

Research Paper



Analysis of Snowline Altitude Phenology in Northwestern Iran



Bromand Salahi¹ , Amirhossein Halabian² , Abbas Kashani³

1. Professor of Climatology, Department of Physical Geography, Faculty of Social Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran. Email. salahi@uma.ac.ir
2. Associate Professor, Department of Geography, Payame Noor University, Tehran, Iran. Email. am_halabian@pnu.ac.ir
3. Ph. D Student of Climatology, Department of Physical Geography, Faculty of Social Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran. Email. abasskashani122@uma.ac.ir

Keywords

Phenology, Snow Cover, Snowline Altitude, Northwest Iran.

A B S T R A C T

Introduction

One of the important environmental components that is strongly influenced by topographic factors is the snow line altitude. This phenological measure has a high impact on other environmental components such as climatic, hydrological, water resources, biological (plant and animal) parameters, etc. The snow line altitude has an impact on the water regime and base flow of the main river, the temperature regime of the downstream lands, and even the radiation balance of the region. The snow line is the boundary between snow-covered and snow-free lands, and can be examined and estimated in daily, monthly, annual, and multi-year time intervals. Monthly and annual changes in the snow line altitude indicate the temporal changes in snow cover and the duration of snowfall. Analyzing the changes in the snow line simultaneously with the extent of the snow cover, in addition to knowing the snow cover elevation levels in each month, reveals the effect of snow cover changes on the snow line in each month. By simultaneously using snow cover telemetry data and digital elevation model, it is possible to analyze the snow cover status in elevation bands and snow line altitude changes at different time scales. This study was conducted with the aim of analyzing the phenological snow line altitude in the northwestern part of Iran at different monthly, seasonal and annual time scales.

Methodology

In this study, MODIS daily snow products called MOD10A1 and MYD10A1 were used to analyze the phenological snow line altitude. The data were downloaded from the NASA website and were adjusted daily from 2003 to 2020 in the database. First, a threshold of at least 0.1 was used to convert snow cover to binary (presence and absence

Received: 2025/01/16

Accepted: 2025/10/06

Published: 2026/01/12

*Correspondin Author: Bromand Salahi E-mail: salahi@uma.ac.ir

How to cite this article: Salahi, B; Halabian, AH; & Kashani, A. (2026). Analysis of Snowline Altitude Phenology in Northwestern Iran. *Hydrogeomorphology*, 12(45): 20 – 42.

DOI: [10.22034/hyd.2025.65504.1775](https://doi.org/10.22034/hyd.2025.65504.1775)



Copyright: © by the authors

Publisher: University of Tabriz

of snow cover). With data fusion and integration algorithms, spatial neighborhood filtering and temporal filtering reduced the effect of cloudiness. Data from the Japan Aerospace Exploration Agency were also used for the Digital Elevation Model (DEM). Then, the snow line altitude was estimated in two ways: 1) the zero-degree Celsius isotherm using LST data and 2) for each cell in the raster grid, whether there was snow cover or whether LST was zero or below zero degrees Celsius; monthly, seasonal, annual and long-term, and area maps were prepared and drawn.

Results and Discussion

The snow line altitude pattern in January was at its maximum phase in both algorithms used in this study, and this phenological parameter of snow in the Northwest Territory reached 1729 meters based on the first algorithm. According to the second algorithm, a negative temperature anomaly combined with snowfall has led to the advancement of the snow line to lower altitudes and the snow line altitude has reached 1974 meters. The maximum snow line altitude phase in January has occurred towards lower altitude levels compared to other months of the year in both algorithms. The lowest Snow Line Altitude (SLA) in the northwestern part of Iran in both algorithms is related to the months of January, December and February respectively, which is the result of the snow line spreading to lower altitude belts. According to the first method, the maximum advancement of the snow line altitude has occurred from August to September and according to the second method, the maximum advancement of the snow line altitude has occurred from October to November. The Snow Line (SL) is extended to lower altitude belts in the winter season and in the first and second methods, it has been shifted to altitude levels of 1894 and 2230 meters in the maximum phase due to a significant drop in ambient temperature and the presence of suitable conditions for the maximum expansion of snow cover, respectively. Based on the summer snow line pattern, the snow line altitude is in the minimum phase and in the first and second methods, it has been shifted to altitude levels of 3425 and 4805 meters, respectively, due to air warming and subsequent snow melting and a sharp drop in snow cover levels.

Conclusions

Considering the evidence and climatic realities of the studied area, the second algorithm, in which the presence of snow cover along with zero or below zero degrees Celsius ground surface temperature is used, can be more efficient and suitable for use in estimating the snow line altitude compared to the first algorithm. According to the first and second algorithms, the snow line altitude was in the maximum phase in January and in the minimum phase in July and August. The increase in air temperature, snow melting and a sharp decrease in the snow cover extent in July and August caused the regression of this phenological snow characteristic to an altitude level of 4811 meters (Sabalan Mountains). In the second algorithm, the maximum advance of the snow line altitude occurred from October to November by 1374 meters towards lower altitude classes. The snow line altitude in winter (maximum phase) was moved to an altitude level of 2230 meters according to the second algorithm and to an altitude level of 4805 meters in the summer pattern (minimum phase). According to the second algorithm, the years 2011 and 2010 had the lowest and highest snow line altitudes with an altitude of 3408 meters and 3692 meters, respectively. Analysis of the long-term pattern (2003-2020) showed that the maximum snow line altitude occurred at an altitude of 4811 meters from June 20 to September 21, and its minimum at an altitude of 1922 meters on January 19.

مقاله پژوهشی



واکاوی فنولوژیک ارتفاع برف‌مرز در قلمرو شمال غربی ایران



برومند صلاحی^{۱*}، امیرحسین حلبیان^۲، عباس کاشانی^۳

۱- استاد آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی. salahi@uma.ac.ir

۲- دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران. am_halabian@pnu.ac.ir

۳- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی. abasskashani122@uma.ac.ir

چکیده

کلیدواژه‌ها

در این پژوهش از فرآورده‌های روزانه برف مادیس (MOD10A1 و MYD10A1) در دوره ۲۰۲۰-۲۰۰۳ استفاده و ارتفاع برف‌مرز در قلمرو شمال غرب ایران (به دو روش ۱) خط همدمای 0° به کمک داده‌های LST و ۲) به ازای هر یاخته هم برف‌پوش وجود داشته باشد و هم LST 0° یا زیر 0° باشد) به صورت ماهانه، فصلی، سالانه و بلندمدت برآورد و نقشه‌های پهنه‌ای ترسیم شد. بر اساس الگوریتم اول و دوم، ارتفاع برف‌مرز در ژانویه در فاز بیشینه و در جولای و اگوست در فاز کمینه قرار داشته است. بر اساس الگوریتم دوم، در ژانویه ناهنجاری‌های منفی دمایی همراه با بارش برف منجر به گسترش برف‌مرز تا تراز ارتفاعی ۱۹۷۴ متر شده است. افزایش دمای هوا، ذوب برف و افت شدید گستره برف‌پوش در جولای و اگوست سبب پسروی این مشخصه فنولوژیک برف به تراز ارتفاعی ۴۸۱۱ متر (کوهستان سبلان) شده است. در الگوریتم دوم، بیشینه پیشروی ارتفاع برف‌مرز از اکتبر به‌سوی نوامبر به میزان ۱۳۷۴ متر به‌سوی طبقات ارتفاعی پایین‌تر اتفاق افتاده است. ارتفاع برف‌مرز در فصل زمستان (فاز بیشینه) بر اساس الگوریتم دوم به تراز ارتفاعی ۲۲۳۰ متر و در الگوی تابستانه (فاز کمینه) به تراز ارتفاعی ۴۸۰۵ متر منتقل شده است. بر اساس الگوریتم دوم، سال‌های ۲۰۱۱ و ۲۰۱۰ به ترتیب با ارتفاع ۳۴۰۸ متر و ۳۶۹۲ متر کمترین و بیشترین ارتفاع برف‌مرز را به خود اختصاص داده‌اند.

ارتفاع برف‌مرز، برف‌پوش،
فنولوژی، شمال غرب ایران.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۰/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۷/۱۴

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۱۰/۲۲

*نویسنده مسئول: برومند صلاحی تاریخ ارجاع به این مقاله: صلاحی، برومند؛ حلبیان، امیرحسین؛ کاشانی، عباس (۱۴۰۴). واکاوی فنولوژیک ارتفاع برف‌مرز در قلمرو شمال غربی ایران. salahi@uma.ac.ir رایانامه: 22-42: (۴۵)۱۲: هیدروژئومورفولوژی، ۱۲: (۴۵)۱۲: 22-42.

شناسه دیجیتال مقاله: 10.22034/hyd.2025.65504.1775



Copyright: ©2025 by the authors

Publisher: University of Tabriz

برف پوش^۱ به سبب ویژگی‌های فیزیکی نقش مؤثری بر تبادل انرژی و بیلان دمایی دارد (فوستر^۲ و همکاران، ۱۹۹۹: ۱۱۶۵)؛ به عبارت دیگر، برف پوش ضمن ارتباط نزدیک با فرایندهای آب‌شناختی، زیست‌شناختی، شیمیایی و زمین‌شناختی، ارتباط عمیقی با چرخه هیدرولوژیکی و بیلان انرژی دارد (یانگ^۳ و همکاران، ۲۰۱۸: ۹۴۶). برف پوش فصلی عامل مهمی در بیلان دمایی سطوح، چرخه هیدرولوژیکی و سامانه‌های اقلیمی بشمار می‌رود (بالک و الدر^۴، ۲۰۰۰: ۱۳؛ استوکر^۵ و همکاران، ۲۰۱۴: ۱). از آن جایی که بر اساس پژوهش‌های اخیر افزایش دما در قلمروهای کوهستانی دو برابر میانگین جهانی است و این شرایط با افزایش ارتفاع، تشدید می‌شود (پپین^۶ و همکاران، ۲۰۱۵: ۲۴۴؛ کوهر^۷ و همکاران، ۲۰۱۴: ۱)؛ در دهه‌های گذشته، پهنه‌های کوهستانی به‌عنوان دیده‌بان تغییرات اقلیمی بیش از پیش مورد توجه قرار گرفته‌اند. گستره و تغییرپذیری برف پوش پارامترهای اساسی در سامانه‌های آب‌شناختی و اقلیمی است (یودنئس^۸ و همکاران، ۲۰۰۷: ۲۱ و براون و آرمسترانگ^۹، ۲۰۱۰: ۱). برف پوش پهنه‌های کوهستانی در بیلان آبی بسیاری از مناطق جهانی نقش برجسته‌ای دارند (رامیچ و ایساکس^{۱۰}، ۲۰۰۳: ۱۰۲). در عین حال، تغییرات رژیم آبی منتج از گذارش برف و نوسانات آن، تولید در حوزه‌هایی نظیر کشاورزی، گردشگری و الکتریسته آبی را کنترل می‌کند (بارنت^{۱۱} و همکاران، ۲۰۰۵: ۳۰۳؛ لی^{۱۲} و همکاران، ۲۰۱۷: ۶۱۶۳؛ هاس^{۱۳} و همکاران، ۲۰۱۷: ۴۱۸؛ بورمن^{۱۴} و همکاران، ۲۰۱۸: ۹۲۴). برای فهم تغییرات در محیط‌های کوهستانی، مشاهدات ایستگاه‌های زمینی، داده‌های دورسنجی و مدل‌های شبیه‌سازی شده در نواحی کوهستانی در چند دهه اخیر مورد استفاده قرار گرفته است (هاس و همکاران، ۲۰۱۷: ۴۱۸؛ بنیستون^{۱۵} و همکاران، ۲۰۱۸: ۷۵۹؛ هاموند^{۱۶} و همکاران، ۲۰۱۸: ۴۳۶۹؛ موته^{۱۷} و همکاران، ۲۰۱۸: ۱). ویژگی‌های فیزیکی برف، سبب شده است که پایش این پدیده از راه سنجش از دور امکان‌پذیر شود. ماهواره بهترین وسیله‌ای است که می‌تواند پوشش برفی مناطق گسترده‌ای را که با روش‌های زمینی تعیین محدوده آن‌ها امکان‌پذیر نیست، در زمان‌های گوناگون نشان دهد (سیمپسون^{۱۸} و همکاران، ۱۹۹۸: ۱). تصاویر سنجش از دوری می‌تواند اطلاعات مهمی در مورد الگوی توزیع فضایی برف فراهم آورد، بنابراین یک ابزار بسیار ارزشمند در نواحی مرتفع به‌حساب می‌آید، جایی که ایستگاه‌های زمینی کمی در دسترس هستند و یا آن که اصلاً ایستگاهی وجود ندارد (شاه‌زیدی، ۱۴۰۲: ۱۶۶). فنولوژی^{۱۹}، مطالعه پدیده‌ها و یا وقایع طبیعی است که به صورت دوره یا سیکلی اتفاق می‌افتد و در ارتباط با تغییرات زمانی و اقلیمی هستند. فنولوژی برف پوش، تغییرات دوره‌ای یا سیکلی برف پوش در بدنه سطح توپوگرافی یا ارتفاعات یک ناحیه را در بر می‌گیرد. فنولوژی برف پوش پارامترهای شمار روزهای برف پوشان^{۲۰}، ماندگاری برف پوش^{۲۱}، گستره برف پوش^{۲۲}، نخستین روز بارش برف^{۲۳}، آخرین روز بارش برف^{۲۴} و ارتفاع برف مرز^{۲۵} و ... می‌گردد (نوتارینکولا^{۲۶}، ۲۰۲۰: ۱۱۱۷۸۱). شمار روزهای برف پوشان یا SCDs نشانگر شمار روزی است که یک یاخته در یک دوره زمانی خاص دارای پوشش برفی است یا به عبارتی دارای SC می‌باشد. برف مرز، مرز گذار زمین‌های دارای برف پوش و اراضی فاقد پوشش برف است و در بازه‌های زمانی روزانه، ماهانه، سالانه و چندین ساله قابل بررسی و برآورد است (هانتل^{۲۷} و همکاران، ۲۰۱۲: ۵۱۷). تغییرات ماهانه و سالانه ارتفاع برف مرز تغییرات زمانی برف پوش و مدت زمان بارش برف را نشان می‌دهد (کراژکی^{۲۸} و همکاران، ۲۰۱۴: ۱۷۶۹). واکاوی تغییرات برف مرز هم‌زمان با گستره برف پوش علاوه بر آگاهی از سطوح ارتفاعی برف گیر در هر ماه، تأثیر تغییرات برف پوش را بر برف مرز در هر ماه آشکار می‌کند. با بهره‌گیری هم‌زمان داده‌های دورسنجی برف پوش و مدل رقومی ارتفاعی، می‌توان نسبت به واکاوی وضعیت برف پوش در طبقات ارتفاعی و نیز تغییرات ارتفاعی برف مرز در مقیاس‌های زمانی مختلف اقدام کرد.

پژوهش‌های متعددی در خصوص تغییرات فنولوژیک ارتفاع برف مرز^{۲۹} با بهره‌گیری از داده‌های دورسنجی انجام شده است. با استفاده از داده‌های سنجنده مادیس در دوره زمانی ۸ روزه با توان تفکیک فضایی 0.5×0.5 درجه قوسی همگام با مدل رقومی ارتفاع، تغییرات برف مرز در حوضه رودخانه ایندوس توسط ایمرزیل^{۳۰} و همکاران (۲۰۰۹) واکاوی شد. نتایج نشان داد ارتفاع برف مرز از ۲۳۳۶

1- Snow Cover
2 - Foster
3 - Yang
4 - Balk & Elder
5 - Stocker
6 - Pepin
7 - Kohler
8 - Udaes

9 - Brown & Armstrong
10 - Ramage & Isacks
11 - Barnett
12 - Li
13 - Huss
14 - Bormann
15 - Beniston
16 - Hammond

17 - Mote
18 - Simpson
19 - Phenology
20 - Snow Cover Days
21 - Snow Cover Duration
22 - Snow Cover Area
23 - First Snow Day
24 - Last Snow Day

25 - Snowline Altitude
26 - Notarnicola
27 - Hantel
28 - Krajci
29 - Snowline
30 - Immerzeel

متر در زمستان تا ۴۱۰۹ متر در تابستان در نوسان است. برای برآورد ارتفاع برف در فلات تبت، ضمن استفاده از داده‌های سنجنده مادیس با تفکیک فضایی ۵۰۰ متر، پهنه‌هایی که بیش از ۵۰ درصد مواقع دارای پوشش برفی بودند توسط پو و زو^۱ (۲۰۰۹) به عنوان خط برف در نظر گرفته شد. یافته‌ها نشان داد در ماه ژانویه ارتفاع خط برف در دامنه‌های شمالی به پایین‌ترین مقدار (۲۳۰۰ متر) می‌رسد. به منظور آشکارسازی ورودش برف‌مرز در حوضه رودخانه بیگ وود^۲ در غرب آمریکای شمالی برای روز اول ماه آوریل سال‌های ۲۰۰۳-۲۰۰۵ از داده‌های سنجنده مادیس و داده‌های مدل رقومی ارتفاع در تفکیک مکانی ۳۰ متر بهره گرفته شد (هارشبرگر^۳ و همکاران، ۲۰۱۰). آنان به جهت این که ارتفاع برف‌مرز بسیار متغیر است از خط برف میانه استفاده کردند. یافته‌ها نشان داد کم‌ترین ارتفاع برف‌مرز مربوط به سال ۲۰۰۵ با ارتفاع ۱۹۵۶ متر می‌باشد.

پژوهشگرانی نظیر میندر^۴ و همکاران (۲۰۱۱) برای برآورد ارتفاع برف‌مرز از خط همدمای صفر درجه سلسیوس استفاده کردند؛ زیرا منطقه زیر این ارتفاع صفر درجه سلسیوس همان جایی است که ذوب برف آغاز می‌شود؛ از این حیث لایه ذوب نامیده می‌شود. در تحلیل تغییرات برف‌مرز در پهنه‌های غربی سیچوان چین از داده‌های سنجنده مادیس در تفکیک زمانی ۸ روزه و برای سال‌های ۲۰۰۲-۲۰۰۸ استفاده شد (یانگ^۵ و همکاران، ۲۰۱۲). آنان فراوانی مناطق تحت پوشش برف را در هر ارتفاع محاسبه کردند و ارتفاعی که در آن فراوانی تجمعی ۱٪ بود را به عنوان ارتفاع برف‌مرز در نظر گرفتند. یافته‌ها نشان داد ارتفاع برف‌مرز در این دوره زمانی در بعضی سال‌ها دارای کاهش و در برخی دیگر نیز دارای افزایش بوده است. برای بررسی رابطه بین پوشش‌های برفی با ارتفاعات در فلات لئوس چین توسط جین^۶ و همکاران (۲۰۱۴) انجام شد. آنان از داده‌های سنجنده مادیس برای دوره ۲۰۰۳-۲۰۱۳ و در تفکیک زمانی ۸ روزه و داده‌های مدل رقومی ارتفاع با توان تفکیک فضایی ۹۰ متر بهره گرفتند. نتایج نشان داد توزیع روزهای برفپوشان از پیکربندی ناهمواری‌ها تبعیت می‌کند.

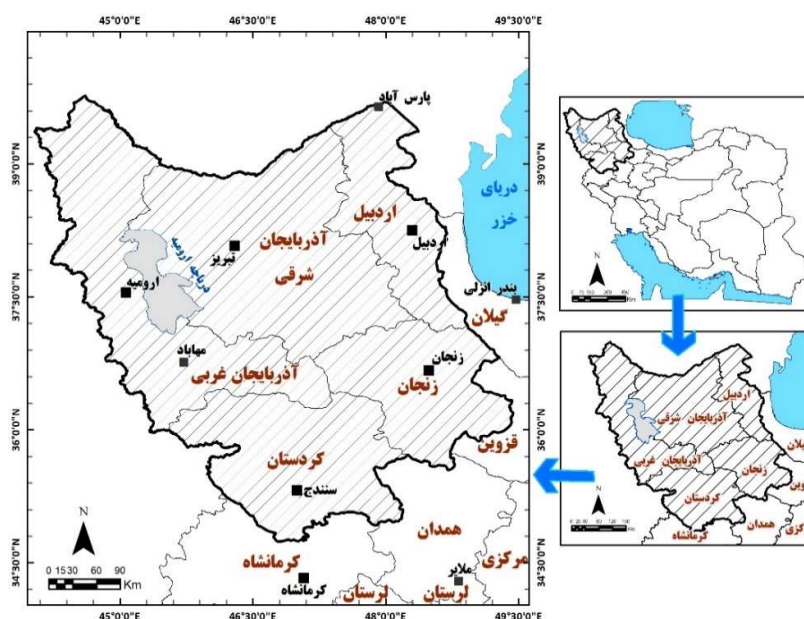
فنولوژی برف‌پوش در عرض‌های شمالی متوسط و بالا در دوره زمانی ۲۰۱۴-۲۰۰۱ توسط چن^۷ و همکاران (۲۰۱۵) بررسی شد. آن‌ها دریافتند که تغییرات فنولوژیک برف‌پوش سبب اختلاف ناهنجاری توان بازتابش برف می‌شود. با بررسی تغییرات برف‌پوش در دوره زمانی ۲۰۰۹-۲۰۰۰ و با بهره‌گیری از تصاویر سنجنده مادیس در پهنه شمال غرب ایران، میرموسوی و صبور (۱۳۹۳) دریافتند که بیشترین و کمترین میزان پوشش برف به ترتیب مربوط به سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸ است. در عین حال، یافته‌های آنان نشان از ارتباط زیاد بین متوسط دما و پوشش برف در پهنه مزبور دارد. واکاوی تغییرات زمانی- مکانی برف‌پوش در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی با بهره‌گیری از تصاویر ماهواره‌ای مادیس نشان داد که تمامی کمربندهای ارتفاعی و خصوصاً کمربندهای ارتفاعی بیش از ۳۰۰۰ متر با کاهش پوشش برفی مواجه شده است (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶). بررسی سطح برف‌پوش و برف‌مرز در ماه‌های دارای برف‌پوش در کوهستان زاگرس با بهره‌گیری از داده‌های سنجنده مادیس در بازه زمانی ۲۰۱۶-۲۰۰۱ نشان‌گر روند کاهشی برف‌پوش به استثنای سال ۲۰۰۹ بود (محمدی و همکاران، ۱۳۹۸).

به کمک سنجنده مادیس ترا و اکوا، پیوند آشکار میان ارتفاع و برف‌پوش در کوهستان البرز مرکزی توسط حلبیان و صلحی (۱۳۹۹) تأیید شد. رابطه این دو پارامتر، در عین این که مستقیم است؛ با تغییراتی در طبقات ارتفاعی مختلف همراه می‌باشد. یافته‌های کاشانی و همکاران (۱۴۰۳) نشان داد که پهنه شمال غربی ایران شاهد کاهش شمار روزهای برف‌پوشان از ژانویه تا مارس است و کاهش SCDs در ماه‌های بهار و تابستانه نیز متأثر از دو عامل عرض جغرافیایی و ارتفاع می‌باشد. بررسی پارامترهای ژئومرفومتري بر پیش‌بینی پراکنش مکانی عمق برف توسط بهرامی و همکاران (۱۳۹۵)، استخراج مساحت تحت پوشش برف کوهستان سبلان توسط زینالی و همکاران (۱۴۰۰) و بررسی تغییرات پوشش برف و دمای سطح زمین با مؤلفه توپوگرافیکی ارتفاع در حوضه آبریز دریاچه ارومیه توسط اصغری سراسکانرود و همکاران (۱۴۰۲) از نمونه مطالعات دیگر در خصوص پوشش برف است. این پژوهش با هدف واکاوی فنولوژیک ارتفاع برف‌مرز در پهنه شمال غربی ایران در مقیاس‌های زمانی مختلف ماهانه، فصلی و سالانه انجام شده است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد پژوهش استان‌های شمال غربی ایران (اردبیل، آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی، زنجان، کردستان) را در بر می‌گیرد (شکل ۱). ارتفاعات سبلان با ۴۸۱۱ متر و سهند با ۳۷۰۷ متر و کوه‌های ارسباران با ارتفاع ۳۲۲۵ متر و کوه‌های طالش با ارتفاع ۳۳۰۳ متر، یکی از وسیع‌ترین مناطق برف‌گیر ایران و سرچشمه رودخانه‌های بزرگی نظیر ارس، آجی چای (تلخه‌رود)، قزل‌اوزن، شاه‌رود، سفیدرود، سیمینه‌رود، زربینه‌رود، قره‌سو و اهررود را تشکیل می‌دهد. این ارتفاعات دارای تنگه‌های با شیب تند بوده و در فصل بارش حجم زیادی از برف را در خود جای می‌دهد. با توجه به این که قسمت عمده بارندگی در این نواحی در فصل سرد سال رخ می‌دهد، ذخایر برفی اهمیت زیادی را در تأمین آب‌های سطحی منطقه داراست. ارتفاعات برف‌گیر سهند نیز یکی از بزرگ‌ترین منشأهای رودخانه‌های متعددی است که حیات شهری، روستایی و عشایری را تداوم بخشیده است (کاشانی و همکاران، ۱۴۰۳).



شکل (۱): منطقه مورد مطالعه (شمال غرب ایران)

Figure (1): Study area (Northwest Iran)

در این پژوهش برای واکاوی فنولوژیک برف از فرآورده‌های MOD10A1 و MyD10A1 نسخه ۶ به ترتیب مربوط به ماهواره‌های ترا و آکوا در دوره زمانی ۲۰۲۰-۲۰۰۳ به صورت روزانه با قدرت تفکیک مکانی ۵۰۰ متر در فرمت HDF بهره گرفته شد. این فرآورده‌ها به صورت داده‌های رقومی شبکه‌ای بر اساس نمایه NDSI^۱ با سیستم تصویر سینوسی و با ابعاد ۱۲۰۰×۱۲۰۰ کیلومتر در هر کاشی از طریق تارنمای search.earthdata.nasa.gov قابل دستیابی است. داده‌های روزانه مورد استفاده در این پژوهش برای هر ماهواره حدود ۶۵۴۴ روز را متناسب با طول دوره آماری در بر می‌گیرد. پوشش برف در زمان و مکان مشخص را برف‌پوش یا SC می‌گویند که به روش‌های مختلفی می‌توان آن را نشان داد. برف‌پوش را به صورت باینری یا صفر و یک (وجود و عدم وجود برف) در شبکه رستری نمایش داد و یا آن که به صورت کسری و درصدی در یک بازه زمانی به ازای هر یاخته در شبکه رستری می‌توان نمایش داد (شاهزیدی، ۱۴۰۲). در این پژوهش، برای تبدیل برف‌پوش به صورت باینری (بود و نبود برف‌پوش) از آستانه حداقل ۰/۱ پیشنهادی ژانگ و همکاران^۲ (۲۰۱۹) برای برآورد برف‌پوش استفاده شد. بدین منظور، داده‌های مورد استفاده در این پژوهش به فرمت TIF با آستانه ۱-۰/۱ به باینری و ASCII و با سیستم جغرافیایی تبدیل گردید. کلیه مراحل تنظیم و داده‌پردازی و پردازش داده‌ها توسط زبان

برنامه‌نویسی پایتون انجام گرفت. در این پژوهش با هدف کاهش ابرناکی و برای ادغام و تلفیق داده‌های دو ماهواره ترا و اکوا که پهنه یکسانی از سطح زمین را با اختلاف زمانی ۳ ساعت برداشت می‌کنند، یاخته‌ای که توسط ماهواره ترا و یا اکوا یاخته برفی تلقی شده باشد؛ یاخته دارای پوشش برف قلمداد شد (شی^۱ و همکاران، ۲۰۱۴، کی و لیو^۲، ۲۰۱۴ و دایتز^۳ و همکاران، ۲۰۱۴). در عین حال، از پالایه مکانی- زمانی برای کاهش اثر پدیده ابرناکی استفاده شد. بدین ترتیب، با بهره‌گیری از یک پنجره متحرک 3×3 یاخته‌ای بر روی داده‌های شبکه رستری برف‌پوش ادغامی، بدین صورت که در پنجره متحرک چنانچه یاخته مرکزی کد ابر و بیش از شش یاخته مجاور آن وجود برف را تأیید می‌کردند؛ یاخته مرکزی هم به یاخته دارای برف‌پوش تبدیل شد. در خصوص پالایه زمانی نیز چنانچه یاخته ابری در روز قبل و بعد نشان از وجود برف داشت، یاخته مزبور به یاخته حاوی پوشش برف تبدیل شد. پژوهشگران متعددی نظیر ژانگ و همکاران (۲۰۱۲) و دایتز و همکاران (۲۰۱۴) استفاده از پالایه مکانی- زمانی را توصیه کرده‌اند. در ادامه، پس از ادغام و تلفیق دو پایگاه داده ترا و اکوا و اجرای پالایه مکانی- زمانی و بر اساس آستانه $0.1-1$ ، پایگاه داده باینری برف‌پوش در طول دوره آماری ۲۰۲۰-۲۰۲۳ در مقیاس زمانی روزانه حاصل گردید. برای دمای سطح زمین (LST) نیز از داده‌های سنجنده مادیس فرآورده MOD11A1 نسخه ۶ ماهواره ترا و سنجنده مادیس فرآورده v006MyD11A1 نسخه ۶ ماهواره اکوا در دوره زمانی ۲۰۲۰-۲۰۲۳ استفاده شد که دارای توان تفکیک مکانی ۱ کیلومتر و توان تفکیکی زمانی روزانه هستند. دوره زمانی مورد نظر در این بخش از پژوهش همانند برف‌پوش ۲۰۲۰-۲۰۲۳ (حدود ۶۵۴۴ روز) در نظر گرفته شد. این داده‌ها نیز با فرمت HDF و با سیستم تصویر سینوسی در دسترس است. برای مدل رقومی ارتفاع (DEM) نیز از داده‌های آژانس اکتشافات فضایی ژاپن با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر استفاده شد. این مجموعه داده دقیق‌ترین داده‌های ارتفاعی رایگان در مقیاس جهانی است. این داده‌ها از تصاویر ماهواره ALOS حاصل شده است (تاکاکو^۴ و همکاران، ۲۰۱۴). در این پژوهش با توجه به این که تفکیک فضایی داده‌های برف‌پوش ۵۰۰ متر، داده‌های دمای سطح زمین ۱ کیلومتر و داده‌های مدل رقومی ارتفاع ۳۰ متری است، تفکیک فضایی تمامی داده‌های رقومی مورد استفاده بر اساس ۲۵۰ متر بازآرایی شبکه‌ای^۵ شد. بدین ترتیب، بر اساس پایگاه داده حاصله، پارامتر فنولوژیک ارتفاع برف‌مرز برآورد شد که در دوره‌های زمانی مختلف ماهانه، فصلی، سالانه و بلندمدت مورد واکاوی قرار گرفت.

بحث و یافته‌ها

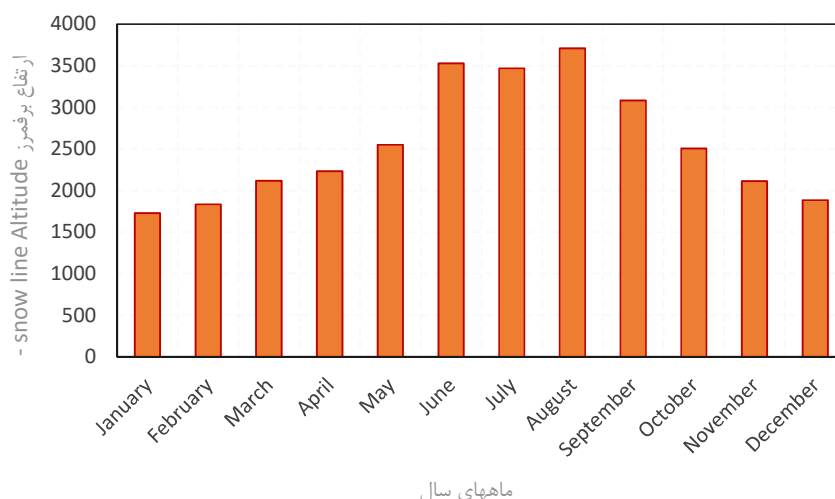
در این پژوهش ارتفاع برف‌مرز به دو شیوه زیر برآورد و نتایج حاصله در قالب نمودار و نقشه ارائه شده است: الف: برای برآورد ارتفاع برف‌مرز از خط همدمای صفر درجه سلسیوس استفاده شد؛ زیرا منطقه زیر این ارتفاع صفر درجه سلسیوس همان جایی است که ذوب برف آغاز می‌شود؛ از این حیث لایه ذوب نامیده می‌شود. در این بخش علاوه بر داده‌های رقومی ارتفاع که پیش‌تر بدان پرداخته شد؛ برای دمای سطح زمین (LST) از داده‌های سنجنده مادیس که پیش‌تر اشاره گردید استفاده شد. ب: برای برآورد ارتفاع برف‌مرز علاوه بر داده‌های برف‌پوش و داده‌های رقومی ارتفاع برای دمای سطح زمین (LST) از داده‌های سنجنده مادیس استفاده شد. در این الگوریتم برف‌مرز ارتفاعی است که در آن علاوه بر وجود پوشش برفی، دمای سطح زمین (LST) نیز صفر یا زیر صفر درجه سلسیوس باشد.

واکاوی تغییرات ارتفاع برف‌مرز (SLA) در پهنه شمال غربی ایران (روش اول)

تغییرات ارتفاع برف‌مرز (SLA) در ارتباط با دمای سطح زمین (LST) در بازه زمانی ماهانه

در بخش واکاوی ارتفاع برف‌مرز (SLA) در ارتباط با دمای سطح زمین (LST) ابتدا بازه زمانی ماهانه مورد بررسی قرار گرفت. شکل ۲ الگوی ارتفاع برف‌مرز را در بازه زمانی ماهانه در این گستره جغرافیایی نشان می‌دهد. بر این اساس، ارتفاع برف‌مرز (SLA) در ماه‌های مختلف مقادیر متفاوتی را نشان می‌دهد. در این خصوص در ژانویه (۱۱ دی تا ۱۱ بهمن) ارتفاع برف‌مرز در پهنه مطالعاتی به پایین‌ترین

میزان خود (۱۷۲۹ متر) می‌رسد که نشان از کاهش شدید دمای محیطی و مهیایی شرایط برای گسترش برف‌پوش در منطقه مورد بررسی دارد. این در حالی است که در آگوست (۱۰ مرداد تا ۹ شهریور) ارتفاع برف‌مرز در این گستره جغرافیایی به سبب افزایش دمای هوا و مهیایی شرایط برای ذوب برف به بالاترین مقدار خود (۳۷۱۲ متر) می‌رسد. به بیان دیگر، ارتفاع برف‌مرز در محدوده مورد بررسی از ۱۷۲۹ متر در ژانویه تا ۳۷۱۲ متر در آگوست متغیر است. در حقیقت، شکل ۲ نشان از افزایش مرز گذار زمین‌های دارای برف‌پوش و اراضی فاقد پوشش برف از ژانویه به سوی آگوست دارد. این در حالی است که ارتفاع برف‌مرز (SLA) از آگوست به سمت دسامبر با شروع دوره سرد و افت شدید دمای محیطی، آغاز ریزش و انباشت برف و به تبع آن گسترش برف‌پوش در پهنه مطالعاتی به سوی مقادیر پایین‌تر گرایش پیدا کرده و به مقدار تقریبی ۱۸۸۳ متر رسیده است. کمترین ارتفاع برف‌مرز (SLA) در منطقه مورد بررسی به ترتیب به ماه‌های ژانویه، دسامبر و فوریه اختصاص دارد که پیشروی برف‌مرز به سوی طبقات ارتفاعی پایین‌تر را نشان می‌دهد.



شکل (۲): میانگین ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران در ماه‌های مختلف سال (روش اول)

Figure (2): Average snowline height in Northwestern Iran in different months of the year (First method)

جدول ۱ تغییرات ارتفاع برف‌مرز را در هر ماه از سال نسبت به ماه قبل از ژانویه تا دسامبر نشان می‌دهد. اعداد منفی در ستون تغییرات به معنای پیشروی ارتفاع برف‌مرز به سوی ترازهای ارتفاعی پایین‌تر و اعداد مثبت به معنای پسروی ارتفاع برف‌مرز به سوی ترازهای ارتفاعی بالاتر است. بر این اساس، بیشترین پیشروی ارتفاع برف‌مرز از ماه آگوست به سوی سپتامبر اتفاق افتاده است. در عین حال، در ماه‌های سپتامبر تا ژانویه ارتفاع برف‌مرز به طرف طبقات ارتفاعی کمتر به سبب کاهش دمای محیطی، آغاز ریزش و انباشت برف در پهنه مطالعاتی گسترش یافته است.

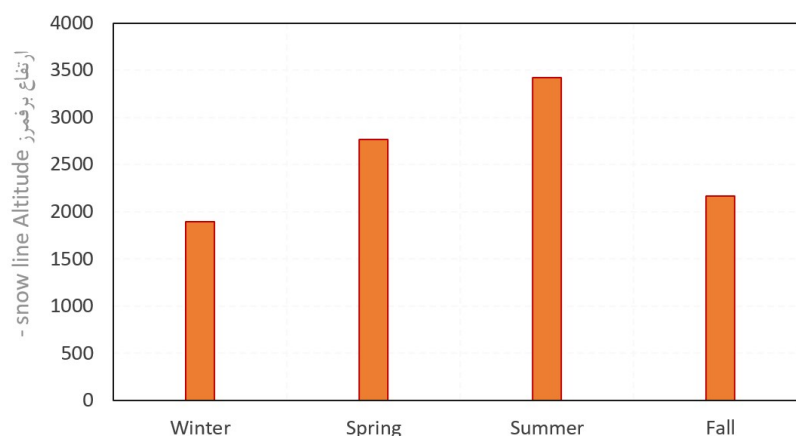
جدول (۱): تغییرات ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران در بازه زمانی ماهانه (روش اول)

Table (1): Changes in snowline height in Northwestern Iran in monthly time period (First method)

ماه	میانگین ارتفاع برف‌مرز (m)	تغییرات (m)
ژانویه	۱۷۲۹	-۱۵۴
فوریه	۱۸۳۳	۱۰۴
مارس	۲۱۱۴	۲۸۱
آوریل	۲۲۳۲	۱۱۸
مئ	۲۵۴۸	۳۱۶
حزین	۳۵۲۰	۹۸۲
جولای	۳۴۶۹	-۶۱
آگوست	۳۷۱۲	۲۴۳
سپتامبر	۳۰۸۳	-۶۲۹
اکتبر	۲۵۰۴	-۵۷۹
نوامبر	۲۱۱۰	-۳۹۴
دسامبر	۱۸۸۳	-۲۲۷

تغییرات ارتفاع برف‌مرز (SLA) در ارتباط با دمای سطح زمین (LST) در بازه زمانی فصلی

شکل ۳ الگوی ارتفاع برف‌مرز (SLA) را در فصول مختلف در پهنه شمال غربی ایران نشان می‌دهد. بر این اساس، ارتفاع برف‌مرز (SLA) در فصول مختلف متغیر است. در فصل زمستان ارتفاع برف‌مرز در این گستره جغرافیایی به دلیل کاهش شدید دمای محیطی و وجود شرایط مناسب برای گسترش برف‌پوش به کمینه میزان خود (۱۸۹۴ متر) می‌رسد. در مقابل، در فصل تابستان ارتفاع برف‌مرز در قلمرو مطالعاتی با توجه به افزایش دمای هوا و گدازش برف به بیشینه مقدار خود رسیده و به سوی تراز ارتفاعی (۳۴۲۵ متر) کشیده می‌شود. به بیان دیگر، ارتفاع برف‌مرز در محدوده مورد بررسی در این فصل به سوی ترازهای ارتفاعی بالاتر سوق پیدا کرده است. این مسئله به نوعی گویای کاهش گستره برف‌پوش در این پهنه جغرافیایی نیز می‌باشد. در فصل گذار بهار ارتفاع برف‌مرز (SLA) به تراز ارتفاعی ۲۷۶۸ متر مهاجرت کرده که نشان از پشروی این مؤلفه محیطی نسبت به فصل زمستان به سوی ارتفاعات بالاتر به پیروی از آهنگ افزایشی دما در منطقه دارد. در فصل گذار پاییز نیز ارتفاع برف‌مرز (SLA) به سمت تراز ارتفاعی ۲۱۶۷ متر کشیده شده که در مقایسه با فصل تابستان پیشروی آن را به سوی ارتفاعات پایین‌تر به تبعیت از آهنگ کاهشی دمای محیطی آشکار می‌کند و بدین ترتیب، فضا و مجال بیشتری برای گسترش برف‌پوش در منطقه مهیا شده است.



شکل (۳): میانگین ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران در فصول مختلف سال (روش اول)

Figure (3): Average snowline height in Northwestern Iran in different seasons of the year (First method)

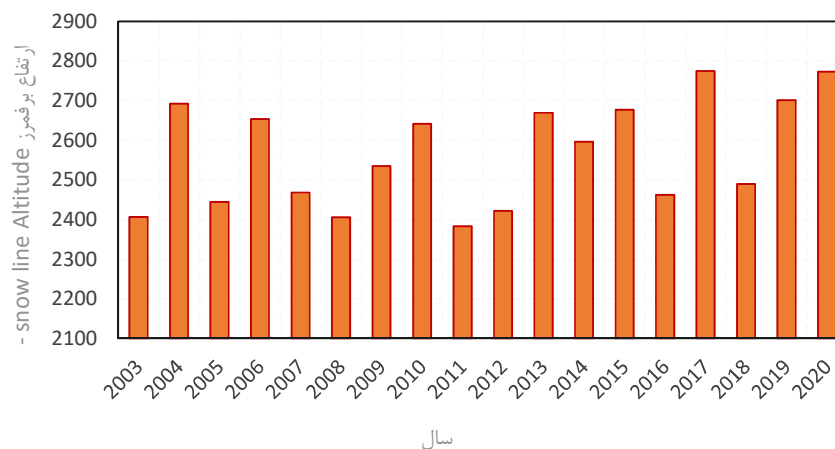
جدول ۲ تغییرات ارتفاع برف‌مرز را در هر فصل از سال نسبت به فصل قبل آشکار می‌کند. اعداد منفی در ستون تغییرات به معنای انتقال ارتفاع برف‌مرز به سوی ترازهای ارتفاعی پایین‌تر و اعداد مثبت به معنای مهاجرت ارتفاع برف‌مرز به سوی ترازهای ارتفاعی بالاتر است. بر این اساس، بیشترین پیشروی ارتفاع برف‌مرز از فصل تابستان به سوی پاییز روی داده است؛ به طوری که میانگین ارتفاع برف‌مرز در فصل پاییز در مقایسه با تابستان حدود ۱۲۵۸ متر به سوی ترازهای ارتفاعی پایین‌تر گسترش یافته است. دلیل این موضوع می‌تواند مرتبط با کاهش دمای محیطی، آغاز ریزش و انباشت برف در پهنه مطالعاتی باشد. در عین حال، بیشترین پشروی ارتفاع برف‌مرز به طرف طبقات ارتفاعی بالاتر از فصل زمستان به طرف بهار به سبب افزایش دمای محیطی و به تبع آن کاهش گسترش برف‌پوش در پهنه مطالعاتی اتفاق افتاده است.

جدول (۲): تغییرات ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران در بازه زمانی فصلی (روش اول)

Table (2): Changes in snowline height in Northwestern Iran in seasonal time period (First method)

فصل	میانگین ارتفاع برف‌مرز (m)	تغییرات (m)
زمستان	۱۸۹۴	-۲۷۳
بهار	۲۷۶۷	۸۷۳
تابستان	۳۴۲۵	۶۵۸
پاییز	۲۱۶۷	-۱۲۵۸

تغییرات ارتفاع برف‌مرز (SLA) در ارتباط با دمای سطح زمین (LST) در بازه زمانی سالانه شکل ۴ الگوی ارتفاع برف‌مرز را در بازه زمانی سالانه در پهنه شمال غربی نشان می‌دهد. بر این اساس، ارتفاع برف‌مرز (SLA) در سال‌های مختلف مقادیر متفاوتی را نشان می‌دهد. یافته‌ها نشان داد که ارتفاع برف‌مرز (SLA) طی این بازه زمانی در برخی از سال‌ها دارای کاهش و در بعضی از سال‌ها دارای افزایش بوده است. بررسی‌ها نشانگر این است که کمترین ارتفاع برف‌مرز (SLA) مربوط به سال ۲۰۱۱ با ارتفاع ۲۳۸۳ متر و بیشترین ارتفاع برف‌مرز (SLA) مربوط به سال ۲۰۱۷ با ارتفاع ۲۷۷۵ متر است.



شکل (۴): میانگین ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران در بازه زمانی سالانه (روش اول)
Figure (4): Average snowline height in Northwestern Iran in annual time period (First method)

جدول ۳: تغییرات ارتفاع برف‌مرز را در هر سال نسبت به سال قبل نشان می‌دهد. اعداد منفی در ستون تغییرات به معنای مهاجرت ارتفاع برف‌مرز به سوی ترازهای ارتفاعی پایین‌تر و اعداد مثبت به معنای انتقال ارتفاع برف‌مرز به سوی ترازهای ارتفاعی بالاتر است. بر این اساس، بیشترین پیشروی ارتفاع برف‌مرز بین سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸ رخ داده است؛ به طوری که میانگین ارتفاع برف‌مرز در سال ۲۰۱۸ نسبت به ۲۰۱۷ حدود ۲۸۵ متر به سوی باندهای ارتفاعی پایین‌تر کشیده شده است. در عین حال، بیشترین پسروی ارتفاع برف‌مرز به طرف ترازهای ارتفاعی بالاتر از سال ۲۰۱۶ به سال ۲۰۱۷ به میزان حدود ۳۱۲ متر در پهنه مطالعاتی اتفاق افتاده است.

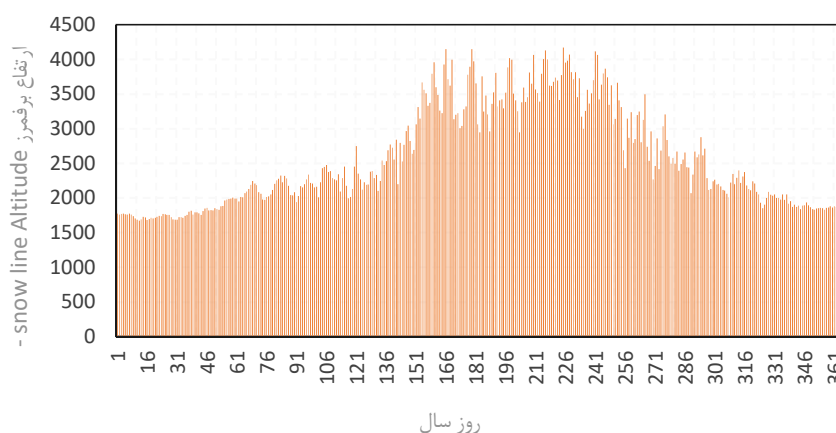
جدول (۳): تغییرات ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران در بازه زمانی سالانه (روش اول)
Table (3): Changes in snowline height in Northwestern Iran in annual time period (First method)

سال	میانگین ارتفاع برف‌مرز (m)	تغییرات (m)
۲۰۰۳	۲۴۰۶	
۲۰۰۴	۲۶۹۲	۲۸۶
۲۰۰۵	۲۴۴۴	-۲۴۸
۲۰۰۶	۲۶۵۳	۲۰۹
۲۰۰۷	۲۴۶۸	-۱۸۵
۲۰۰۸	۲۴۰۵	-۶۳
۲۰۰۹	۲۵۳۴	۱۲۹
۲۰۱۰	۲۶۴۰	۱۰۶
۲۰۱۱	۲۳۸۲	-۲۵۸
۲۰۱۲	۲۴۲۱	۳۹
۲۰۱۳	۲۶۶۸	۲۴۷
۲۰۱۴	۲۵۹۶	-۷۲
۲۰۱۵	۲۶۷۶	۸۰

ادامه جدول ۳

۲۰۱۶	۲۴۶۲	-۲۱۴
۲۰۱۷	۲۷۷۴	۳۱۲
۲۰۱۸	۲۴۸۹	-۲۸۵
۲۰۱۹	۲۷۰۰	۲۱۱
۲۰۲۰	۲۷۷۲	۷۲

تغییرات ارتفاع برف‌مرز (SLA) در ارتباط با دمای سطح زمین (LST) در بازه بلندمدت شکل ۵ الگوی ارتفاع برف‌مرز (SLA) را در بازه بلندمدت در پهنه شمال غربی ایران نشان می‌دهد. بر این اساس، ارتفاع برف‌مرز (SLA) در این بازه متغیر است. شکل ۵ نشان دهنده این است که بیشینه ارتفاع برف‌مرز در این بازه مربوط به روز ۲۲۵ سال (۱۱ آگوست برابر با تقریباً ۲۰ مرداد) با میزان ۴۱۷۰ متر و کمینه ارتفاع برف‌مرز در این بازه متعلق به روز ۱۲ سال (۱۲ ژانویه برابر با تقریباً ۲۳ دی) با میزان ۱۶۷۱ متر است.



شکل (۵): میانگین ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران در بازه بلندمدت (۲۰۰۳-۲۰۲۰) (روش اول)

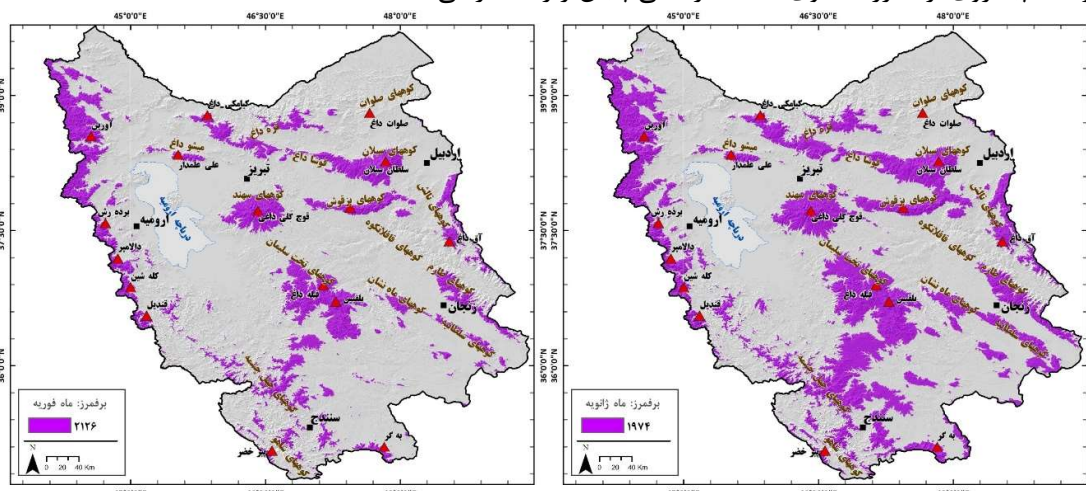
Figure (5): Average snowline height in Northwestern Iran in long-term period (2003-2020) (First method)

واکاوی تغییرات ارتفاع برف‌مرز (SLA) در پهنه شمال غربی ایران (روش دوم)

تغییرات ارتفاع برف‌مرز (SLA) با استفاده از داده‌های برف‌پوش و دمای سطح زمین (LST) در بازه زمانی ماهانه اشکال ۶ تا ۱۷ الگوی ارتفاع برف‌مرز (SLA) را در بازه زمانی ماهانه در پهنه شمال غربی ایران نشان می‌دهند. بر این اساس، ارتفاع برف‌مرز (SLA) در ماه‌های مختلف مقادیر متفاوتی را نشان می‌دهد. در ماه ژانویه (۱۱ دی تا ۱۱ بهمن) ارتفاع برف‌مرز در پهنه مطالعاتی به ۱۹۷۴ متر می‌رسد که پایین‌ترین میزان را در بین تمامی ماه‌های سال دارد. این موضوع نشان از افت شدید دمای محیطی و مهیایی شرایط برای گسترش بیشینه برف‌پوش در منطقه مورد بررسی به سوی طبقات ارتفاعی پایین دارد. شکل ۶ پراکنش فضایی ارتفاع برف‌مرز (SLA) را در قلمرو مطالعاتی در ژانویه نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشخص است برف‌مرز (SL) در این ماه به سمت ترازهای ارتفاعی پایین‌تر نزول کرده و به تراز ارتفاعی ۱۹۷۴ متر رسیده و برف‌پوش تمامی قله مرتفع و کوهپایه‌های آن‌ها را در بر گرفته است؛ به عبارت دیگر، در ماه ژانویه سازوکار دو نهاده مهم دما و بارش و به عبارتی یک ناهنجاری منفی دمایی همراه با رخداد بارش برف سبب انتقال برف‌مرز به ارتفاعات پایین‌تر شده است. توده‌های کوهستانی سهند، سبلان و بزقوش، ارتفاعات طالش در شرق، طارم، سلطانیه و ماه‌نشان در جنوب شرق، ارتفاعات تخت سلیمان در مرکز، توده کوهستانی چهل چشمه و شاهو در جنوب، ارتفاعات قوش‌داغ، قره‌داغ و کیامکی‌داغ در شمال و ارتفاعات غرب پهنه مطالعاتی مشتمل بر چکادهای آورین، برده رش، دالامپر، کله‌شین و قندیل چنین شرایطی را تجربه کرده‌اند. این وضعیت گسترش بیشینه برف‌پوش را در منطقه مورد بررسی رقم زده است. الگوی کلی ارتفاع برف‌مرز (SLA) در فوریه (۱۲ بهمن تا ۹ اسفند) مشابه با ژانویه است با این تفاوت که ضمن کاهش گستره برف‌پوش بر ارتفاع برف‌مرز (SLA) افزوده شده و این مشخصه فنولوژیک به تراز ارتفاعی ۲۱۲۶ متر رسیده است. این مسئله

حکایت از انتقال ارتفاع برف مرز (SLA) به سمت باندهای ارتفاعی بالاتر دارد (شکل ۷). بر اساس الگوی پراکنش فضایی ماه مارس (۱۰ اسفند تا ۱۱ فروردین)، ارتفاع برف مرز در این ماه به رقم ۲۵۸۱ متر سوق پیدا کرده که نشانگر پستی این مؤلفه فنولوژیک برف به سوی ترازهای ارتفاعی فوقانی به پیروی از کاهش ملموس گستره برف پوش در پهنه مطالعاتی است. در این ماه رشته کوه‌های سهند، سبلان و بزقوش، ارتفاعات بلقیس و قبله داغ در مرکز، ارتفاعات طارم در جنوب شرق، ارتفاعات غرب قلمرو مطالعاتی شامل قتل آورین، برده رش، دالامپر، کله شین و قندیل، توده کوهستانی چهل چشمه و شاهو در جنوب، ارتفاعات کیامکی داغ در شمال به صورت پراکنده با چنین شرایطی را مواجه بوده‌اند (شکل ۸). بر اساس الگوهای فضایی ماه‌های آپریل (۱۲ فروردین تا ۱۰ اردیبهشت) تا اگوست (۱۰ مرداد تا ۹ شهریور)، ارتفاع برف مرز (SLA) در این ماه‌ها از ۳۱۷۰ متر به ۴۸۱۱ متر مهاجرت کرده که نشانگر سیر صعودی دمای محیطی، ذوب برف و از دست رفتن پوشش برفی در پهنه مطالعاتی است؛ به عبارت دیگر، برف پوش با حرکت به سوی ماه‌های گرم سال با یک الگوی منظم به ارتفاعات بالاتر جابه‌جا شده است (اشکال ۹ تا ۱۳). در این بین در ماه آپریل توده‌های کوهستانی سبلان و سهند و به صورت پراکنده قتل آورین، برده رش، دالامپر، کله شین و قندیل در غرب و در ماه‌های می تا اگوست تنها چکاد کوهستان سبلان دارای پوشش برفی بسیار نازل و ناچیز بوده و چنین شرایطی را تجربه کرده‌اند.

در جولای (۱۰ تیر تا ۹ مرداد) و اگوست (۱۰ مرداد تا ۹ شهریور) ارتفاع برف مرز در محدوده مورد بررسی به سبب افزایش دمای هوا و مهابی شرایط برای گدازش برف به بیشینه مقدار خود (۴۸۱۱ متر) تنها در قله سبلان می‌رسد. به بیان دیگر، ارتفاع برف مرز در این گستره جغرافیایی از ۱۹۷۴ متر در ژانویه به عنوان ماه نمادین دوره سرد تا ۴۸۱۱ متر در جولای و اگوست به عنوان ماه‌های نمادین دوره گرم متغیر است. در واقع، این موضوع نشان از افزایش مرز گذار زمین‌های دارای برف پوش و اراضی فاقد پوشش برف از ژانویه به سوی جولای و اگوست دارد. این بدین معنی است که ارتفاع برف مرز (SLA) از ژانویه به جولای و اگوست از ترازهای ارتفاعی پایین به ترازهای ارتفاعی بالاتر منتقل شده است. در مقابل، ارتفاع برف مرز (SLA) از جولای و اگوست به سوی دسامبر هم‌زمان با آغاز دوره سرد و کاهش شدید دمای محیطی، آغاز ریزش و انباشت برف و به دنبال آن گسترش مضاعف برف پوش در پهنه مطالعاتی به سوی ترازهای ارتفاعی پایین مهاجرت کرده و به مقدار تقریبی ۲۲۰۲ متر رسیده است (اشکال ۶ تا ۱۷)؛ به عبارت دیگر، برف پوش با حرکت به سوی ماه‌های سرد سال با یک آهنگ منظم به ارتفاعات پایین‌تر منتقل شده است کمترین ارتفاع برف مرز (SLA) در منطقه مورد بررسی به ترتیب به ماه‌های ژانویه، فوریه و دسامبر اختصاص دارد که پیشروی برف مرز به سوی طبقات ارتفاعی پایین‌تر را آشکار می‌کند.

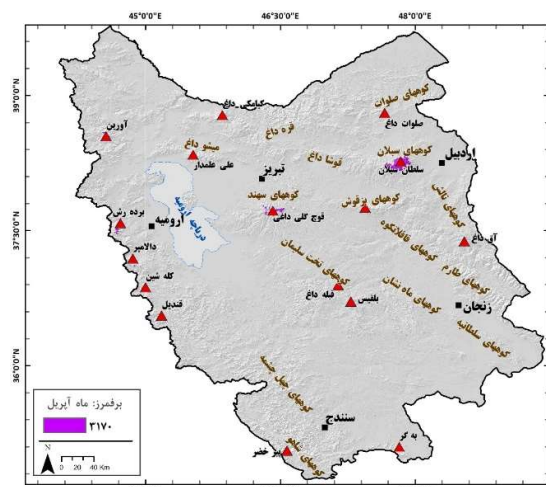


شکل (۷): پراکنش ارتفاع برف مرز در شمال غرب ایران (فروردین)

شکل (۶): پراکنش ارتفاع برف مرز در شمال غرب ایران (ژانویه)

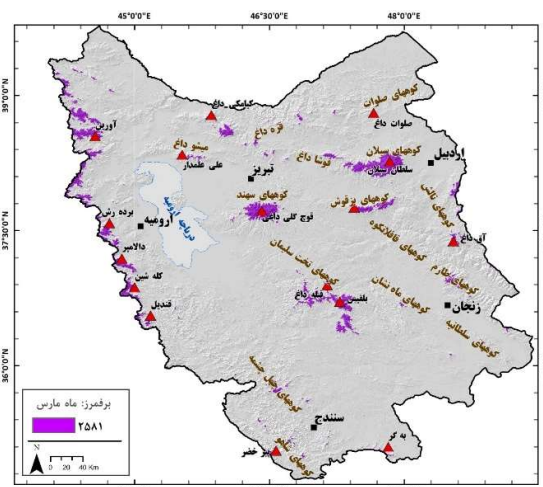
Figure (6): Snowline height distribution in Northwestern Iran (Jan)

Figure (7): Snowline height distribution in Northwestern Iran (Feb)



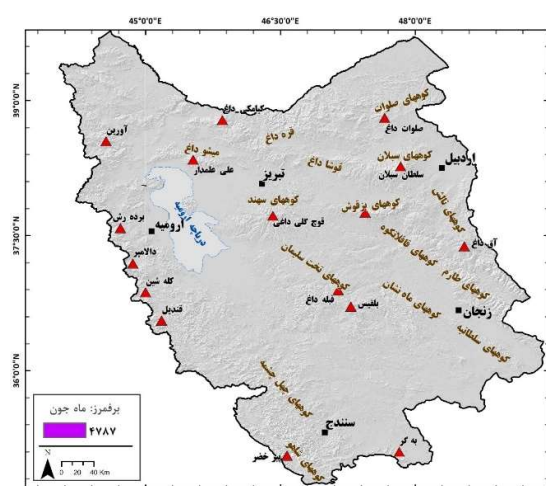
شکل (۹): پراکنش ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران (آوریل)

Figure (9): Snowline height distribution in northwest Iran (April)



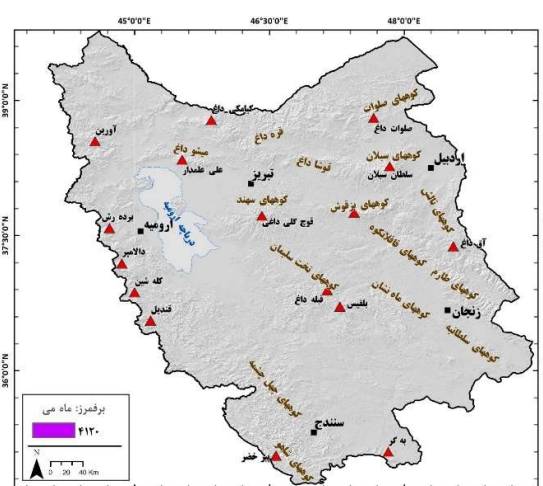
شکل (۸): پراکنش ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران (مارس)

Figure (8): Snowline height distribution in northwest Iran (March)



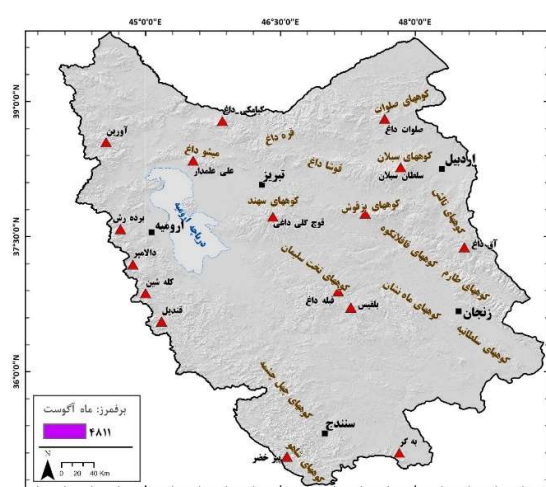
شکل (۱۱): پراکنش ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران (جون)

Figure (11): Snowline height distribution in northwest Iran (Jun)



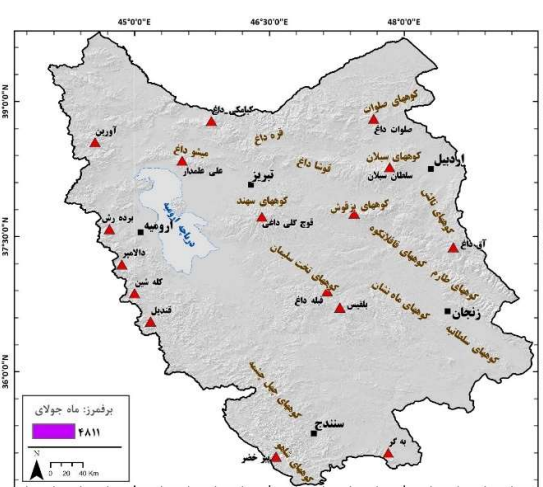
شکل (۱۰): پراکنش ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران (می)

Figure (10): Snowline height distribution in northwest Iran (May)



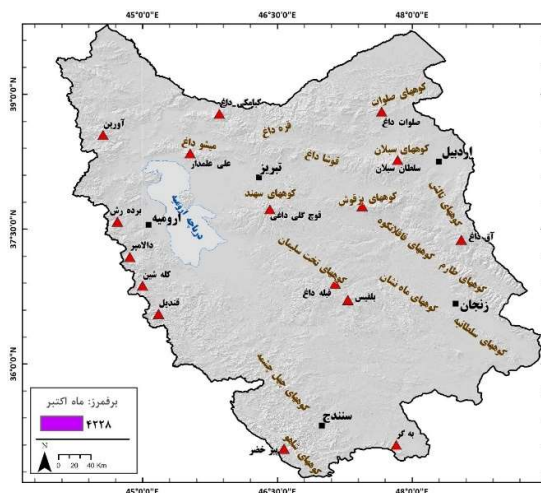
شکل (۱۳): پراکنش ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران (اگوست)

Figure (13): Snowline height distribution in northwest Iran (Aug)



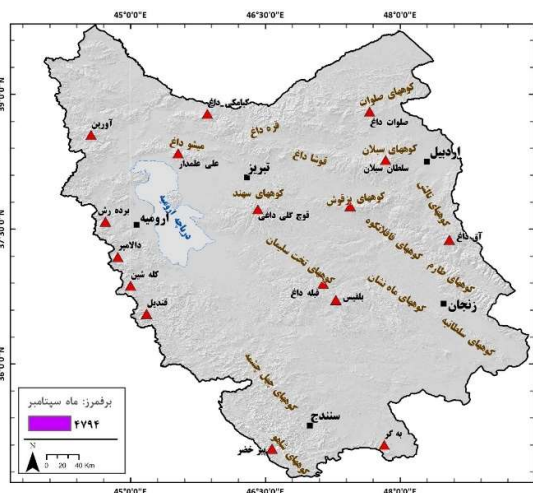
شکل (۱۲): پراکنش ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران (جولای)

Figure (12): Snowline height distribution in northwest Iran (Jul)



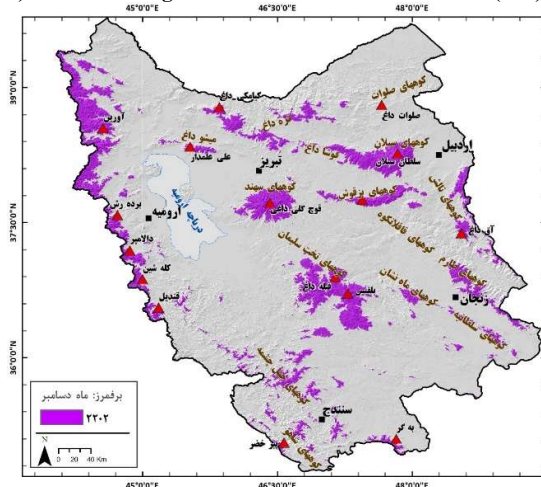
شکل (۱۵): پراکنش ارتفاع برف مرز در شمال غرب ایران (اکتبر)

Figure (15): Snowline height distribution in northwest Iran (Oct)



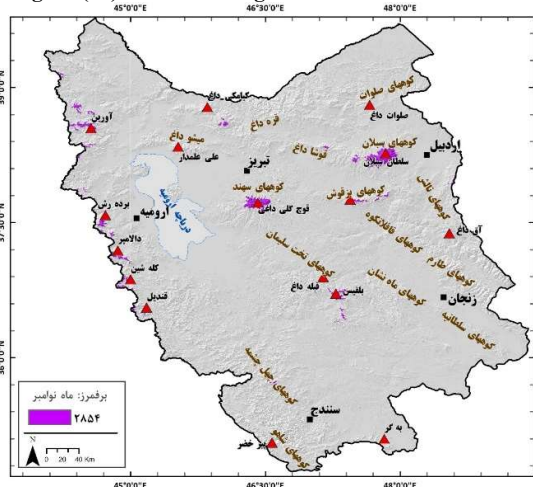
شکل (۱۴): پراکنش ارتفاع برف مرز در شمال غرب ایران (سپتامبر)

Figure (14): Snowline height distribution in northwest Iran (Sep)



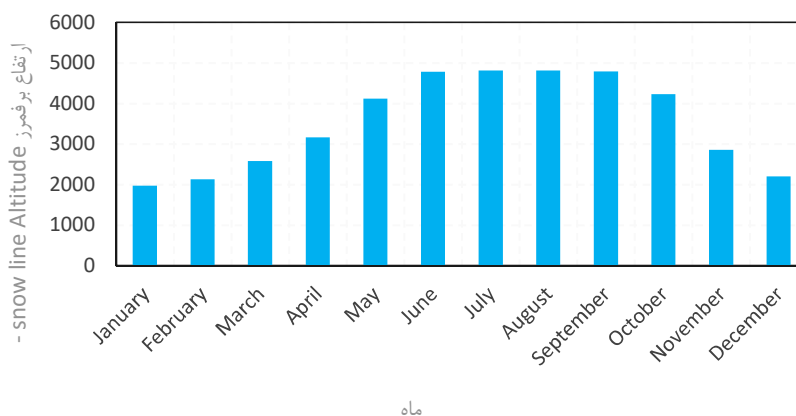
شکل (۱۷): پراکنش ارتفاع برف مرز در شمال غرب ایران (دسامبر)

Figure (17): Snowline height distribution in northwest Iran (Dec)



شکل (۱۶): پراکنش ارتفاع برف مرز در شمال غرب ایران (نوامبر)

Figure (16): Snowline height distribution in northwest Iran (Nov)



شکل (۱۸): میانگین ارتفاع برف مرز در شمال غرب ایران در ماه‌های مختلف سال (روش دوم)

Figure (18): Average snowline height in northwest Iran in different months of the year (Second method)

جدول ۴ تغییرات ارتفاع برف‌مرز را در هر ماه از سال نسبت به ماه قبل از ژانویه تا دسامبر آشکار می‌کند. اعداد منفی در ستون تغییرات نشانگر پیشروی ارتفاع برف‌مرز به سوی ترازهای ارتفاعی پایین‌تر و اعداد مثبت به بیانگر پسروی ارتفاع برف‌مرز به سوی ترازهای ارتفاعی بالاتر است. بر این اساس، بیشینه پیشروی ارتفاع برف‌مرز از ماه اکتبر به سوی نوامبر اتفاق افتاده است؛ به طوری که ارتفاع برف‌مرز از ماه اکتبر به طرف نوامبر حدود ۱۳۷۴ متر به سوی باندهای ارتفاعی پایین‌تر جابجا شده است. در عین حال، در ماه‌های سپتامبر تا ژانویه ارتفاع برف‌مرز به طرف طبقات ارتفاعی کمتر به سبب کاهش دمای محیطی، آغاز ریزش و انباشت برف در پهنه مطالعاتی گسترش یافته است؛ به عبارت دیگر، در طی این مدت سازوکار دو پارامتر مهم دما و بارش و به بیان دیگر، یک ناهنجاری منفی دمایی همسو با رخداد بارش برف و انباشت و گسترش مضاعف آن موجبات مهاجرت برف‌مرز به ترازهای ارتفاعی پایین‌تر را فراهم کرده است. این در حالی است که بیشینه پسروی ارتفاع برف‌مرز از ماه آپریل به سوی می به سبب سیر صعودی دمای محیطی و به تبع آن ذوب و گدازش برف روی داده است (جدول ۴).

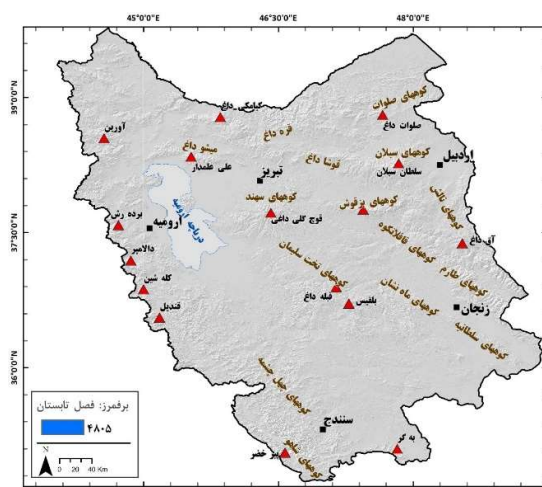
جدول (۴): تغییرات ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران در بازه زمانی ماهانه (روش دوم)
Table (4): Changes in snowline height in northwest Iran in monthly time period (Second method)

تغییرات (m)	میانگین ارتفاع برف‌مرز (m)	ماه
-۲۲۸	۱۹۷۴	ژانویه
۱۵۲	۲۱۲۶	فوریه
۴۵۵	۲۵۸۱	مارس
۵۸۹	۳۱۷۰	آپریل
۹۵۰	۴۱۲۰	می
۶۶۷	۴۷۸۷	جون (ژوئن)
۲۴	۴۸۱۱	جولای
۰	۴۸۱۱	اگوست
-۱۷	۴۷۹۴	سپتامبر
-۵۶۶	۴۲۲۸	اکتبر
-۱۳۷۴	۲۸۵۴	نوامبر
-۶۵۲	۲۲۰۲	دسامبر

تغییرات ارتفاع برف‌مرز (SLA) با استفاده از داده‌های برف‌پوش و دمای سطح زمین (LST) در بازه زمانی فصلی شکل ۱۹ الگوی ارتفاع برف‌مرز (SLA) را در فصول مختلف در پهنه شمال غربی ایران نشان می‌دهد. بر این اساس، ارتفاع برف‌مرز (SLA) در فصول مختلف متغیر است. در فصل زمستان ارتفاع برف‌مرز در این گستره جغرافیایی به دلیل کاهش شدید دمای محیطی و وجود شرایط مناسب برای گسترش برف‌پوش به کمینه میزان خود (۲۲۳۰ متر) می‌رسد. برف‌مرز (SL) در این فصل به سمت باندهای ارتفاعی پایین‌تر جابه‌جا شده و به تراز ارتفاعی ۲۲۳۰ متر رسیده است. در چنین شرایطی برف‌پوش اغلب قله مرتفع و کوهپایه‌های آن‌ها را در بر گرفته است. به بیان دیگر، در فصل زمستان یک ناهنجاری منفی دمایی با همراهی رویداد بارش برف موجبات مهاجرت برف‌مرز به محدوده‌های ارتفاعی پایین‌تر را فراهم کرده است. واحدهای کوهستانی سهند، سبلان و بزقوش، رشته‌کوه‌های طالش در شرق، طارم، سلطانیه و ماه‌نشان در جنوب شرق، ارتفاعات تخت سلیمان در مرکز، توده کوهستانی چهل چشمه و شاهو در جنوب، ناهمواری‌های قوشاداغ، قره‌داغ و کیامکی‌داغ در شمال و ارتفاعات غرب قلمرو مورد بررسی مشتمل بر قله مرتفع آورین، برده رش، دالامپر، کله‌شین و قندیل با چنین شرایطی مواجه بوده‌اند. این حالت به گستردگی بیشینه برف‌پوش در پهنه مطالعاتی منجر شده است (شکل ۱۹). این در حالی است که بر اساس الگوهای فضایی تابستان، برف‌مرز (SL) در این فصل به تراز ارتفاعی ۴۸۰۵ متر منتقل شده که نشانگر ذوب برف به سبب وجود شرایط گرمایش کافی و امکان ماندگاری بسیار اندک برف‌پوش آن‌هم به پیروی از پیکربندی ناهمواری و مؤلفه توپوگرافی ارتفاع در چکاد کوهستان سبلان است. این بدان معنا است که در فصل تابستان ارتفاع برف‌مرز در قلمرو مطالعاتی با توجه به افزایش دمای هوا و گدازش برف به بیشینه مقدار خود رسیده و به سوی تراز ارتفاعی (۴۸۰۵ متر) کشیده می‌شود (شکل ۲۰). این موضوع نشانه

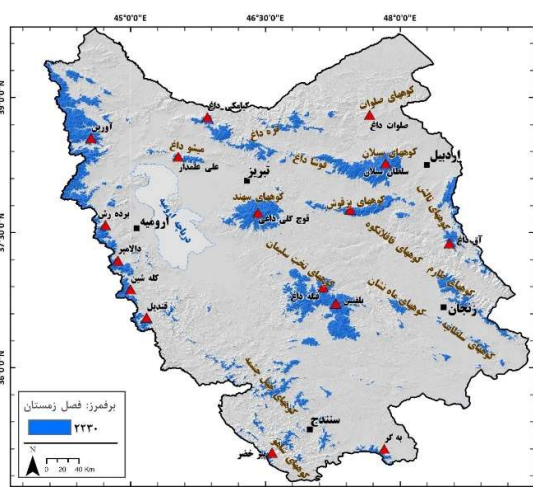
کاهش قابل ملاحظه گستره برف‌پوش در این پهنه جغرافیایی نیز می‌باشد.

در فصل گذار بهار ارتفاع برف‌مرز (SLA) به تراز ارتفاعی ۴۰۲۷ متر حرکت کرده که نشان از پستیرو این مؤلفه فنولوژیک در مقایسه با فصل زمستان به سوی ارتفاعات بالاتر (چکاد کوهستانی سبلان) به تبعیت از آهنگ افزایشی دما در پهنه مطالعاتی دارد (شکل ۲۱). در فصل گذار پاییز نیز ارتفاع برف‌مرز (SLA) به سمت تراز ارتفاعی ۳۰۹۸ متر کشیده شده که نسبت به فصل تابستان پیشروی آن را به سوی ترازهای ارتفاعی پایین‌تر به سبب وجود شرایط سرمایش کافی و امکان انباشت و ماندگاری پوشش برف به پیروی از پیکربندی ناهمواری و مؤلفه توپوگرافی ارتفاع نشان می‌دهد (شکل ۲۲). بدین ترتیب، فضا و مجال بیشتری برای گسترش برف‌پوش در توده‌های کوهستانی سهند و سبلان و بسیار پراکنده در قله مرتفع آورین، برده رش، دالامپر، کله‌شین و قندیل در غرب پهنه مورد بررسی مهیا شده است. شکل ۲۳ نیز تغییرات میانگین ارتفاع برف‌مرز (SLA) را در فصول مختلف نشان می‌دهد



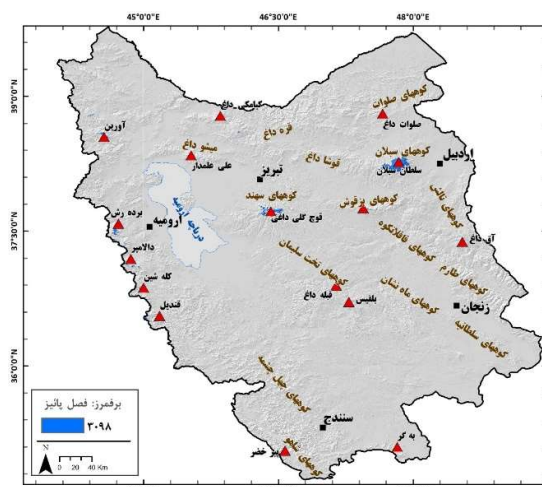
شکل (۲۰): پراکنش ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران (تابستان)

Figure (20): Snowline height distribution in northwest Iran (summer)



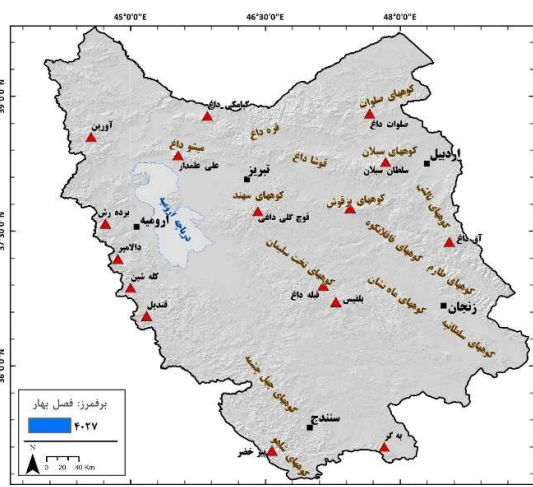
شکل (۱۹): پراکنش ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران (زمستان)

Figure (19): Snowline height distribution in northwest Iran (winter)



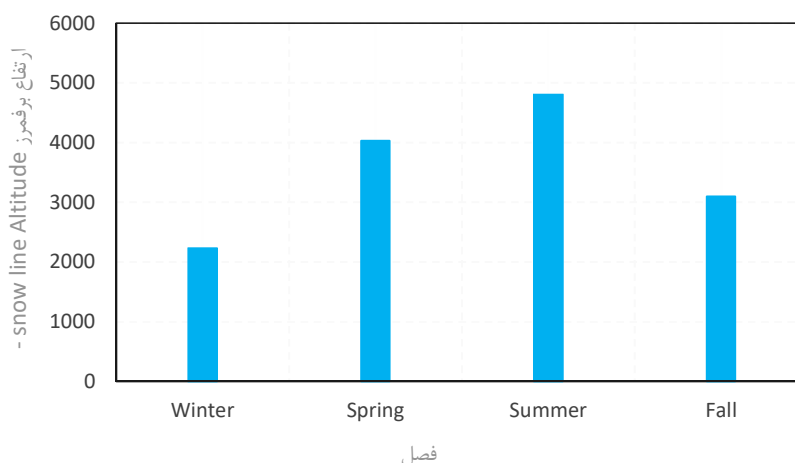
شکل (۲۲): پراکنش ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران (پاییز)

Figure (22): Snowline height distribution in northwest Iran (autumn)



شکل (۲۱): پراکنش ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران (بهار)

Figure (21): Snowline height distribution in northwest Iran (spring)



شکل (۲۳): میانگین ارتفاع برفمرز در شمال غرب ایران در فصول مختلف سال (روش دوم)

Figure (23): Average snowline height in northwest Iran in different seasons of the year (Second method)

جدول ۵ تغییرات ارتفاع برفمرز را در هر فصل از سال در مقایسه با فصل قبل نشان می‌دهد. اعداد منفی در ستون تغییرات به معنای انتقال ارتفاع برفمرز به سوی ترازهای ارتفاعی پایین‌تر و اعداد مثبت به معنای مهاجرت ارتفاع برفمرز به سوی ترازهای ارتفاعی بالاتر است. بر این اساس، بیشترین پیشروی ارتفاع برفمرز از فصل تابستان به سوی پاییز روی داده است؛ به طوری که میانگین ارتفاع برفمرز در فصل پاییز نسبت به تابستان حدود ۱۷۰۷ متر به سوی ترازهای ارتفاعی پایین‌تر به سبب کاهش دمای محیطی، آغاز ریزش و انباشت برف در پهنه مطالعاتی جابجا شده است. در عین حال، بیشترین پسروی ارتفاع برفمرز به طرف طبقات ارتفاعی بالاتر به میزان ۱۷۹۷ متر از فصل زمستان به طرف بهار اتفاق افتاده است. دلیل این امر می‌تواند مرتبط با افزایش دمای محیطی و به تبعیت از آن ذوب برف و کاهش گستره برف‌پوش در پهنه مطالعاتی باشد.

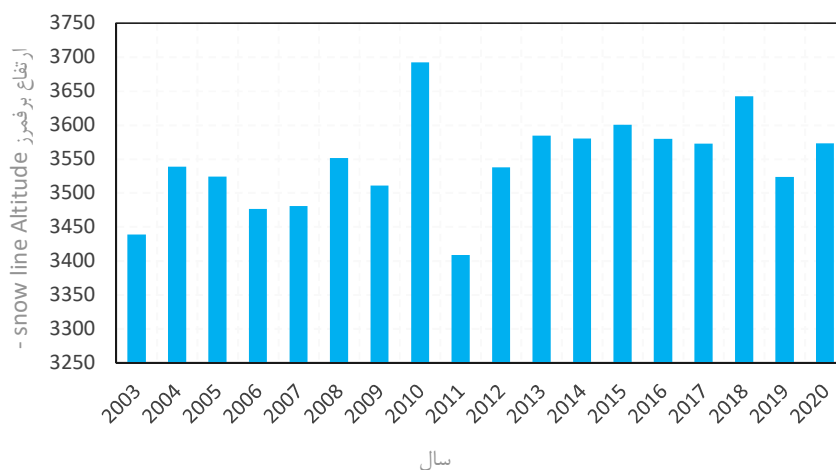
جدول (۵): تغییرات ارتفاع برفمرز در شمال غرب ایران در بازه زمانی فصلی (روش دوم)

Table (5): Changes in snowline height in northwest Iran in seasonal time period (Second method)

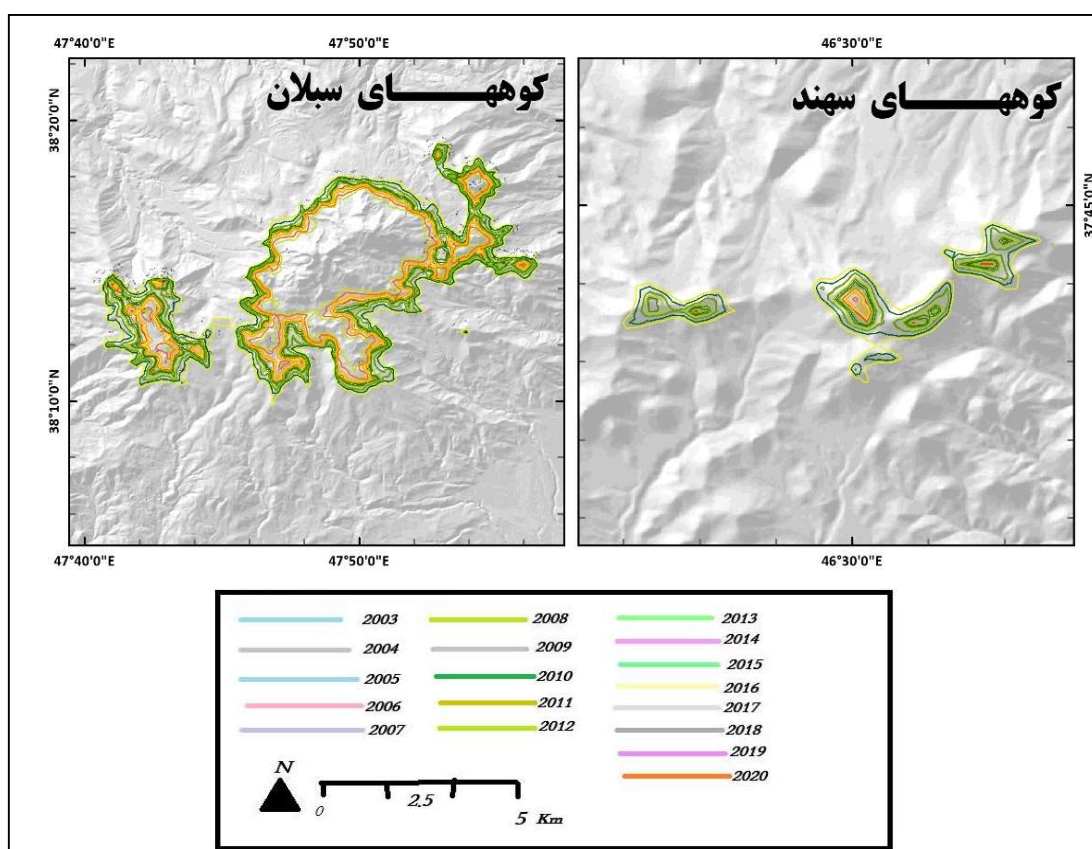
فصل	میانگین ارتفاع برفمرز (m)	تغییرات (m)
زمستان	۲۲۳۰	-۸۶۸
بهار	۴۰۲۷	۱۷۹۷
تابستان	۴۸۰۵	۷۷۸
پاییز	۳۰۹۸	-۱۷۰۷

تغییرات ارتفاع برفمرز (SLA) با استفاده از داده‌های برف‌پوش و دمای سطح زمین (LST) در بازه زمانی سالانه

شکل ۲۴ ارتفاع برفمرز (SLA) را در بازه زمانی سالانه در پهنه شمال غربی نشان می‌دهد. بر این اساس، ارتفاع برفمرز (SLA) در سال‌های مختلف مقادیر متفاوتی را نشان می‌دهد. یافته‌ها نشان داد که ارتفاع برفمرز (SLA) طی این بازه زمانی در برخی از سال‌ها کاهش و در بعضی از سال‌ها افزایش یافته است. بررسی‌ها نشانگر این است که کمترین ارتفاع برفمرز (SLA) مربوط به سال ۲۰۱۱ با ارتفاع ۳۴۰۸ متر و بیشترین ارتفاع برفمرز (SLA) مربوط به سال ۲۰۱۰ با ارتفاع ۳۶۹۲ متر است (شکل). بر این اساس، شکل ۲۵ تغییرات ارتفاع برفمرز (SLA) را در دو توده کوهستانی سبلان و سهند در محدوده مورد مطالعه در طی سال‌های مختلف نشان می‌دهد.



شکل (۲۴): میانگین ارتفاع برف‌مرز در شمال غرب ایران در بازه زمانی سالانه (روش دوم)
Figure (24): Average snowline height in northwest Iran in annual time period (Second method)



شکل (۲۵): میانگین ارتفاع برف‌مرز در توده‌های کوهستانی سبلان و سهند در بازه زمانی سالانه
Figure (25): Average snowline height in Sabalan and Sahand mountain ranges in annual time period

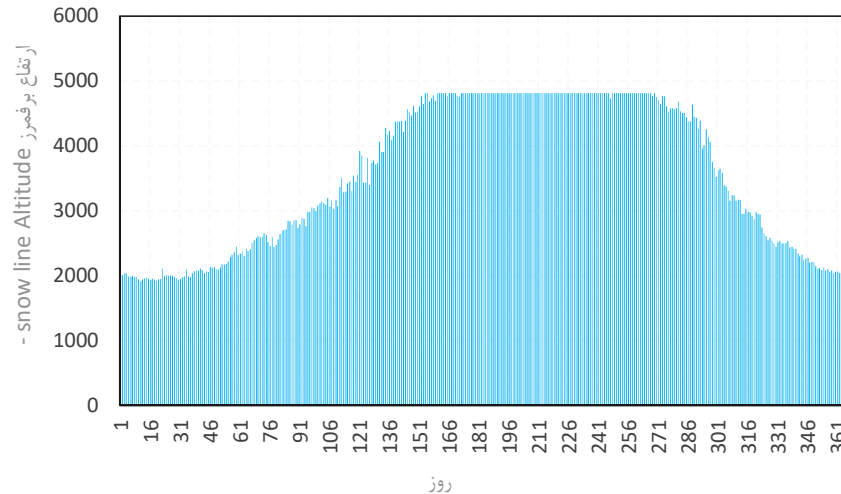
جدول ۶ تغییرات ارتفاع برف‌مرز را در هر سال نسبت به سال قبل نشان می‌دهد. اعداد منفی در ستون تغییرات به معنای جابجایی ارتفاع برف‌مرز به طرف طبقات ارتفاعی پایین‌تر و اعداد مثبت به معنای تغییر ارتفاع برف‌مرز به سوی طبقات ارتفاعی بالاتر است. بر این اساس، بیشینه پیشروی ارتفاع برف‌مرز بین سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱ روی داده است؛ به طوری که میانگین ارتفاع برف‌مرز در سال ۲۰۱۱ نسبت

به ۲۰۱۰ حدود ۲۸۴ متر به سوی ترازهای ارتفاعی پایین تر جابجا شده است. در عین حال، بیشینه پستی ارتفاع برف مرز به سوی ترازهای ارتفاعی بالاتر در سال ۲۰۱۰ در مقایسه با سال ۲۰۰۹ به میزان حدود ۱۸۲ متر در قلمرو مطالعاتی رخ داده است.

جدول (۶): تغییرات ارتفاع برف مرز در شمال غرب ایران در بازه زمانی سالانه (روش دوم)
Table (6): Changes in snowline height in northwest Iran in the annual time frame (Second Method)

سال	میانگین ارتفاع برف مرز (m)	تغییرات (m)
۲۰۰۳	۳۴۳۸	
۲۰۰۴	۳۵۳۸	۱۰۰
۲۰۰۵	۳۵۲۳	-۱۵
۲۰۰۶	۳۴۷۶	-۴۷
۲۰۰۷	۳۴۸۰	۴
۲۰۰۸	۳۵۵۱	۷۱
۲۰۰۹	۳۵۱۰	-۴۱
۲۰۱۰	۳۶۹۲	۱۸۲
۲۰۱۱	۳۴۰۸	-۲۸۴
۲۰۱۲	۳۵۳۷	۱۲۹
۲۰۱۳	۳۵۸۴	۴۷
۲۰۱۴	۳۵۸۰	-۴
۲۰۱۵	۳۶۰۰	۲۰
۲۰۱۶	۳۵۷۹	-۲۱
۲۰۱۷	۳۵۷۲	-۷
۲۰۱۸	۳۶۴۲	۷۰
۲۰۱۹	۳۵۲۳	-۱۱۹
۲۰۲۰	۳۵۷۳	۵۰

تغییرات ارتفاع برف مرز (SLA) با استفاده از داده های برف پوش و دمای سطح زمین (LST) در بازه بلندمدت شکل ۲۶ ارتفاع برف مرز (SLA) را در بازه بلندمدت در پهنه شمال غربی ایران نشان می دهد. بر این اساس، ارتفاع برف مرز (SLA) در این بازه متغیر است. این شکل نشان دهنده این است که بیشینه ارتفاع برف مرز (۴۸۱۱ متر) در این بازه مربوط به روزهای ۱۷۲ تا ۲۶۹ سال (۲۰) چون برابر با تقریباً ۳۰ خرداد تا ۲۱ سپتامبر برابر با تقریباً ۳۰ شهریور) مصادف با روزهای گرم سال یا مقارن با تابستان به سبب خیزش دمای محیط، گدازش و ماندگاری حداقلی برف و کمینه ارتفاع برف مرز (۱۹۲۲ متر) در این بازه متعلق به روز ۱۹ سال (۱۹) ژانویه برابر با تقریباً ۲۹ دی) مقارن با شروع فصل زمستان و وجود شرایط سرمایش کافی با همراهی رخداد ریزش برف و امکان انباشت و ماندگاری آن در منطقه به ویژه قله مرتفع و کوهپایه ها است.



شکل (۲۶): میانگین ارتفاع برف مرز در شمال غرب ایران در بازه بلندمدت (۲۰۲۰-۲۰۰۳) (روش دوم)
Figure (26): Average snow line height in northwest Iran in the long term (2003-2020) (Second Method)

نتیجه گیری

در این پژوهش تغییرات فنولوژیک ارتفاع برف مرز (SLA) در شمال غرب ایران به کمک داده‌های دور کاوی مادیس ترا و آکوا در مقیاس‌های زمانی مختلف در بازه آماری ۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰ برآورد و بررسی شد. کاهش اثر ابرناکی با الگوریتم‌های ادغام و تلفیق داده‌ها، پالایه همسایگی فضایی و پالایه زمانی انجام شد. برای مدل رقومی ارتفاع (DEM) نیز از داده‌های آژانس اکتشافات فضایی ژاپن بهره گرفته شد. الگوی ارتفاع برف مرز در ژانویه در هر دو روش استفاده شده در این پژوهش در فاز بیشینه قرار داشته و این پارامتر فنولوژیک برف در قلمرو شمال غربی اساس خط همدمای صفر درجه سلسیوس (روش اول) به رقم ۱۷۲۹ متر بالغ می‌شود؛ در مقابل، بر اساس روش دوم (وجود پوشش برفی این که دمای سطح زمین (LST) نیز صفر یا زیر صفر درجه سلسیوس باشد) آنومالی منفی دمایی توأم با ریزش برف منجر به پیشروی بر

و

برف مرز به ارتفاعات پایین‌تر شده و ارتفاع برف مرز به رقم ۱۹۷۴ متر می‌رسد. این موضوع بر اساس نقشه‌های پهنه‌ای ارتفاع برف مرز پهنه شمال غربی در کوهستان‌های سهند، سبلان و بزقوش، ارتفاعات طالش در شرق، طارم، سلطانیه و ماه‌نشان در جنوب شرق، ارتفاعات تخت سلیمان در مرکز، توده کوهستانی چهل چشمه و شاهو در جنوب، ارتفاعات قوشاداغ، قره‌داغ و کیامکی داغ در شمال و ارتفاعات غرب منطقه شامل چکادهای آورین، برده رش، دالامپر، کله‌شین و قندیل رخنمونی آشکار دارد. فاز بیشینه ارتفاع برف مرز در ژانویه نسبت به سایر ماه‌های سال در هر دو روش به سبب افت چشمگیر دمای هوا و مساعد بودن شرایط برای انباشت و گسترش سطوح برف‌پوش به طرف ترازهای ارتفاعی پایین‌تر شده است. کمترین ارتفاع برف مرز (SLA) در پهنه شمال غربی در هر دو روش برآورد ارتفاع برف مرز به ترتیب مربوط به ماه‌های ژانویه، دسامبر و فوریه است که حاصل گسترش برف مرز به کمربندهای ارتفاعی پایین‌تر می‌باشد. مقایسه این دو روش برای برآورد ارتفاع برف مرز نیز افزایش مرز گذار اراضی با پوشش برف و زمین‌های فاقد برف‌پوش از ژانویه به طرف اگوست را نشان می‌دهد که با پژوهش کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۴۰۰) مطابقت و هماهنگی دارد؛ به طوری که بر اساس روش اول ارتفاع برف مرز در اگوست به ۳۷۱۲ متر و بر پایه روش دوم به ۴۸۱۱ متر می‌رسد. این موضوع حاصل پسروی این پارامتر فنولوژیک برف به طرف ترازهای ارتفاعی فوقانی‌تر به سبب افزایش دمای محیطی، گدازش برف و کاهش آشکار گستره برف‌پوش در شمال غربی ایران است. در چنین شرایطی، الگوی ارتفاع برف مرز در ماه‌های می تا اگوست در فاز کمینه قرار داشته و فقط چکاد توده کوهستانی سبلان از پوشش برفی اندک برخوردار می‌باشد. بر اساس روش اول، بیشترین پیشروی ارتفاع برف مرز از اگوست به سوی سپتامبر و بر اساس روش دوم بیشینه پیشروی ارتفاع برف مرز از اکتبر به سوی نوامبر رخ داده است. به بیان دیگر، ارتفاع برف مرز در روش اول به میزان ۶۲۹ متر و بر پایه روش دوم حدود ۱۳۷۴ متر به طرف ترازهای ارتفاعی پایین‌تر جابجا شده است. برف مرز (SL) در فصل زمستان به طرف کمربندهای ارتفاعی پایین‌تر کشیده شده

و در روش اول و دوم در فاز بیشینه به ترتیب به ترازهای ارتفاعی ۱۸۹۴ و ۲۲۳۰ متر به دلیل افت قابل ملاحظه دمای محیطی و مهیایی شرایط مناسب برای گسترش بیشینه برف پوش انتقال یافته است. در چنین فازی، پوشش برف اغلب قله مرتفع و کوهپایه‌های آن‌ها را پهنه مورد بررسی تحت سیطره دارد. در مقابل، بر اساس الگوی تابستانه برف‌مرز، ارتفاع این مؤلفه فنولوژیک در فاز کمینه قرار داشته و در روش اول و دوم به ترتیب به سوی باندهای ارتفاعی ۳۴۲۵ و ۴۸۰۵ متر به سبب گرمایش هوا و به دنبال آن ذوب برف و افت شدید سطوح برف پوش منتقل شده است. بر اساس روش اول، کمترین ارتفاع برف‌مرز در سال ۲۰۱۱ با ارتفاع ۲۳۸۳ متر و بیشترین ارتفاع این مؤلفه فنولوژیک در سال ۲۰۱۷ با ارتفاع ۲۷۷۵ متر حادث شده است. این در حالی است که بر مبنای روش دوم، سال ۲۰۱۱ با ارتفاع ۳۴۰۸ متر و سال ۲۰۱۰ با ارتفاع ۳۶۹۲ متر به ترتیب کمترین و بیشترین ارتفاع برف‌مرز را داشته‌اند. این موضوع با پژوهش صلاحی و همکاران (۱۴۰۳) که معتقد هستند سال ۲۰۱۰ پائین‌ترین توزیع سطوح برف پوش را در پهنه مطالعاتی داشته است همخوانی و سازگاری نشان می‌دهد. الگوی بلندمدت ۲۰۲۰-۲۰۰۳ برای روش اول بیشینه ارتفاع برف‌مرز را در روز ۱۱ اگوست برابر با ۲۰ مرداد با رقم ۴۱۷۰ متر و کمینه آن را در روز ۱۲ ژانویه برابر با ۲۳ دی با رقم ۱۶۷۱ متر نشان می‌دهد. در روش دوم بیشینه این پارامتر فنولوژیک در تراز ارتفاعی ۴۸۱۱ متر در روزهای ۲۰ جون برابر با ۳۰ خرداد تا ۲۱ سپتامبر برابر با ۳۰ شهریور و کمینه آن در تراز ارتفاعی ۱۹۲۲ متر در روز ۱۹ ژانویه برابر با ۲۹ دی حادث شده است. به طور کلی، بر اساس یافته‌های این پژوهش، به نظر می‌رسد با توجه به شواهد اقلیمی و میدانی منطقه مورد بررسی، الگوریتم دوم (وجود برف پوش همگام با دمای صفر یا زیر صفر درجه سلسیوس سطح زمین) در مقایسه با روش اول (پیشنهادی میندر و همکاران (۲۰۱۱)) برای برآورد ارتفاع برف‌مرز کارایی و کاربرد مناسب‌تری می‌تواند داشته باشد.

References

- Asghari Saraskanrood, S., sadeghi, A. and molanouro, E. (2023). Investigation of changes in snow cover and surface temperature with topographic component of elevation Case study (Urmia Lake catchment). *Hydrogeomorphology*, 10(34), 75-53. doi: 10.22034/hyd.2022.51719.1639.
- Azizi, G., Rahimi, M., Mohammadi, H. & Khoshakhlagh, F. (2017). Spatio-temporal variations of snow cover in the southern slope of central Alborz. *Physical Geography Research*, 49(3), 381-393. doi: 10.22059/jphgr.2017.217393.1006943.
- Bahrami, M., Fathzadeh, A., Zaree Chahooki, M. A. & Taghizadeh Mehrjerdi, R. (2016). Scale Effect Geomorphometric Parameters of Spatial Pattern of Snow Depth. *Hydrogeomorphology*, 3(6), 95-113.
- Balk B, Elder, K. (2000). Combining binary decision tree and geostatistical methods to estimate snow distribution in a mountain watershed. *Water Resources Research*, 36(1), 13-26. <https://doi.org/10.1029/1999WR900251>.
- Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impact of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* 438, 303-309.
- Beniston, M., Farinotti, D., Stoffel, M., Andreassen, L.M., Coppola, E., Eckert, N., Fantini, A., Giacona, F., Hauck, C., Huss, M., Huwald, H., Lehning, M., López-Moreno, J.-I., Magnusson, J., Marty, C., Morán-Tejeda, E., Morin, S., Naaim, M., Provenzale, A., Rabatel, A., Six, D., Stötter, J., Strasser, U., Terzago, S., & Vincent, C. (2018). The European Mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. *Cryosphere* 12, 759-794.
- Bormann, K. J., Brown, R. D., Derksen, C., & Painter, T. H. (2018). Estimating snow-cover trends from space. *Nat. Clim. Chang.* 8, 924-928.
- Brown, R., & Armstrong, R. L. (2010). Snow-cover data measurement, products and sources in snow and climate. In *Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling*, Armstrong RL, Brun E(eds). Cambridge University Press: Cambridge, UK.
- Chen, X., Liang, S., Cao, Y., He, T., & Wang, D. (2015). Observed contrast changes in snow cover phenology in northern middle and high latitudes from 2001-2014. *Sci Rep* 5, 16820 (2015). <https://doi.org/10.1038/srep16820>.

- Dietz, A., Conrad, C., Kuenzer, C., Gesell, G., & Dech, S. (2014). Identifying changing snow cover characteristics in central Asia between 1986 and 2014 from remote sensing data, *Remote Sensing*, 6(12), 12752- 12775.
- Foster J. L., Hall D. K., Chang, A. T. C., Rango, A., Wergin, W., & Erbe, E. (1999). Effects of snow crystal shape on the scattering of passive microwave radiation. *Geoscience & Remote Sensing IEEE Transactions on Selected Topics*, 37(2), 1165–1168. <https://doi.org/10.1109/36.752235>.
- Halabian, A., & Solhi, S. (2020). Snow-cover and Land Surface Temperature investigation, related to the Elevation as a Topographic Factor in the Central Alborz Mountain. *Quantitative Geomorphological Research*, 9(2), 227-249. doi: 10.22034/gmpj.2020.118243.
- Hammond, J. C., Saavedra, F. A., & Kampf, S. K. (2018). Global snow zone maps and trends in snow persistence 2001–2016. *Int. J. Climatol.* 38, 4369–4383.
- Hantel, M., Maurer, C., & Mayer, D. (2012). The snowline climate of the Alps 1961-2010. *Theoretical and Applied Climatology*, 110, 517–537. Doi: 10.1007/s00704-012-0688-9.
- Harshburger, B., Humes, K., Waldon, V., Blandford, T., Moore, B., & Dezzani, R. (2010). Spatial interpolation of snow water equivalency using surface observations and remotely sensed images of snow-covered areas. *Hydrological Processes*, 24, 1285-1295.
- Huss, M., Bookhagen, B., Huggel, C., Jacobsen, D., Bradley, R.S., Clague, J.J., Vuille, M., Buytaert, W., Cayan, D.R., Greenwood, G., Mark, B.G., Milner, A.M., Weingartner, R., & Winder, M. (2017). Toward mountains without permanent snow and ice. *Earth's Future* 5, 418–435. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.09.035>.
- Immerzeel, W., Droogers, P., Jong, S., & Bierkens, M. (2009). Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan River basins using remote sensing; *Remote Sensing of Environment*, 113, 40-49.
- Jin, X., Ke, C., Xu, Y., & Li, X. (2014). Spatial and temporal variations of snow cover in the Loess Plateau, China. *International Journal of Climatology*. 35(8), 1721-1731. DOI: 10.1002/joc.4086.
- Kashani, A., Salahi, B., Halabian, A. H, & Zeinali, B. (2022). Spatio-temporal variations of snow-covered days in the northwest of Iran using remote sensing data. *Journal of RS and GIS for Natural Resources*, 15(1), 94-117.
- Ke, C., & Liu, X. (2014). MODIS-observed spatial and temporal variation in snow cover in Xinjiang, China. *Climate Research*, 59, 15-26.
- Keikhosravi Kiany, M.S., & Masoodian, S.A. (2021). Climatology of snow cover accumulation and melting in Iran using MODIS data. *Physical Geography Research*, 53(1), 109-121. doi:10.22059/jphgr.2021.290500.1007446.
- Kohler, T., Wehrli, A., & Jurek, M. (2014). Mountains and climate change: A global concern. In: Centre for Development and Environment (CDE) (Ed.), *Sustainable Mountain Development Series*. Swiss Agency for Development and Cooperation (SDC) and Geographica Bernensia, Bern, Switzerland (136 pp).
- Krajci, P., Holko, L., Perdigao, R. A. P., & Parajka, J. (2014). Estimation of regional snowline elevation (RSLE) from MODIS images for seasonally snow covered mountains basins. *Journal of Hydrology*, 519, 1769-1778.
- Li, D., Wrzesien, M. L., Durand, M., Adam, J., & Lettenmaier, D. P. (2017). How much runoff originates as snow in the western United States, and how will that change in the future? *Geophys. Res. Lett.* 44, 6163–6172.
- Minder, J.R., Durran, D.R., & Roe, G.H. (2011). Mesoscale controls on the mountainside snow line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48, 2107–2127. doi: 10.1175/JAS-D-10-05006.1.
- Mirmousavi, S. H, & Saboor, L. (2014). Monitoring the changes of snow cover by using MODIS sensing images at North West of Iran. *Geography and development*, 12(35), 181-199. Sid. <https://sid.ir/paper/77373/en>.
- Mohammadi Ahmadm Mahmoudi, P. & Khorani, A. (2019). Snow Cover Changes of Zagros Range in 2001-2016 Using Daily Data of MODIS. *Journal of the Earth and Space Physics*, 45(2), 355-371. doi: 10.22059/jesphys.2019.256133.1006997.

- Mote, P. W., Li, S., Lettenmaier, D.P., Xiao, M., & Engel, R. (2018). Dramatic declines in snowpack in the western US. *Climate and Atmospheric Science* 1, 2. DOI: 10.1038/s41612-018-0012-1.
- Notarnicola, C. (2020). Hotspots of snow cover changes in global mountain regions over 2000–2018, *Remote Sensing of Environment*, 243, 111781. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111781>.
- Pepin, N., Bradley, R. S., Diaz, H. F., Baraer, M., Caceres, E. B., Forsythe, N., Fowler, H., Greenwood, G., Hashmi, M. Z., Liu, X. D., Miller, J. R., Ning, L., Ohmura, A., Palazzi, E., Rangwala, I., Schöner, W., Severskiy, I., Shahgedanova, M., Wang, M.B., Williamson, S. N., & Yang, D. Q. (2015). Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nat. Clim. Chang.* 5, 424-430.
- Pu, Z., & Xu, L. (2009). MODIS/Terra observed snow cover over the Tibet Plateau: distribution, variation and possible connection with the East Asian Summer Monsoon, 97, 265-278.
- Ramage, J. M., & Isacks, B. L. (2003). Interannual variations of snowmelt and refreeze timing in southeast Alaskan icefields, USA. *Journal of Glaciology*, 49, 102–116.
- Salahi, B., Halabian, A., Zeinali, B., & Kashani, A. (2024). Analyzing the relationship between snow cover and physiographic factors in the Northwestern mountainous area of Iran, *Quantitative Geomorphological Research*, 13(2), 195-218. doi: 10.22034/gmpj.2024.456313.1501.
- Shahzeidi, S. (2023). Investigating the Relationship between Geomorphological Components (Elevation, Slope and Aspect) and the Maximum Snow-Cover Duration in Talesh Mountains. *Geography and Development*, 21(73), 166-198. doi: 10.22111/gdij.2023.44795.3497.
- She, J., Zhang, Y., Li, X., & Chen, Y. (2014). Changes in snow and glacier cover in an arid watershed of the western Kunlun Mountains using multisource remote-sensing data, *International journal of remote sensing*, 35, 234- 252.
- Simpson, J. J., Stitt, J. R., & Sienko, M. (1998). Improved estimates of the areal extent of snow cover from AVHRR data, *Journal of Hydrology*, 204, 1-23.
- Stocker T., Qin D. H., Plattner, G. K., & et al. (2014). *Climate Theoretical and Applied Climatology Change, 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge and New York: Cambridge University Press.
- Takaku, J., Tadono, T., & Tsutsui, K. (2014). Generation of high-resolution global DSM from ALOS PRISM, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XL-4, 243-248, ISPRS.
- Udnaes, H., Alfnes, C. E., & Andreassen, L. M. (2007). Improving runoff modeling using satellite-derived snow cover area. *Nord. Hydrol.* 38, 21–32.
- Yang, J., Zhao, Z., Ni, J., Ren, L., & Wang, Q. (2012). Temporal and spatial analysis of changes in snow cover in western Sichuan based on MODIS images. *Journal of Earth Sciences*, 55, 1329- 1335.
- Yang, Q., Song, K., Hao, X., Shengbo, C., & Bingxue, Z. (2018). An assessment of snow cover duration variability among three basins of Songhua River in Northeast China using binary decision tree. *Chin. Geogr. Sci.* 28, 946–956. <https://doi.org/10.1007/s11769-018-1004-0>.
- Zeynali, B., Ghale, E. & Safari, S. (2021). Extraction of snow-covered area of Sabalan Mountain using Landsat satellite images by object-oriented classification method. *Hydrogeomorphology*, 8(26), 97-79. doi: 10.22034/hyd.2021.43548.1566.
- Zhang, H., Zhang, F., Zhang, G., Che, T., Yan, W., Ye, M., & Ma, N. (2019). Ground-based evaluation of MODIS snow cover product V6 across China: Implications for the selection of NDSI threshold, *Science of the Total Environment*, 651, 2712–2726.