰۰۰۳۴۱	۵۰/۸۴۷۱۱۰	۰/۰۰۰۰۰۰
اکتبر	۰/۹۷۰۵۰۱	-۰/۱۰۰۰۶۳۸	۰/۱۰۰۰۳۴۲	۵۲/۵۲۸۶۰۲	۰/۰۰۰۰۰۰
نوامبر	۰/۹۵۹۱۷۵	-۰/۱۰۰۰۶۳۸	۰/۱۰۰۰۳۴۲	۵۱/۹۰۶۵۴	۰/۰۰۰۰۰۰
دسامبر	۰/۹۸۸۴۷۵	-۰/۱۰۰۰۶۳۸	۰/۱۰۰۰۳۴۲	۵۳/۴۸۴۷۱۰	۰/۰۰۰۰۰۰

گری (Geary's C)					
ماه	شاخص گری	شاخص گری مورد انتظار	خطای استاندارد شاخص C	p-value	
ژانویه	۰/۶۵۰۱۸۸	۱	۰/۰۰۶۱۷۴	۰/۰۰۰۰۱	
فوریه	۰/۶۷۴۲۶۸	۱	۰/۰۰۶۱۷۴	۰/۰۰۰۰۱	
مارس	۰/۶۵۸۵۲۸	۱	۰/۰۰۶۱۷۴	۰/۰۰۰۰۱	
آوریل	۰/۵۹۷۷۳۹	۱	۰/۰۰۶۱۷۴	۰/۰۰۰۰۱	
اکتبر	۰/۶۸۸۳۹۰	۱	۰/۰۰۶۱۷۴	۰/۰۰۰۰۱	
نوامبر	۰/۵۶۳۰۲۷	۱	۰/۰۰۶۱۷۴	۰/۰۰۰۰۱	
دسامبر	۰/۶۰۵۱۳۷	۱	۰/۰۰۶۱۷۴	۰/۰۰۰۰۱	

ارتباط پارامترهای جغرافیایی و پوشش گیاهی با عمق برف در پهنه شمالی ایران

جدول ۴ همبستگی عمق برف با شاخص بهنجار شده تفاضل پوشش گیاهی (NDVI) مبتنی بر سنجنده MODIS ماهواره TERRA (داده‌های سنجنده MODIS از سال ۲۰۰۱ در دسترس بوده که برای همبستگی و مدل‌سازی نیز داده‌های ECMWF عمق برف با این دوره هماهنگ شد)، ارتفاع از سطح دریا، و طول و عرض جغرافیایی را نشان می‌دهد.

از چهار پارامتر بررسی شده دو پارامتر طول جغرافیایی و شاخص بهنجار شده تفاضل پوشش گیاهی (NDVI) با عمق برف همبستگی منفی معنی‌دار در سطح ۰/۰۵ درصد و دو پارامتر عرض جغرافیایی و ارتفاع از سطح دریا همبستگی مثبت معنی‌دار ارائه داده‌اند. بیشترین همبستگی با مؤلفه‌های طول و عرض جغرافیایی با عمق برف در پهنه شمالی ایران در حالت رابطه مستقیم مربوط به ماه اکتبر برای عرض جغرافیایی است، زیرا با گذر از فصل تابستان با افزایش عرض جغرافیایی شاهد کاهش دما هستیم و این کاهش دما نقش قابل توجهی در عمق برف خواهد داشت. در حالت رابطه معکوس نیز نوامبر با ۰/۷۰۲- بیشترین مقدار همبستگی را ارائه داده است. مهم‌ترین دلیل افزایش رابطه معکوس طول جغرافیایی با عمق برف را می‌توان جابه‌جایی شرق به غرب پهنه شمالی ایران دانست. مناطق غربی به سبب وجود رشته‌کوه‌های پیچیده زاگرس از یک سو و منابع رطوبتی قابل توجه، که از نوار غربی و شمال غربی وارد کشور می‌شوند، در این افزایش همبستگی به دست آمده نقش قابل توجهی دارند.

طبیعی است که با افزایش ارتفاع دمای هوا کاهش می‌یابد و این کاهش دما در افزایش عمق برف به جهت جلوگیری از ذوب آن باعث می‌شود که شاهد همبستگی بالایی برای این پارامتر در پهنه شمالی ایران باشیم. کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۵ الف) در خصوص رابطه ارتفاع و روزهای برفی ایران ابراز کرده‌اند که افزایش ارتفاع روزهای برفی سه الگوی متفاوت از خود ارائه می‌دهد؛ سه الگوی نام‌برده این محققان عبارت‌اند از: ۱. تا ارتفاع نزدیک به ۷۰۰ متر شمار روزهای برف‌پوشان افزایشی از خود نشان نمی‌دهد؛ ۲. از ارتفاع نزدیک به ۷۰۰ تا ۱۷۰۰ متر روند کند افزایش روزهای برف‌پوشان وجود دارد؛ ۳. از ارتفاع ۱۷۰۰ تا ۳۲۰۰ متر روند افزایشی روزهای برف‌پوشان شدت می‌یابد. نتایج پژوهش نام‌برده تأییدی بر نتایج به دست آمده در این تحقیق است؛ به طوری که همبستگی‌های به دست آمده بین ارتفاع و عمق برف در ماه‌های فصل زمستان به ترتیب کاهش می‌یابد؛ به طوری که همبستگی‌های به دست آمده برای ژانویه ۰/۴۴۸، فوریه ۰/۴۰۸، مارس ۰/۳۹۲ است. در مقابل در فصل پاییز شاهد عکس این رابطه هستیم؛ به طوری که در اکتبر ۰/۳۶۶، نوامبر ۰/۴۶۷، و دسامبر همبستگی به دست آمده ۰/۴۷۷ را نشان داده است. این امر نشان می‌دهد که با افزایش دما از ژانویه به مارس و کاهش دما از اکتبر به دسامبر شرایط دمایی برای دوام عمق برف مناسب نیست.

همان‌طور که گفته شد، همبستگی عمق برف با ارتفاع و عرض جغرافیایی مثبت و با طول جغرافیایی منفی و معنی‌دار است. برای ارزیابی دقیق‌تر شرایط عمق برف در پهنه شمالی ایران و ارتباط آن با پارامترهای نام‌برده، از روش‌های رگرسیون وزن‌دار جغرافیایی (GWR) و روش حداقل مربعات معمولی (OLS) استفاده شد. براساس نتایج به دست آمده در جدول ۴، روش GWR برآوردهای دقیق‌تری برای متغیرهای مورد مطالعه ارائه داده است. بنابراین، در پهنه شمالی ایران، روش GWR می‌تواند ضرایب رگرسیونی برای عمق برف را بهتر برآورد کند. مقادیر محاسبه شده ضریب تعیین R^2 ، ضریب تعیین اصلاح شده $Adjusted R^2$ ، و معیار اطلاعاتی آکائیک AICc در همه ماه‌های مورد مطالعه با روش‌های حداقل مربعات معمولی (OLS) و رگرسیون وزن‌دار جغرافیایی (GWR) ارائه شد.

همان‌طور که در جدول ۴ نیز پیداست، در همه ماه‌های مورد مطالعه R^2 ، Adjusted R^2 روش GWR نسبت به روش OLS بیشتر است که این امر نشان‌دهنده کاهش خطا و افزایش دقت در برآورد عمق برف نسبت به متغیرهای شاخص بهنجار شده تفاضل پوشش گیاهی (NDVI)، ارتفاع از سطح دریا، طول و عرض جغرافیایی، و همچنین بیانگر برتری مدل رگرسیون وزن‌دار جغرافیایی (GWR) در این رابطه است. تفاوت معیاره AICs روش مدل OLS و GWR نیز به روشنی نشان می‌دهد که روش GWR از بهینگی قابل توجهی در برآورد داده‌ها به مدل برخوردار است. همان‌طور که گفته شد، در مدل GWR برای برآورد پهنای باند از روش AICc استفاده شد. همان‌طور که در شکل‌های ۲ و ۳ نیز پیداست، مهم‌ترین دلیل افزایش همبستگی و مقدار R^2 ارتفاعات با مقدار عمق برف در پهنه شمالی ایران وجود رشته‌کوه‌های مختلف و جهت‌گیری آن‌هاست. کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۶ الف) سه برف‌خوان بزرگ کشور را برف‌خوان البرز، برف‌خوان شمال غرب، و برف‌خوان زاگرس معرفی کردند که دو برف‌خوان از سه برف‌خوان شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه تحقیق قرار دارد. نام‌برندگان در خصوص برف‌خوان‌های ایران ابراز کرده‌اند که همیشه با افزایش ارتفاع بر شمار روزهای برف‌پوشان افزوده نمی‌شود. همچنین، آن‌ها برف‌خوان شمال غربی را نیز با ۱۳۲ روز برفی در کوه سبلان گزارش کردند که با نتایج به‌دست‌آمده با عمق برف در این پژوهش همخوانی دارد.

علاوه بر طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع، شاخص بهنجار شده تفاضل پوشش گیاهی (NDVI) نیز در ارتباط با عمق برف در ماه‌های منتخب مطالعه شد. همان‌طور که در جدول ۴ دیده می‌شود، ارتباط منفی معنی‌دار بین عمق برف و NDVI در همه ماه‌ها مشاهده می‌شود. همان‌طور که پیداست، با افزایش دما در ماه‌های مختلف سال مقدار رابطه بین عمق برف و شاخص NDVI کاهش می‌یابد. به‌طور مثال، در اکتبر، نوامبر، و آوریل - که هنوز پوشش گیاهی قابل توجهی در زمین وجود دارد - این رابطه کاهش و در ژانویه، فوریه، و دسامبر این مقدار افزایش یافته است؛ به‌طوری که در ماه ژانویه این مقدار به $-0/509$ - رسیده است و در بین ماه‌های سال بیشینه بوده است. یکی از دلایل کاهش رابطه عمق برف و شاخص پوشش گیاهی NDVI در دوره گرم سال فرایند تبخیر و تعرق است.

مقادیر ضریب تعیین (R^2) ارائه شده در مقیاس ماهانه نیز تأییدی بر نتایج پیشین به‌دست آمده است؛ به‌طوری که در بین طول و عرض جغرافیایی پارامتر طول جغرافیایی بیشینه همبستگی معنی‌دار را ارائه داده است. این مقدار از کمینه $0/25$ در اکتبر تا بیشینه $0/52$ در ماه نوامبر متغیر است. برای عرض جغرافیایی فقط اکتبر و نوامبر به ترتیب مقادیر $0/24$ و $0/16$ را ارائه داده‌اند و در بقیه ماه‌ها این مقدار چندان قابل توجه نیست. مقادیر ضریب تعیین به‌دست‌آمده برای ارتفاع نیز در ماه‌های فصل پاییز بیشتر از سایر فصول است. شاخص پوشش گیاهی NDVI نیز در همه ماه‌های مورد مطالعه ضریب تعیین مثبت را ارائه داده است. مقدار ضریب تعیین به‌دست‌آمده در فصل زمستان بیشتر از فصل پاییز است. بیشترین مقدار به‌دست‌آمده در ژانویه با $0/259$ و کمترین مقدار به‌دست‌آمده با $0/021$ در ماه اکتبر اتفاق افتاده است.

جدول ۴. مشخصه‌های آماری، همبستگی، و رگرسیون وزن دار جغرافیایی مقدار عمق برف با مؤلفه‌های جغرافیایی در پهنه شمالی ایران مبتنی بر پایگاه داده مرکز پیش‌بینی میان مدت جوی اروپا (ECMWF) نسخه ERA Interim

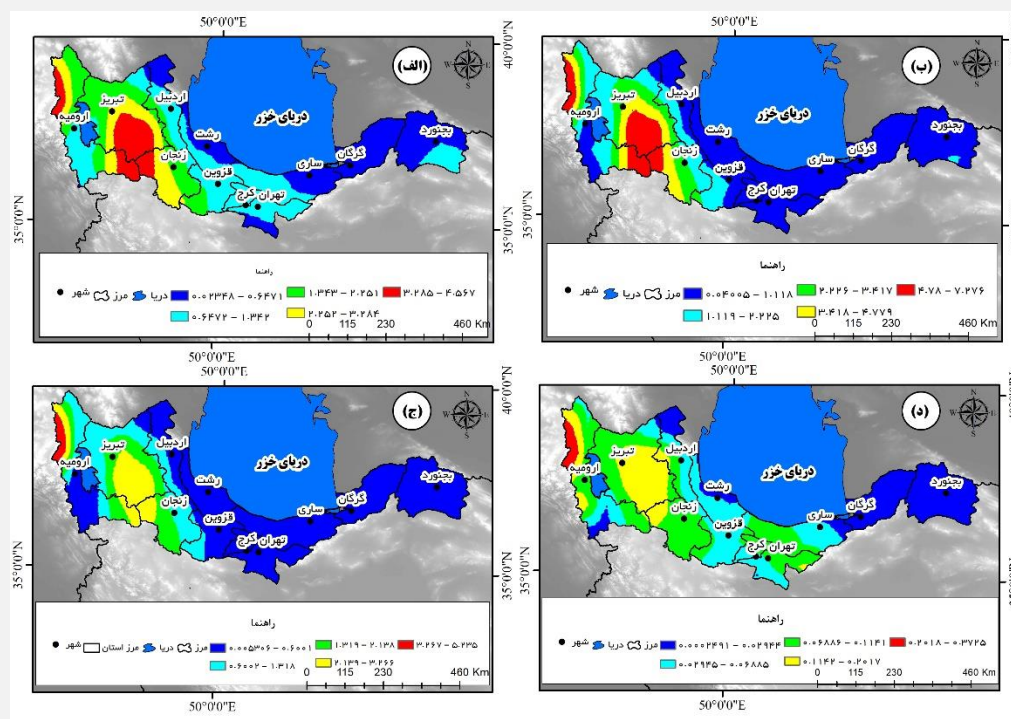
پارامتر	R ²	همبستگی	p-values	همبستگی (Pearson)			حد اقل مربعات معمولی			R ² Adjusted	AICc	
				R ²	R ²	R ²	R ²	R ² Adjusted	AICc			
طول جغرافیایی	ژانویه	-۰/۶۴۱	.	-۰/۴۱	۰/۴۱۰	۰/۴۱۰	۰/۴۱۰	۰/۴۱۰	۰/۴۱۰	۳۹۹۱/۸	۰/۷۴۵	۲۸۴۵/۲
	فوریه	-۰/۶۰۳	.	-۰/۳۶	۰/۲۶۳	۰/۲۶۳	۰/۳۶۲	۰/۳۶۲	۰/۳۶۲	۵۳۲۲/۹	۰/۷۱۲	۴۸۱۱/۳
	مارس	-۰/۶۱۵	.	-۰/۳۸	۰/۳۷۸	۰/۳۷۸	۰/۳۷۸	۰/۳۷۸	۰/۳۷۸	۳۳۵۳/۲	۰/۷۰۲	۲۵۳۴/۲
	آوریل	-۰/۶۷۲	.	-۰/۴۵	۰/۴۵۱	۰/۴۵۱	۰/۴۵۰	۰/۴۵۰	۰/۴۵۰	-۵۶۸۰	۰/۷۸۹	-۴۸۱۴/۴
	اکتبر	-۰/۵۰۵	.	-۰/۲۵	۰/۲۵۴	۰/۲۵۴	۰/۲۵۴	۰/۲۵۴	۰/۲۵۴	-۱۲۵۷۷	۰/۶۴۵	-۸۲۵۹/۶
	نوامبر	-۰/۷۲۳	.	-۰/۵۲	۰/۵۲۲	۰/۵۲۲	۰/۵۲۲	۰/۵۲۲	۰/۵۲۲	-۵۱۰۷	۰/۷۹۲	-۴۳۲۱/۲
	دسامبر	-۰/۷۰۲	.	-۰/۴۹	۰/۴۹۳	۰/۴۹۳	۰/۴۹۲	۰/۴۹۲	۰/۴۹۲	۶۶۸/۸	۰/۷۴۵	۵۸۹۶/۶
عرض جغرافیایی	ژانویه	+۰/۱۰۴	<۰/۰۰۰۱	-۰/۰۱	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۴۸۰۸/۶	۰/۲۱۴	۲۸۵۶/۲
	فوریه	+۰/۱۵۰	<۰/۰۰۰۱	-۰/۰۲	۰/۰۲۲	۰/۰۲۲	۰/۰۲۱	۰/۰۲۱	۰/۰۲۱	۵۹۹۵/۴	۰/۲۰۵	۵۳۴۱/۱
	مارس	+۰/۲۰۷	<۰/۰۰۰۱	-۰/۰۴	۰/۰۴۲	۰/۰۴۲	۰/۰۴۲	۰/۰۴۲	۰/۰۴۲	۴۰۳۰/۸	۰/۲۱۳	۳۰۷۸/۴
	آوریل	+۰/۱۵۲	<۰/۰۰۰۱	-۰/۰۲	۰/۰۲۳	۰/۰۲۳	۰/۰۲۲	۰/۰۲۲	۰/۰۲۲	-۴۷۷۵/۷	۰/۲۰۸	-۳۲۵۸/۲
	اکتبر	+۰/۴۹۳	<۰/۰۰۰۱	-۰/۲۴	۰/۲۴۳	۰/۲۴۳	۰/۲۴۲	۰/۲۴۲	۰/۲۴۲	-۱۲۵۵۳	۰/۳۸۴	-۹۸۵۷/۱
	نوامبر	+۰/۳۹۹	<۰/۰۰۰۱	-۰/۱۶	۰/۱۵۹	۰/۱۵۹	۰/۱۵۸	۰/۱۵۸	۰/۱۵۸	-۴۲۱۹/۸	۰/۲۹۸	-۳۲۵۴/۱
	دسامبر	+۰/۱۸۸	<۰/۰۰۰۱	-۰/۰۴	۰/۰۳۵	۰/۰۳۵	۰/۰۳۴	۰/۰۳۴	۰/۰۳۴	۱۶۷۸/۷	۰/۲۰۳	۹۸۷۶/۶
ارتفاع	ژانویه	+۰/۴۴۸	<۰/۰۰۰۱	-۰/۲۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰	۴۴۷۰/۱	۰/۹۹۴	-۲۶۲۷/۵
	فوریه	+۰/۴۰۸	<۰/۰۰۰۱	-۰/۱۷	۰/۱۶۶	۰/۱۶۶	۰/۱۶۵	۰/۱۶۵	۰/۱۶۵	۵۷۴۶/۲	۰/۹۹۳	-۱۰۲۰/۲
	مارس	+۰/۳۹۲	<۰/۰۰۰۱	-۰/۱۵	۰/۱۵۴	۰/۱۵۴	۰/۱۵۳	۰/۱۵۳	۰/۱۵۳	۳۸۳۷/۲	۰/۹۹۰	-۲۳۹۳/۱
	آوریل	+۰/۴۹۲	<۰/۰۰۰۱	-۰/۲۴	۰/۲۴۱	۰/۲۴۱	۰/۲۴۱	۰/۲۴۱	۰/۲۴۱	-۵۱۷۳	۰/۹۸۷	-۱۰۸۷۰/۶
	اکتبر	+۰/۳۶۶	<۰/۰۰۰۱	-۰/۱۳	۰/۱۳۴	۰/۱۳۴	۰/۱۳۳	۰/۱۳۳	۰/۱۳۳	-۱۲۳۴۲	۰/۹۹۱	-۱۸۷۸۷/۲
	نوامبر	+۰/۴۷۶	<۰/۰۰۰۱	-۰/۲۳	۰/۲۲۶	۰/۲۲۶	۰/۲۲۶	۰/۲۲۶	۰/۲۲۶	-۴۳۵۱	۰/۹۹۲	-۱۰۷۹۴/۸
	دسامبر	+۰/۴۷۷	<۰/۰۰۰۱	-۰/۲۳	۰/۲۲۷	۰/۲۲۷	۰/۲۲۷	۰/۲۲۷	۰/۲۲۷	۱۳۲۹	۰/۹۹۴	-۵۷۱۷/۳
NDVI	ژانویه	-۰/۵۰۹	<۰/۰۰۰۱	-۰/۲۵۹	۰/۲۵۹	۰/۲۵۹	۰/۲۵۹	۰/۲۵۹	۰/۲۵۹	۴۳۵۰/۲	۰/۹۹۴	-۲۵۶۵/۹
	فوریه	-۰/۴۷۸	<۰/۰۰۰۱	-۰/۲۲۹	۰/۲۲۸	۰/۲۲۸	۰/۲۲۸	۰/۲۲۸	۰/۲۲۸	۵۶۲۳/۷	۰/۹۹۲	-۸۳۹/۳
	مارس	-۰/۳۹۷	<۰/۰۰۰۱	-۰/۱۵۸	۰/۱۵۷	۰/۱۵۷	۰/۱۵۷	۰/۱۵۷	۰/۱۵۷	۳۸۲۹/۸	۰/۹۸۰	-۱۶۵۹/۶
	آوریل	-۰/۳۲۶	<۰/۰۰۰۱	-۰/۱۰۶	۰/۱۰۶	۰/۱۰۶	۰/۱۰۵	۰/۱۰۵	۰/۱۰۵	-۴۹۱۵	۰/۹۸۶	-۱۰۷۹۶/۷
	اکتبر	-۰/۱۴۵	<۰/۰۰۰۱	-۰/۰۲۱	۰/۰۲۱	۰/۰۲۱	۰/۰۲۰	۰/۰۲۰	۰/۰۲۰	-۱۲۱۴۹	۰/۹۸۷	-۱۸۴۸۹/۵
	نوامبر	-۰/۲۴۰	<۰/۰۰۰۱	-۰/۰۵۸	۰/۰۵۷	۰/۰۵۷	۰/۰۵۶	۰/۰۵۶	۰/۰۵۶	-۴۰۴۰	۰/۹۸۳	-۹۹۹۳/۸
	دسامبر	-۰/۳۴۲	<۰/۰۰۰۱	-۰/۱۱۷	۰/۱۱۷	۰/۱۱۷	۰/۱۱۶	۰/۱۱۶	۰/۱۱۶	۱۵۳۹/۴	۰/۹۹۲	-۵۳۲۰/۴

مقادیر پُررنگ (به غیر از صفر) در سطح ۰/۰۵ معنادارند.

تغییرپذیری مکانی عمق برف در پهنه شمالی ایران در شکل‌های ۲ و ۳ ارائه شد. تغییرات مکانی عمق برف در ماه ژانویه در شکل ۲- الف ارائه شد. همان‌طور که در شکل ۳ نیز آمده است، در منطقه مورد مطالعه از شرق به غرب بر عمق برف افزوده می‌شود. در مناطق شرقی (استان‌های گلستان و خراسان شمالی) متوسط عمق برف کمتر از ۰/۶۴ سانتی‌متر است. فقط در ارتفاعات خراسان شمالی تا قوچان عمق برف بین ۰/۶۴ تا ۱/۳۴ سانتی‌متر در نوسان است. همین پهنه در بخش‌های قابل

توجهی از استان تهران (در بخش‌های شمالی)، بخش‌های جنوبی استان مازندران، قزوین، و بخش‌های جنوبی استان گیلان و اردبیل مشاهده می‌شود. همان‌طور که پیداست، در پیکره ناهمواری البرز بر عمق برف افزوده می‌شود که به جهت افزایش ارتفاع و کاهش دماست. پس از آن در بخش‌های شرق استان زنجان، مناطق شمالی و غربی استان آذربایجان شرقی، و مناطق شرقی دریاچه ارومیه در استان آذربایجان غربی عمق برف بین ۱/۳۱ تا ۲/۱۳۸ سانتی‌متر در نوسان است. بیشینه عمق برف در ماه ژانویه در منطقه‌ای بین استان‌های زنجان و آذربایجان شرقی و غربی است. این منطقه شمالی‌ترین بخش‌های رشته‌کوه زاگرس را تشکیل می‌دهد و به دلیل قله‌های سه‌پند و سبلان از یک سو و عرض جغرافیایی بیشتر از سوی دیگر دارای عمق برف قابل توجهی است؛ به طوری که در این ماه از سال بین ۳/۲۸ تا ۴/۵۶ سانتی‌متر در نوسان است. منطقه بیشینه دیگر نیز در منطقه مرزی استان آذربایجان غربی با کشور ترکیه واقع شده است. در ماه فوریه (شکل ۲-ب) تقریباً همان الگوی ماه ژانویه حاکم است. در این ماه از فصل زمستان کانون عمده برفی بالا در شمال غربی ایران واقع شده است. در شمال شرق در ارتفاعات استان خراسان شمالی و حوالی قوچان عمق برف بین ۱/۱۱ تا ۲/۲۲ سانتی‌متر مشاهده شد. در رشته‌کوه البرز نیز این مناطق به‌طور متوسط بین ۰/۹۸ تا ۱/۱۱ سانتی‌متر مشاهده شد. در بخش‌هایی از استان زنجان و آذربایجان شرقی و غربی عمق برف افزایش یافته و به ۲/۲۲ تا ۳/۴۱ سانتی‌متر رسیده است. در مناطق مرتفع شمال غرب و در ارتفاعات سه‌پند و سبلان عمق برف به ۴/۷۸ تا ۷/۲۶ سانتی‌متر رسیده است. منطقه‌ای با عمق برف بسیار زیاد نیز همانند ماه ژانویه در شمال غربی ایران در مرز بین ایران و ترکیه واقع شده است. در ماه مارس (شکل ۲-ج) عمق برف در بخش‌های قابل توجهی از منطقه مورد مطالعه به کمتر از ۰/۶۰ سانتی‌متر می‌رسد؛ به طوری که در همه مناطق استان‌های خراسان شمالی، گلستان، مازندران، تهران، البرز، و گیلان این مقدار مشاهده می‌شود. همچنین، در بخش‌های قابل توجهی از استان قزوین نیز عمق برف کمتر از ۰/۶۰ سانتی‌متر است. باید توجه داشت که مقدار ۰/۶۰ سانتی‌متر بیشینه مناطق نامبرده است؛ به طوری که در مناطق ساحلی این مقدار متوسط به عدد بسیار ناچیز ۰/۰۰۵ سانتی‌متر رسیده است. بیشینه عمق برف در منطقه مرتفع مرزی در استان آذربایجان غربی بین ۳/۲۶ تا ۵/۳۳ سانتی‌متر در نوسان است. در منطقه کوهستانی مرتفع شمال غرب در بین قله‌های سه‌پند و سبلان عمق برف بین ۲/۱۳ تا ۳/۲۶ سانتی‌متر محاسبه شد. در بخش‌های جنوبی استان آذربایجان غربی نیز عمق برف رفتار مشابه با مناطق شرقی منطقه مورد مطالعه را نشان داده است. مناطقی با عمق برفی بین ۱/۳۱ تا ۲/۱۳ سانتی‌متر در ماه مارس در مناطق شرقی استان زنجان، جنوب غرب استان قزوین، مناطق شمالی و شرقی استان آذربایجان غربی، و بخش‌های شمالی تا مناطق غربی دریاچه ارومیه را دربر گرفته است.

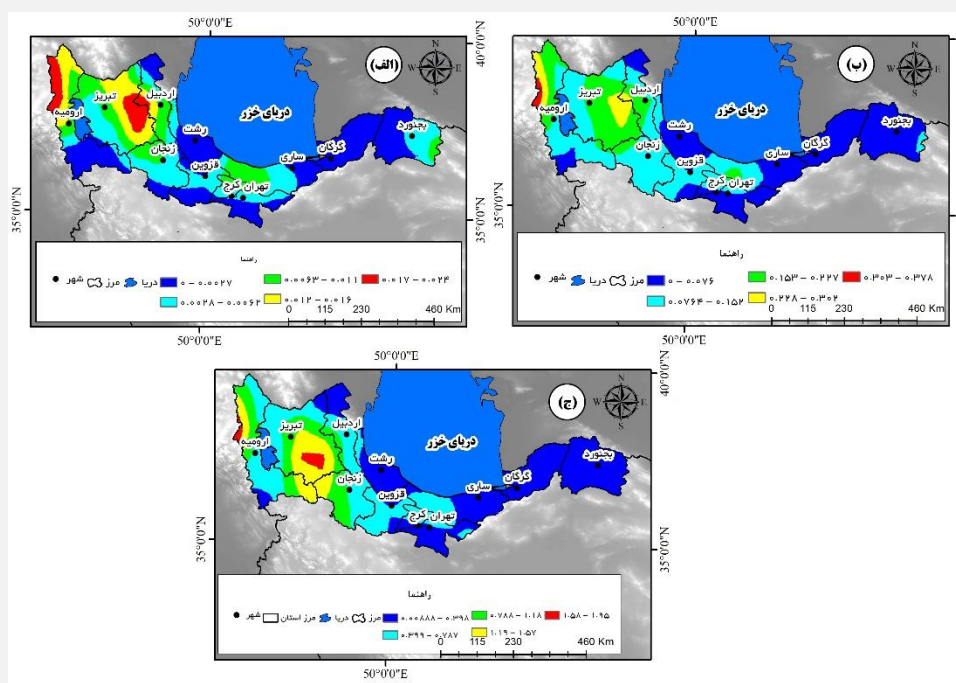
در ماه آوریل (شکل ۲-د) عمق برف کاهش قابل توجهی را نشان داده است. در استان‌های خراسان شمالی، گلستان، و شرق مازندران در بهشهر متوسط عمق برف به مقدار ۰/۰۲ سانتی‌متر رسیده است. در شمال استان تهران، جنوب و مرکز استان مازندران، البرز مرکزی، و دامنه‌های جنوبی البرز عمق برف تا ۰/۱۱ سانتی‌متر می‌رسد. در سواحل گیلان، پارس‌آباد در استان اردبیل، و جنوب استان آذربایجان غربی عمق برف همانند استان‌های خراسان شمالی و گلستان است. بیشینه عمق برف در مناطق مرزی از جنگ تپه تا چالدران در استان آذربایجان غربی با مقدار حداکثری ۰/۳۷ مشاهده می‌شود. منطقه بیشینه دیگر نیز با متوسط ۰/۱۱ تا ۰/۲۰ سانتی‌متر در منطقه‌ای بین تکاب تا تبریز کشیده شده است. علت این عمق برف در منطقه آن هم در ماه آوریل، که شروع فصل گرم سال محسوب می‌شود، رشته‌کوه‌های سه‌پند است. این منطقه دارای ۱۷ قله با ارتفاع بیش از ۳۰۰۰ متر است که توپوگرافی پیچیده‌ای را برای منطقه به‌وجود آورده است. در این ماه در بخش‌های قابل توجهی از استان قزوین، جنوب استان گیلان، و مناطق جنوبی دریاچه ارومیه عمق متوسط برف بین ۰/۰۲ تا ۰/۰۶ سانتی‌متر در نوسان است.



شکل ۲. مقدار عمق برف ماهانه در پهنه شمالی ایران مبتنی بر پایگاه داده مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (ECMWF) نسخه ERA Interim (الف) ماه ژانویه؛ (ب) ماه فوریه؛ (ج) ماه مارس؛ (د) ماه آوریل

در شکل ۳- الف عمق برف در ماه اکتبر از فصل پاییز نشان داده شده است؛ عمق برف در ماه اکتبر الگوی فصلی گرم سال را نشان می‌دهد. بیشینه عمق برف در این ماه از فصل پاییز به $۰/۰۲۴$ سانتی‌متر می‌رسد که مقداری ناچیز است. بیشینه عمق برف در مناطق کوهستانی شمال غرب کشور واقع شده است. در بخش‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه همراه کل استان گلستان، بخش‌های قابل توجهی از استان گیلان، منطقه پارس‌آباد در استان اردبیل، و مناطق غربی استان خراسان شمالی عمق برف بین ۰ تا $۰/۰۰۲$ سانتی‌متر است. به عبارتی، هیچ برفی در این ماه از سال در این منطقه در بلندمدت وجود نداشته یا اینکه بسیار ناچیز بوده است. حتی در البرز مرکزی نیز عمق برف مقدار بسیار ناچیزی ($۰/۰۱$ سانتی‌متر) را نشان داده است. در ماه نوامبر (شکل ۳- ب) با سردتر شدن هوا عمق برف کمی افزایش یافته است و مقدار بیشینه آن به $۰/۳۷$ سانتی‌متر رسیده است. همانند ماه پیشین، استان‌های خراسان شمالی، گلستان، شرق مازندران، و جنوب استان‌های تهران و قزوین عمق برف کمینه مورد مطالعه را به خود اختصاص داده‌اند؛ به طوری که متوسط آن بین ۰ تا $۰/۰۷۶$ سانتی‌متر در نوسان است. در منطقه مرزی استان آذربایجان غربی با کشور ترکیه، همانند همه ماه‌های مورد مطالعه، عمق برف بیشینه است. منطقه کوهستانی سبلان نیز در این ماه از سال عمق برف بین $۰/۲۸$ تا $۰/۳۰$ سانتی‌متری را داراست. در ماه نوامبر (شکل ۳- ج) از بجنورد تا ساری متوسط عمق برف بین $۰/۰۰۸$ تا $۰/۳۹$ سانتی‌متر در نوسان است. همچنین، بیشتر مناطق استان گیلان، پارس‌آباد در اردبیل، و مناطق جنوبی استان تهران و آذربایجان غربی نیز از شرایطی مشابه با مناطق شرقی منطقه مورد مطالعه برخوردارند. بیشینه عمق برف در این ماه از سال در منطقه کوهستانی سهند و مرز ایران با ترکیه با متوسط $۱/۵۸$ تا $۱/۹۵$ سانتی‌متر قرار دارد. عمق برف در بخش‌های شمال غربی استان زنجان، جنوب شرقی استان آذربایجان غربی، و مناطق جنوبی استان آذربایجان شرقی تا

تبریز بین ۱/۱۹ تا ۱/۵۷ سانتی‌متر است. منطقه دیگر با عمق برفی بالا در محدوده‌ای بین زنجان، دامنه‌های رشته‌کوه سهند، و قل‌آن تا جنوب غربی استان آذربایجان غربی با متوسط ۰/۷۸ تا ۱/۱۸ سانتی‌متری قرار دارد.

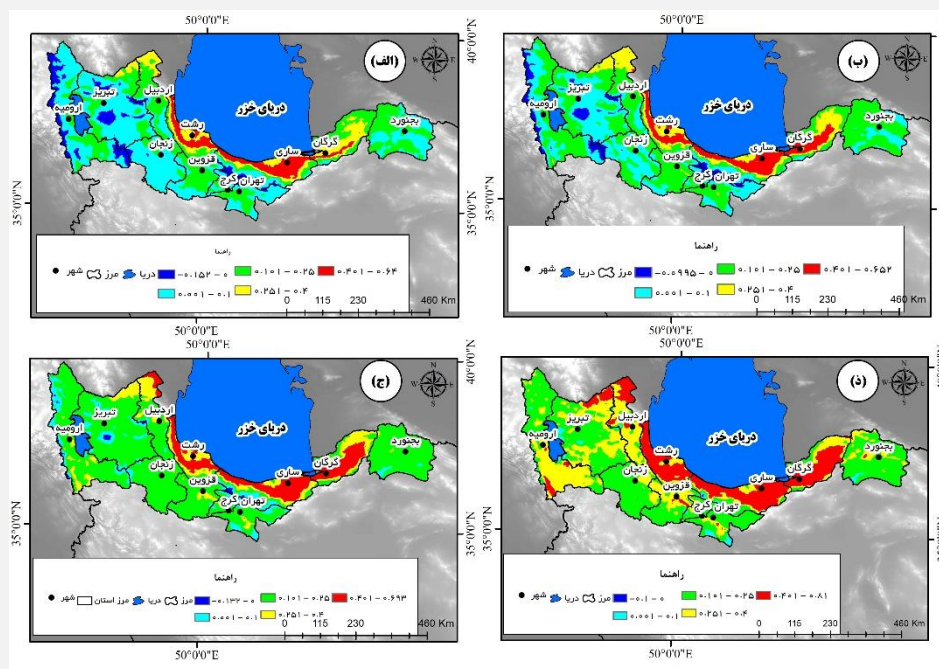


شکل ۳. مقدار عمق برف ماهانه در پهنه شمالی ایران مبتنی بر پایگاه داده مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جوی اروپایی (ECMWF) نسخه ERA Interim؛ الف) ماه اکتبر؛ ب) ماه نوامبر؛ ج) ماه دسامبر

یکی از مواردی که در مقدار برف می‌تواند تأثیر چشم‌گیری داشته باشد پوشش سطح زمین است. از بین شاخص‌های ماهواره‌ای موجود شاخص بهنجار شده تفاضل پوشش گیاهی (NDVI) یک شاخص استاندارد و پذیرفته شده جهانی است که در مطالعات بسیاری استفاده می‌شود. براساس تقسیم‌بندی از آستانه‌های شاخص NDVI مقادیر (۰/۲۵-۰/۱) معرف پوشش گیاهی تنک، (۰/۴۰-۰/۲۵) پوشش گیاهی متوسط، (۰/۴۰) > پوشش گیاهی متراکم، آب، برف، و یخ دارای مقدار NDVI منفی و خاک دارای مقادیر کمتر از ۰/۱ است و ابرها دارای مقادیر نزدیک به صفر هستند. کلاس‌های تعریف شده نقشه‌های ترسیمی نیز دقیقاً بر همین اساس طبقه‌بندی شده‌اند. همان‌طور که گفته شد، مقادیر منفی نشان‌دهنده آب، برف، و یخ هستند. بنابراین، می‌توان از این شاخص برای سطح مناطق برف‌گیر نیز استفاده کرد. شاخص NDVI در ماه ژانویه در شکل ۴- الف ارائه شد. براساس نتایج به دست آمده از کل پهنه شمالی ایران، ۸/۳۲ درصد از آب، برف، و یخ، ۴۲/۶۲ درصد از خاک، ۳۲/۸۸ درصد از پوشش گیاهی تنک، ۹/۷۶ درصد از پوشش گیاهی متوسط، و ۴۰/۴ درصد از پوشش متراکم تشکیل شده است. همان‌طور که در شکل نیز پیداست، مناطق با مقدار منفی با رنگ آبی در ارتفاعات البرز مرکزی، علم‌کوه، دماوند، سهند، سبلان، و مناطق مرزی ایران و ترکیه قرار گرفته‌اند که ۸ درصد از کل مساحت منطقه را تشکیل می‌دهند. هرچند این شاخص منحصراً برای شناسایی برف طراحی نشده است، با توجه به ارتفاع مناطق نام‌برده و فصل زمستان، می‌توان به راحتی اذعان کرد که مناطق نام‌برده پهنه‌های برفی‌اند. مقایسه شکل ۴- الف با شکل ۲- الف، که عمق برف در همین ماه را براساس پایگاه ECMWF ارائه داده است، نشان از همخوانی قابل توجهی در مناطق نام‌برده دارد. براساس نتایج جدول ۱، همبستگی بین عمق برف و شاخص NDVI ۰/۵۰۹- به دست آمده است. همچنین، در روش

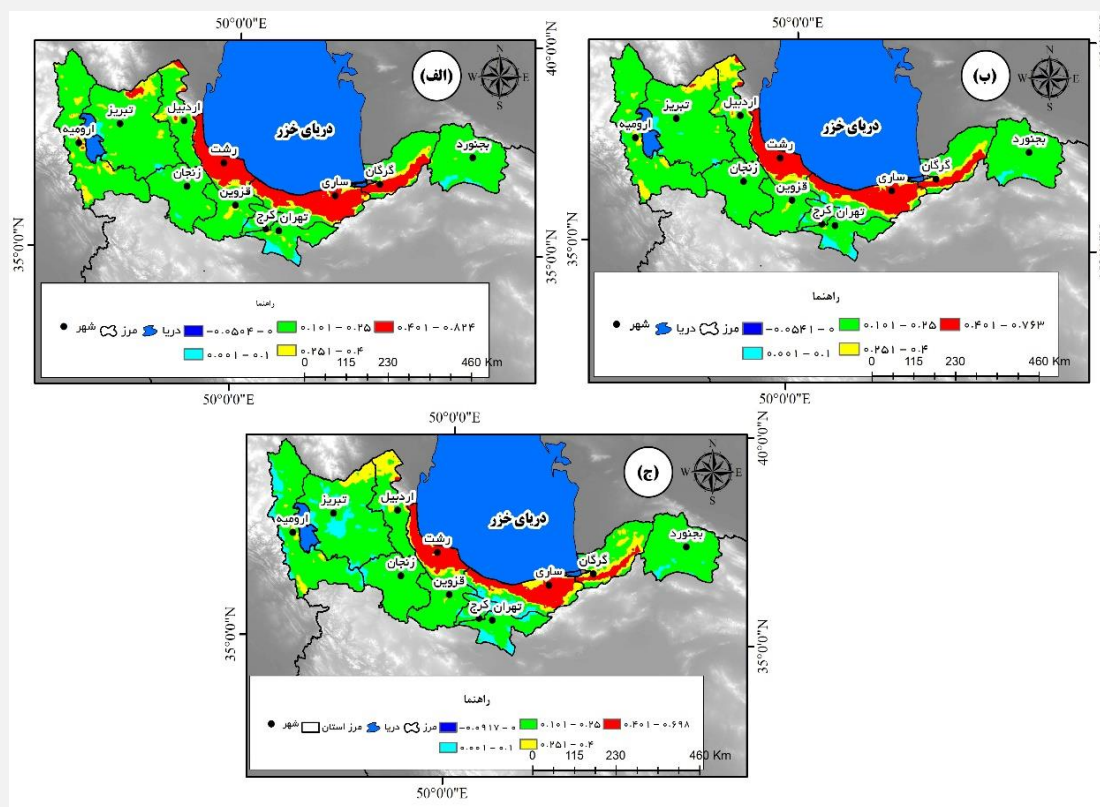
رگرسیون وزن دار جغرافیایی نیز، که ارتباط پیکسل به پیکسل از عمق برف و پوشش گیاهی را ارائه داده است، مقدار ۰/۹۹ به دست آمده است که نشان از ارتباط قوی این دو پارامتر دارد. در ماه فوریه (شکل ۴-ب) ۶/۲۴ درصد از منطقه مورد مطالعه از آب، برف، یخ، ۳۰/۴۱ درصد از خاک، ۴۴/۹۶ درصد از پوشش گیاهی تنک، ۱۰/۰۵ درصد از پوشش گیاهی متوسط، و ۸/۳۱ درصد از پوشش متراکم تشکیل شده است. در این ماه از درصد مناطقی که نشان دهنده آب، برف، و یخ هستند حدود ۲ درصد کاسته شده است. در مقابل، مناطقی با پوشش گیاهی تنک افزوده شده است. مناطق برف گیر همچنان در البر مرکزی، ارتفاعات شمال غرب، و مناطق مرزی ایران با ترکیه مشاهده می‌شوند. در آخرین ماه از فصل زمستان (ماه مارس شکل ۴-ج)، با گرم‌تر شدن هوا از مساحت مناطق منفی، که مبین برف و یخ هستند، به شدت کاسته شده و بر درصد مناطقی با پوشش گیاهی تنک، متوسط، و متراکم افزوده شده است؛ به طوری که ۱۳/۳۳ درصد از منطقه مورد مطالعه شامل آب، برف، و یخ است، ۹/۸۵ درصد خاک، ۶۴/۴۲ درصد پوشش گیاهی تنک، ۱۲/۵۶ درصد پوشش گیاهی متوسط، و ۱/۸۲ درصد پوشش متراکم. مناطق برف و یخی در این ماه در اطراف قلّه علم‌کوه، دماوند، سهند، و باریکه مرزی استان آذربایجان غربی قرار گرفته است.

با شروع فصل بهار و افزایش نسبی دما مناطق برف‌گیر کاهش قابل توجهی می‌یابند و در مقابل پوشش گیاهی نیز افزایش می‌یابد. در ماه آوریل (شکل ۴-د) ۰/۷۷ درصد از منطقه مورد مطالعه از آب، برف، و یخ، ۲/۵۵ درصد از خاک، ۴۶/۲۸ درصد از پوشش گیاهی تنک، ۳۱/۴۶ درصد از پوشش گیاهی متوسط، و ۱۹/۶۲ درصد از پوشش متراکم تشکیل شده است. در این ماه مناطقی با پوشش گیاهی متراکم از استان گلستان تا پارس‌آباد در استان اردبیل ادامه دارد. مناطق با شاخص منفی فقط به صورت پیکسل‌هایی در علم‌کوه، دماوند، و سهند مشاهده می‌شوند که مقادیر ناچیزی (۰/۰۷ درصد) را تشکیل می‌دهند. پوشش گیاهی تنک با ۴۶/۲۸ درصد بخش قابل توجهی از منطقه مورد مطالعه را دربر گرفته است و پس از آن مناطقی با پوشش گیاهی متوسط ۳۱/۴۶ درصد از پهنه شمالی کشور را دربر گرفته است.



شکل ۴. شاخص بهنجار شده تفاضل پوشش گیاهی (NDVI) بر اساس سنجنده MODIS ماهواره TERRA (الف؛ ماه ژانویه؛ ب) ماه فوریه؛ ج) ماه مارس؛ د) ماه آوریل

در ماه‌های فصل پاییز نیز مناطقی که شاخص مقدار منفی را نشان داده است که بتوان براساس مناطق برف‌گیر شناسایی کرد چندان قابل توجه نیستند و بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۳ درصد در نوسان است. شاخص NDVI در ماه اکتبر (شکل ۵- الف) ۰/۱۳ درصد آب، برف، و یخ، ۲/۵۵ درصد خاک، ۴۶/۲۸ درصد پوشش گیاهی تنک، ۳۱/۴۶ درصد پوشش گیاهی متوسط، و ۱۹/۶۲ درصد پوشش متراکم از مساحت پهنه شمالی کشور را به خود اختصاص داده است. بخش اعظم مناطقی با پوشش گیاهی متراکم در استان‌های گیلان و مازندران قرار گرفته است. در سراسر فصل پاییز مقادیر برفی منحصراً برای مناطق مرتفع و قله منطقه مورد مطالعه است. شاخص NDVI در ماه نوامبر (شکل ۵- ب) مقدار ۰/۱۹ درصد را برای آب، برف، و یخ، ۳/۶۷ درصد خاک، ۷۵/۵۸ درصد پوشش گیاهی تنک، ۸/۸۴ درصد پوشش گیاهی متوسط، و ۱۱/۸۷ درصد پوشش متراکم نشان داده است. بیشینه مناطق تحت اشغال در این ماه از سال را پوشش گیاهی تنک با ۷۵ درصد دربر گرفته است. ماه دسامبر (شکل ۵- ج)، که آخرین ماه مورد بررسی در این پژوهش است، شاخص NDVI مقدار ۰/۳۷ درصد آب، برف، و یخ، ۱۰/۰۳ درصد خاک، ۷۰/۸۷ درصد پوشش گیاهی تنک، ۶/۱۸ درصد پوشش گیاهی متوسط، و ۹/۸۷ درصد پوشش متراکم را برای پهنه شمالی کشور نشان داده است. در این ماه از سال مناطقی با پوشش گیاهی متراکم به مناطق ساحلی و پست استان‌های گلستان، گیلان، و مازندران محدود شده است. مناطق برفی و یخ با توجه به شروع افزایش بارش‌ها و کاهش دما رشد اندکی را نشان داده‌اند.



شکل ۵. شاخص بهنجار شده تفاضل پوشش گیاهی (NDVI) براساس سنجنده MODIS ماهواره TERRA؛ الف) ماه اکتبر؛ ب) ماه نوامبر؛ ج) ماه دسامبر

نتیجه‌گیری

عمق و تغییرپذیری برف در ایران تاکنون به شکل دقیق یا به صورت یک دیدگاه کلان آب و هواشناسی ارزیابی نشده است. ارزیابی‌های طولانی‌مدت در یک نگاه آب و هواشناسی می‌تواند تغییرات روزانه، ماهانه، فصلی، سالانه، و دهه‌ای را به خوبی مشخص کند. با این حال، پراکنش نامناسب ایستگاه‌های همدید و برف‌سنجی برای اندازه‌گیری عمق برف در یک دوره طولانی‌مدت باعث شده است که تاکنون کمتر پژوهشی به ارزیابی این پارامتر مهم آب و هوایی در کشور پردازد، زیرا عمق برف در مسائل بسیاری از جمله خشک‌سالی دوره گرم سال، شار انرژی حرارتی، تغذیه سفره‌آب‌های زیرزمینی، سیلاب، و ده‌ها موضوع مهم دیگر می‌تواند کاربرد داشته باشد.

نتایج نشان داد فصل زمستان با متوسط ۱/۳۴ سانتی‌متر بیشینه عمق برف در طی فصول سال را به خود اختصاص داده است. همچنین، زمستان بیشترین تغییرپذیری عمق برف را نیز داراست. بیشترین عمق برف به دست آمده نیز با متوسط ۱/۷۴ سانتی‌متر در ماه فوریه است. براساس نتایج به دست آمده، با استفاده از آماره چارک‌ها در فصل زمستان، یک‌چهارم پهنه شمالی ایران مقدار عمق برف بیشتر از ۱/۹۸ سانتی‌متری دارد که در بین فصول مقدار بیشینه است. خودهمبستگی فضایی عمق برف با استفاده از روش موران جهانی فرضیه H_0 مبنی بر عدم ارتباط فضایی عمق برف در پهنه شمالی ایران را رد کرده و روش گری سی نیز نشان داده است مناطق برف‌گیر با عمق برف بسیار زیاد از نظر الگوهای جغرافیایی دارای نظم نسبی‌اند و یک رفتار خوشه‌ای از خود نشان می‌دهند. روابط همبستگی به دست آمده عمق برف با طول جغرافیایی و شاخص پوشش گیاهی NDVI دارای یک رابطه معکوس معنی‌دار است و رابطه آن با عرض جغرافیایی و ارتفاع یک رابطه مستقیم معنادار است. مدل‌سازی‌ها با روش‌های GWR و OLS نیز نشان داد که روش GWR از توانایی بسیار زیادی برای توجیه ارتباط فضایی عمق برف با پارامترهای جغرافیایی برخوردار است. نتایج مدل GWR نشان داد که رابطه بین عمق برف و پارامترهای جغرافیایی به خصوص ارتفاع از یک مدل خطی پیروی نمی‌کند؛ این نتیجه با مطالعه کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۵ الف) همخوانی دارد. همچنین، با افزایش دما رابطه بین عمق برف و شاخص NDVI کاهش می‌یابد که می‌توان به طور مثال به ماه‌های اکتبر و آوریل اشاره کرد. در مقابل، در ژانویه و فوریه این مقدار افزایش می‌یابد که نتیجه به دست آمده با مطالعه کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۶ ج) هم‌راستاست. مناطقی که عمق برفی قابل توجهی را نشان داده‌اند علم‌کوه در رشته‌کوه البرز و شمال غربی ایران‌اند که پیش‌تر کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۶ الف) این دو منطقه را برف‌خوان‌های اصلی کشور یاد کرده‌اند؛ به طوری که علم‌کوه را بلندترین برف‌خوان ایران شناسایی کرده‌اند. منطقه دیگر با عمق برف بالا نوار مرزی ایران با کشور ترکیه است که در غالب ماه‌های مورد مطالعه عمق برف مقدار بیشینه را نشان داده است.

منابع

- احمدی، م.؛ داداشی رودباری، ع. و ابراهیمی، ر. (۱۳۹۶). مدل‌سازی روابط فضایی اثر توپوگرافی بر دورنمای نیاز گرمایشی ایران با استفاده از مدل میان‌مقیاس منطقه‌ای RegCM4، *برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، ۲۱(۳): ۲۷-۵۳.
- احمدی، م. و داداشی رودباری، ع. (۱۳۹۵). آثار ترکیبات بیوفیزیکی در شکل‌گیری جزایر حرارتی شهری (مطالعه موردی شهر مشهد)، *سنجش از دور و GIS/ایران*، ۸(۳): ۳۹-۵۸.
- تقی‌زاده مهرجردی، ر.؛ قرائی‌منش، س. و فتح‌زاده، ع. (۱۳۹۴). پیش‌بینی توزیع مکانی عمق برف با استفاده از روش رگرسیون کریجینگ و عوارض زمین در منطقه سخوید یزد، *مجله علوم و مهندسی آب‌خیزداری ایران*، ۹(۲۸): ۴۱-۴۸.
- خوشخو، ی. (۱۳۹۵). شبیه‌سازی عمق برف با استفاده از مدل برف تک‌لایه (SLSM) در ایستگاه سقز، *تحقیقات آب و خاک ایران*، ۴۷(۳): ۵۱۷-۵۲۷.
- کیخسروی کیانی، م.ص. و مسعودیان، ا. (۱۳۹۵ الف). واکاوی پیوند روزهای برف‌پوشان با ارتفاع، شیب، و وجه شیب در ایران‌زمین، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۸(۱): ۱-۱۴.
- کیخسروی کیانی، م.ص. و مسعودیان، ا. (۱۳۹۵ ب). واکاوی روند تغییرات روزهای برف‌پوشان در ایران بر پایه داده‌های دورسنجی، *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، ۲۸(۱): ۴۹-۶۰.
- کیخسروی کیانی، م.ص. و مسعودیان، ا. (۱۳۹۶ الف). شناسایی برف‌خوان‌های ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۹(۳): ۳۹۵-۴۰۸.
- کیخسروی کیانی، م.ص. و مسعودیان، ا. (۱۳۹۶ ب). فصل‌بندی روزهای برف‌پوشان ایران‌زمین به کمک داده‌های دورسنجی، *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، ۲۷(۳): ۳۳-۴۸.
- کیخسروی کیانی، م.ص. و مسعودیان، ا. (۱۳۹۶ ج). واکاوی نقش دمای رویه زمین در پراکنش پوشش برف در ایران به کمک داده‌های ماهواره‌ای، *جغرافیا و توسعه*، ۴۹: ۱۸۹-۲۰۴.
- میرموسوی، ح. و صبور، ل. (۱۳۹۳). پایش تغییرات پوشش برف با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس در منطقه شمال غرب ایران، *جغرافیا و توسعه*، ۳۵: ۱۸۱-۲۰۰.
- Agrawala, S. (2007). *Climate change in the European Alps: adapting winter tourism and natural hazards management*, Organisation for Economic Cooperation and Development (OECD).
- Ahmadi, M. and Dadashiroudbari, A. (2016). The biophysical effect of compound the formation of urban heat islands (Case Study: Mashhad), *Iranian Remote Sensing & GIS*, 8(3): 39-58 (in Persian).
- Ahmadi, M.; Dadashiroudbari, A. and Ebrahimi, R. (2017). Modeling Spatial Relationship of Topography Effect on Iran Heating Needs Perspective Using Regional Scale Model RegCM4, *MJSP*, 21(3): 27-53 (in Persian).
- Ahmadi, M.; Kashki, A. and Roudbari, A.D. (2018). Spatial modeling of seasonal precipitation-elevation in Iran based on aphrodite database, *Modeling Earth Systems and Environment*, 4(2): 619-633.
- Armstrong, R.L. and Brun, E. (Eds.). (2008). *Snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modeling*, Cambridge University Press.
- Brown, R.; Derksen, C. and Wang, L. (2010). A multi-data set analysis of variability and change in Arctic spring snow cover extent, 1967-2008, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D16).

- Brun, E.; Vionnet, V.; Boone, A.; Decharme, B.; Peings, Y.; Valette, R.; ... and Morin, S. (2013). Simulation of northern Eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses, *Journal of Hydrometeorology*, 14(1): 203-219.
- Charlton, M.; Fotheringham, S. and Brunson, C. (2009). Geographically weighted regression. White paper. National Centre for Geocomputation. National University of Ireland Maynooth.
- Cohen, J.; Screen, J.A.; Furtado, J.C.; Barlow, M.; Whittleston, D.; Coumou, D. ... and Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather, *Nature geoscience*, 7(9): 627.
- Daley, R. (1991). Atmospheric data analysis, Cambridge atmospheric and space science series, *Cambridge University Press*, 6966(25): 809-822.
- Drusch, M.; Vasiljevic, D. and Viterbo, P. (2004). ECMWF's global snow analysis: Assessment and revision based on satellite observations, *Journal of Applied Meteorology*, 43(9): 1282-1294.
- Fallah Ghalhari, G.F. and Roudbari, A.D. (2018). An investigation on thermal patterns in Iran based on spatial autocorrelation, *Theoretical and Applied Climatology*, 131(3-4): 865-876.
- Fallah Ghalhari, G.F.; Roudbari, A.D. and Asadi, M. (2016). Identifying the spatial and temporal distribution characteristics of precipitation in Iran, *Arabian Journal of Geosciences*, 9(12): 595.
- Foster, D.J. and Davy, R.D. (1988). *Global Snow Depth Climatology*. US Air Force Environmental Technical Application Center, TN-88/006.
- Fotheringham, A.S.; Charlton, M.E. and Brunson, C. (2001). Spatial variations in school performance: a local analysis using geographically weighted regression, *Geographical and Environmental Modelling*, 5(1): 43-66.
- Jonas, T.; Rixen, C.; Sturm, M. and Stoeckli, V. (2008). How alpine plant growth is linked to snow cover and climate variability, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(G3).
- Keikhosravi Kinay, M. and Masoudian, S. (2017 c). Exploring the Role of Land Surface Temperature on Distribution of Snow Coverage in Iran by Remote Sensing Data, *Geography and Development Iranian Journal*, 15(49): 189-204 (in Persian).
- Keikhosravi Kiany, M. and Masoodian, A. (2017 b). Trend Analysis of Snow-covered Days in Iran based on Remote Sensing Data, *Geography and Environmental Planning*, 28(1): 49-60 (in Persian).
- Keikhosrvai Kiany, M. and Masoudian, A. (2016 b). Identification of Seasonal Snow-covered Seasons of Iran based on MODIS Data, *Geography and Environmental Planning*, 27(3): 33-48 (in Persian).
- Keikhosrvai Kiany, M. and Masoudian, S. (2016 a). Exploring the Relation of Snow-Covered Days with Elevation, Slope and Aspect in Iran, *Physical Geography Research Quarterly*, 48(1): 1-14 (in Persian).
- Keikhosrvai Kiany, M. and Masoudian, S. (2017 a). Identification of snow reservoirs in Iran, *Physical Geography Research Quarterly*, 49(3): 395-408 (in Persian).
- Khan, V.; Holko, L.; Rubinstein, K. and Breiling, M. (2008). Snow cover characteristics over the main Russian river basins as represented by reanalyses and measured data, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(6): 1819-1833.
- King, J.; Pomeroy, J.; Gray, D.M.; Fierz, C.; Föhn, P.; Harding, R. ... and Plüss, C. (2008). *Snow-atmosphere energy and mass balance*.
- Lunetta, R.S.; Knight, J.F.; Ediriwickrema, J.; Lyon, J.G. and Worthy, L.D. (2006). Land-cover change detection using multi-temporal MODIS NDVI data, *Remote sensing of environment*, 105(2): 142-154.
- Mirmousavi, S. and Saboor, L. (2014). Monitoring the Changes of Snow Cover by Using MODIS Sensing Images at North West of Iran, *Geography and Development Iranian Journal*, 12(35): 181-

- 200 (in Persian). Moran, P. A. P. (1950). "Notes in Continuous Stochastic Phenomena". *Biometrika*, 37(1): 17-23. doi:10.2307/2332142. JSTOR 2332142
- Nayak, A.; Marks, D.; Chandler, D.G. and Seyfried, M. (2010). Long-term snow, climate, and streamflow trends at the Reynolds Creek experimental watershed, Owyhee Mountains, Idaho, United States, *Water Resources Research*, 46(6).
- Peings, Y.; Douville, H.; Alkama, R. and Decharme, B. (2011). Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the twentieth century, *Climate dynamics*, 37(5-6): 985-1004.
- Simmons, A.J., Willett, K.M., Jones, P.D., Thorne, P.W. and Dee, D.P. (2010). "Low-frequency variations in surface atmospheric humidity, temperature and precipitation: Inferences from reanalysis and monthly gridded observational datasets". *J. Geophys. Res.*, 115. 1–21. doi: 10.1029/2009JD012442.
- Walters, D.N.; Best, M.J.; Bushell, A.C.; Copsey, D.; Edwards, J.M.; Falloon, P.D.; ... and Roberts, M.J. (2011). The Met Office Unified Model global atmosphere 3.0/3.1 and JULES global land 3.0/3.1 configurations, *Geoscientific Model Development*, 4(4): 919-941.
- Wegmann, M.; Orsolini, Y.; Dutra, E.; Bulygina, O.; Sterin, A. and Brönnimann, S. (2017). *Eurasian snow depth in long-term climate reanalyses*.
- Zhong, X.; Zhang, T.; Kang, S.; Wang, K.; Zheng, L.; Hu, Y. and Wang, H. (2018). Spatiotemporal variability of snow depth across the Eurasian continent from 1966 to 2012, *The Cryosphere*, 12(1): 227-245.
- Zuo, Z.; Yang, S.; Zhang, R.; Xiao, D.; Guo, D. and Ma, L. (2015). Response of summer rainfall over China to spring snow anomalies over Siberia in the NCEP CFSv2 reforecast, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(688): 939-944.
- Fischer, M. M., & Getis, A. (Eds.). (2009). *Handbook of applied spatial analysis: software tools, methods and applications*. Springer Science & Business Media.
- Tokunaga, M., & Thug, V. T. (2002). Finding the relationship between vegetation index and coherence signature to utilize the product of radar interferometry in land cover application. *Asian Association on Remote Sensing*.
- Chu, H. J. (2012). Assessing the relationships between elevation and extreme precipitation with various durations in southern Taiwan using spatial regression models. *Hydrological Processes*, 26(21), 3174-3181.