نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال بیستم، شماره ۵۶، بهار ۹۹

# ارزیابی دمایی خط برف و شناسایی مناطق دارای پتانسیل ریزش برف در کوه‌های البرز با تصاویر NOAA-AVHRR

**دریافت مقاله**: ۹۶/۸/۴ **پذیرش نهایی**: ۹۷/۸/۶

**صفحات**: ۲۰۴-۱۹۳

**داریوش یاراحمدی** : دانشیار گروه اقلیم شناسی دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران.
**Email**: d.yarahmdi@gmail.com
**امان اله فتح نیا** : استایار اقلیم شناسی گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران.
**Email**: a_fathnia2007@yahoo.com
**مهدی شرافت** :دانشجوی دکترای اقلیم شناسی دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران.
**Email**: sherafat.mehdi991@gmail.com

**چکیده**

**وسعت سطوح برفی و تغییرات زمانی و مکانی آن، یک پارامتر اساسی در مطالعات آب و هوا شناسی و هیدرولوژیکی به حساب می‌آید. در این زمینه داده‌های تصاویر ماهواره‌ای با هزینهٔ پایین و وسعت زیاد سطح برداشت، کمک مؤثری در شناخت حوضه‌های برف‌گیر می‌باشند. با توجه به اینکه ماهواره‌ها قادر به تصویربرداری از یک سطح در مقاطع زمانی مختلف هستند، در مطالعات برف‌سنجی این امکان را فراهم می‌کنند که پراکنش زمانی و مکانی برف مورد مطالعه قرار گیرد. در این پژوهش نیز با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای NOAA-AVHRR در بازه زمانی ۲۰۱۵-۲۰۰۶ تغییرات مرزبرف و خط دمای سطح آن در رشته‌کوه البرز بررسی شد. نتایج تحقیق نشان داد که در دوره‌ی مورد مطالعه بیشترین مساحت برف در آوریل سال ۲۰۱۵ با مقدار ۱۲۰۵۹ کیلومترمربع و کمترین مساحت برف، در ژوئن ۲۰۰۸ با مقدار ۳۳ کیلومترمربع دیده شده است. کمترین متوسط ارتفاع مناطق پوشیده از برف، در آوریل ۲۰۰۷ با مقدار ۲۶۶۲ متر و بیشترین آن در ژوئن ۲۰۰۸ با مقدار ۳۸۲۰ متر مشاهده شده است و بیشترین تغییر در خط برف، در فاصله سال ۲۰۰۷ به ۲۰۰۸ رخ داده است. علاوه‌براین در اکثر سال‌ها منحنی دمای صفر درجه سانتی‌گراد بر خط برف منطبق بوده و ارتفاع آن با تغییرات مساحت برف، تغییر کرده است.**

**کلیدواژگان:** ارزیابی دمایی، خط برف، کوه‌های البرز، NOAA-AVHRR

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]

**مقدمه**

پوشش برف به واسطه‌ی ویژگی‌های متفاوت، نسبت به سایر سطوح از قبیل؛ انعکاس بالا و ضریب انتقال حرارتی پایین، یک فاکتور مهم در سیستم اقلیمی کره زمین به حساب می‌آید، این ویژگی‌های خاص برف نقش مهمی را در فرایندهای هیدرولوژیکی، شیمیایی، ژئولوژیکی و نیز بسیاری از جنبه‌های زندگی انسان بازی می‌کند (Lu et al, 2005: 1215) و یک عامل تأثیرگذار در آلبدوی سطحی و بالانس انرژی سطح زمین و تغییرات فصلی آن به حساب می‌آید (Poggio And Gimona, 2015: 122). علاوه براین داشتن اطلاعات دقیق از توزیع فضایی سطوح برفی برای پیش‌بینی وضع هوا و مدل‌سازی هیدرولوژیکی و آب و هواشناسی لازم می باشد (Hüsler et al, 2012: 496; Lu et al, 2005: 1215). به این دلیل استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در کلیه‌ی مناطق جهان برای بررسی سطح برف اهمیت خاصی پیدا کرده است و در این زمینه مطالعات زیادی انجام شده که به برخی از آنها اشاره خواهد شد.

Poggio and Gimona (2015) تغییرات زمانی- فضایی سطح برف کشور اسکاتلند را برای دوره‌ی آماری ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱ با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS[۱] در ارتباط با سایر عوامل محیطی از قبیل توپوگرافی و ارتفاع مورد بررسی قرار دادند. آن ها در این مطالعه از شاخص NDSI[۲] برای آشکارسازی سطوح برفی استفاده نمودند.

Hüsler et al (2012) الگوریتمی را به منظور بازیابی برف از داده‌های سنجنده AVHRR ارائه کردند. آنها با تحلیل داده‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۱ برای آلپ، به این نتیجه رسیدند که الگوریتم طراحی شده به‌منظور بازیابی برف از تصاویر بلندمدت از دقت بالایی برخوردار است. Crawford et al (2012) با استفاده از تصاویر لندست (MSS[۳], TM[۴], ETM[۵]) طی سالهای ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۱، سطوح برفی کوه‌های تراین واقع در آمریکای جنوبی را استخراج نموده و میزان دقت آن‌ها را با استفاده از داده‌های زمینی و اندازه‌گیری آب معادل برف، بر اساس یک زمان مبنا (فصل ذوب) بررسی کردند. Akyurek and Sorman (2002) مناطق برفی حوضه بالارود فرات در شرق ترکیه را با استفاده از تصاویر سنجنده AVHRR بررسی کردند. هدف آنها تعیین خطوط برفی و تغییرات سطح برف و همچنین بررسی اثر شیب، جهت شیب و باد غالب، بر انباشت و تخلیه برف بود. Zhoua et al (2005) نقشه سطوح برفی حاصل از تصاویر ماهواره‌ای AVHRR و MODIS را با نمونه‌های زمینی مقایسه کردند و به این نتیجه رسیدند که سنجنده MODIS بیشتر برف خود را در مناطق مرتفع حوضه و با دقتی بیشتر از AVHRR برآورد می‌کند. Kleindienst et al (2000) برای تعیین خط برف در آلپ‌های سوئیس، داده‌های سنجنده AVHRR را طی سال‌های ۱۹۹۲، ۱۹۹۶، ۱۹۹۸ و ۱۹۹۹ تجزیه و تحلیل کردند. آن‌ها نتایج حاصل از سنجنده AVHRR را با داده‌های ماهواره IRS[۶] مقایسه کردند و به این نتیجه رسیدند که حتی با قدرت تفکیک فضایی ۱/۱کیلومتر نیز تجزیه و تحلیل کمی خط برف امکان‌پذیر می‌باشد. برخی تحقیقات در ایران در ارتباط با برف‌سنجی عبارتند از: بنی‌حبیب و همکاران (۱۳۹۲) به منظور پایش سطح برف حوضه سد

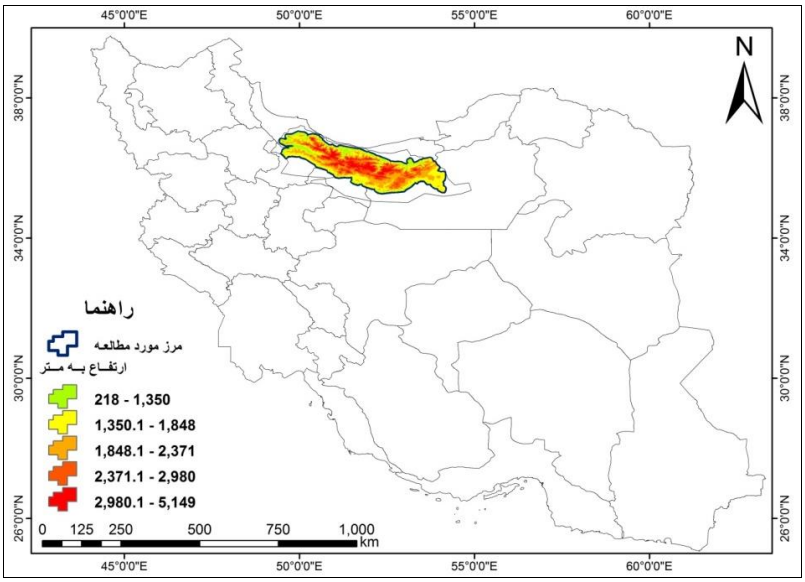
۱- MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
۲- Normalized Difference snow Index
۳- Multispectral Scanner
۴- Thematic Mapper
۵- Enhanced Thematic Mapper
6- Indian Remote Sensing

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]

شاه‌چراغ، از تصاویر سنجنده AVHRR طی سال‌های ۱۹۸۶ - ۲۰۰۷ استفاده کردند و به کمک دو روش تحلیل آستانه برپایهٔ آلبدو باندهای مرئی و دمای درخشندگی برای جداسازی برف از پدیده‌های دیگر اقدام کردند و به این نتیجه رسیدند که سطح پوشش برف محاسبه شده از تصویر سنجندهٔ AVHRR-3 حدود ۴ درصد بیشتر از سطح برف محاسبه شده از تصویر سنجندهٔ AVHRR-2 است. همچنین تغییرات سطح برف از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۷ میلادی روندی نشان نداد. فتاحی و وظیفه‌دوست (۱۳۹۰) به منظور پایش سطح پوشش برف و دمای سطح برف حوضه‌های آبریز استان گلستان از سنجنده MODIS، طی دوره آماری ۹ ساله (۲۰۰۹-۲۰۰۰) استفاده کردند. آن‌ها برای تعیین پتانسیل ریزش و ذوب برف، الگوریتم دمای سطح برف و برای تشخیص سطوح پوشیده شده از برف، شاخص NDSI را به کار گرفتند و به این نتیجه رسیدند که سنجنده MODIS برای پایش سطح برف بسیار مناسب می‌باشد. وفاخواه و همکاران (۱۳۹۰) به منظور مقایسه سطح پوشش برف در تصاویر ماهواره نوآ و سنجنده مودیس، در حوضه آبخیز طالقان، از ۱۴ تصویر هم‌زمان ماهواره و سنجنده‌ی مذکور، طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۶ استفاده کردند و به این نتیجه رسیدند که خطای برآورد مساحت پوشش برف در ماهواره نوآ نسبت به سنجنده مودیس، در حدود ۵۷/۹۷ درصد و در دامنه بین ۳/۸۷ درصد و ۲۶۷/۴۲ درصد است و از نظر همپوشانی برف استخراج شده نیز هردو تصویر همپوشانی بالایی دارند. دینی و همکاران (۱۳۸۶) از تصاویر دو سنجنده AVHRR و MODIS و بکارگیری روش آستانه‌گذاری برای آلبدو باندهای مرئی و دمای درخشندگی باندهای حرارتی به منظور شناسایی سطوح برفگیر در البرز مرکزی و جداسازی سطح برف از زمین و ابر استفاده کردند. برهمت و ثقفیان (۱۳۸۶) به ارزیابی قدرت تفکیک‌پذیری تصاویر ماهواره‌ها در تعیین سطح تحت پوشش برف پرداختند. مقایسه سنجنده AVHRR و TM در منطقه زاگرس و سر شاخه‌های کارون نشان داد که مساحت پوشش برفی در تصاویر ماهواره NOAA نسبت به ماهواره لندست بین ۱۵ تا ۱۷ درصد تفاوت دارد. نجف‌زاده و همکاران (۱۳۸۳) تغییرات سطح پوشش برف بخشی از حوضه زاینده‌رود را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای NOAA بررسی کردند.

از جمله‌ی مهم‌ترین سنجنده‌ها، AVHRR می‌باشد که با دارا بودن آرشیو بلندمدت از تصاویر جهانی، زمینه‌ای مناسب را برای مطالعه‌ی تغییرات سطح زمین به صورت روزانه و برای دوره‌ی بیش از ۲۵ سال فراهم کرده است (هاسلر و همکاران، ۲۰۱۲: ۴۹۶). بر همین اساس در این مطالعه نیز از سنجنده AVHRR 2, 3 برای بررسی سطوح برف و مرز دمایی آن در کوه‌های البرز استفاده شد. در اکثر مطالعات قبلی برای استخراج سطح برف از تعداد معدودی از باندهای AVHRR استفاده شده اما در این مطالعه تمام باندهای AVHRR به کار گرفته شده است. علاوه‌براین برخلاف مطالعات قبلی که برای تعیین خط برف مرز دمایی صفر درجه سانتیگراد در نظر گرفته شد، در اینجا از مرز واقعی برف استفاده شد و منحنی دمای صفر درجه سانتیگراد نیز بر اساس محاسبات دقیق دمایی به صورت رستری تعیین شده گردید.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]




**شکل(۱). موقعیت منطقه مورد مطالعه**

محدوده مورد مطالعه بخش مرکزی کوه‌های البرز از طول جغرافیایی ۴۹ درجه و ۲۶ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۱۱ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۵ درجه و ۱۶ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۱ دقیقه شمالی با مساحت تقریبی ۴۴۰۰۰ کیلومترمربع را شامل می‌شود. متوسط ارتفاع منطقه مورد مطاله حدود ۲۰۷۸ متر و جهت شیب غالب آن از شمال به جنوب می‌باشد شکل(۱).

## روش تحقیق

در تحقیق حاضر از تصاویر روزانه NOAA-AVHRR (۱۰۰ تصویر)، با قدرت تفکیک مکانی ۱/۱ کیلومتر، برای دوره آماری ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ و مدل رقومی ارتفاع ۳۰متر استفاده شد. سپس مراحل زیر بر روی تصاویر انجام شد. ابتدا تصاویر با استفاده از نرم‌افزار ENVI تصحیح هندسی شدند. سپس آلبدوی باندهای انعکاسی محاسبه شد. در این تحقیق درصد آلبدوی باند یک سنجنده AVHRR، با استفاده از ضرایب موجود در HDR فایل هر تصویر، از طریق رابطه(۱) محاسبه شد.

$$= S_i * C * I_i A_i$$ رابطه(۱)

که Ai: بازتاب باند i، C: درجه‌ی روشنایی هر پیکسل و $S_i$ و $I_i$ به‌ترتیب شیب و عرض از مبدأ می‌باشد که برای هر تصویر متفاوت است. در ادامه برای محاسبه دمای درخشندگی باندهای حرارتی ۴ و ۵ به قرار زیر عمل شد. ابتدا مقدار رادیانس هر پیکسل از طریق رابطه(۲) محاسبه شد.

$$= S_i * CE_i$$ رابطه(۲)

که در این تابع $E_i$ مقدار رادیانس در واحد $mW/(m^{۲} - sr - cm^{-۱})$، C داده‌های خام سنجنده (دامنه‌ای از ۰ تا ۱۰۲۳)، S و I به ترتیب شیب و ضریب زاویه می‌باشد که برای هر تصویر جداگانه بدست می‌آیند. پس از آن برای تبدیل رادیانس به دمای مؤثر در ماهواره از معکوس تابع پلانک استفاده، و با اعمال ضرایب تصحیح A و B

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]

برای هر تصویر، دمای مؤثر به دمای درخشندگی تبدیل شد. در این مطالعه برای انجام مراحل فوق از روابط(۴ و ۳) استفاده شده است.

$$T'_E = \frac{C_2\ \upsilon}{\ln\left(1+\frac{C_1\ \upsilon^3}{L_E}\right)}$$ رابطه(۳)

که $T_E$: دمای مؤثر در ماهواره برحسب کلوین؛ $\upsilon$: فرکانس معادل طول موج مرکزی برحسب $S^{-1}$ و $C_1$ و $C_2$ ضرایب ثابت برحسب $MW(m_2/sr/cm^{-4})$ هستندکه $C1=1/9110659*10^{-5}$ و C2=1/ 438833 cm – k می‌باشد.

$$T_E = A + B(T'_E)$$ رابطه(۴)

که در رابطه(۴) $T_E$دمای درخشندگی به کلوین برای مقدار رادیانسE، A و B نیز ضرایبی هستند که برای هر نوع از ماهواره NOAA متفاوت می‌باشند.

مرحله بعد برای هر تصویر برآورد دمای سطح زمین بود. برای این کار الگوریتم‌های زیادی توسط محققین اِرائه شده‌اند که دقت این روش‌ها بسته به نوع سنجنده و اجزاء مورد استفاده در الگوریتم متفاوت می‌باشد. در این تحقیق به منظور محاسبه‌ی دمای سطح زمین از الگوریتم کول و همکاران (۱۹۹۴) استفاده شد رابطه(۵).

$$TS = T_4 + [1.29 + 0.28(T_4 - T_5)] \times (T_4 - T_5) + 45(1 - \varepsilon_4) - 40\Delta\varepsilon$$ رابطه(۵)

که در آن: TS دمای سطح زمین، $T_4$ و $T_5$ به‌ترتیب دمای روشنایی باندهای ۴ و ۵ سنجنده AVHRR، $\varepsilon_4$ قابلیت انتشار در باند ۴ و $\Delta\varepsilon$ تفاضل قابلیت انتشار در باندهای ۴ و ۵ سنجنده AVHRR ماهواره NOAA می‌باشد. برای برآورد قابلیت انتشار نیز از روابط وان دِگرید و اوه (۱۹۹۳: ۱۱۱۹) استفاده شد. روابط(۹-۶).

$$\varepsilon_۴ = ۰/۹۸۹۷ + ۰/۰۲۹ * \ln(NDVI)$$ رابطه(۶)

$$\Delta\varepsilon = ۰/۰۱۰۱۹ + ۰/۰۱۳۴۴ * \ln(NDVI)$$ رابطه(۷)

$$\varepsilon_۵ = \varepsilon_۴ - \Delta\varepsilon$$ رابطه(۸)

$$\varepsilon = \frac{(\varepsilon_۴ + \varepsilon_۵)}{۲}$$ رابطه(۹)

در روابط(۹-۶) $\varepsilon_۴$ و $\varepsilon_۵$ به ترتیب قابلیت انتشار در باند ۴ و۵ AVHRR، $\Delta\varepsilon$ تفاضل قابلیت انتشار باندهای ۴ و ۵ AVHRR می‌باشد.

در ادامه مطالعه به منظور استخراج سطح برف در فصل ذوب، از روش آستانه‌گذاری بر روی انعکاس باند یک و دمای سطح، آستانه‌گذاری بر روی NDSI (در AVHRR-3) و بر روی دمای درخشندگی باند ۳ و ۴ (در AVHRR-2) استفاده شد (Zhou et al, 2013: 149). باید توجه داشت که باند 3a که طول موج ۱/۶۴-۱/۵۸ میکرومتر در گذر روزانه برداشت می‌کند، تنها در سری سوم سنجنده‌ی AVHRR وجود دارد، درحالی که باند

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]

۳ در نسل اول و دوم این سنجنده محدوده‌ی ۳/۹۳-۳/۵۵ میکرومتر را شامل می‌شود. پس از استخراج پیکسل‌های برفی، حداکثر سطح برف هر ماه به‌عنوان نماینده‌ی برف آن ماه در نظر گرفته شد، علاوه براین متوسط ارتفاع محدوده برفی هر ماه و تغییرات آن در طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ به دست آمد.

## نتایج

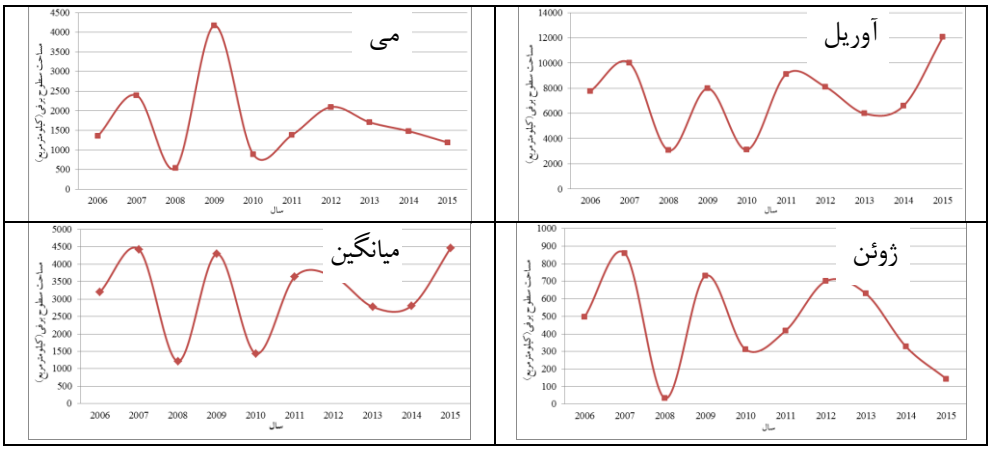
مهم‌ترین خصوصیات برف که در مدل‌های هیدرولوژیکی ذوب برف اهمیت بالایی دارد، عبارتند از: سطح پوشش برف و دمای برف، اگر سطح پوشش برف و دمای آن معلوم باشد، با بروزرسانی مدل‌های هیدرولوژیکی با استفاده از اطلاعات پوشش و دمای سطح برف، می‌توان به تخمین قابل قبولی از رواناب ناشی از ذوب برف به‌صورت روزانه دست یافت. همان‌طور که گفته شد هدف از انجام این تحقیق نیز استخراج دمای سطح و خط برف کوه‌های البرز برای ماه‌های آوریل، می و ژوئن ، از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ بود. دلیل انتخاب این ماه‌ها، اهمیتی است که افزایش ذوب برف (به دلیل افزایش دما) در رژیم آبدهی حوضه‌های برفگیر دارد. با توجه به جدول(۱) و شکل(۲) که مقادیر کمی مساحت برف کوه‌های البرز را نشان می‌دهند در می‌یابیم که بیشترین مساحت برف ماه آوریل در طی سال‌های مورد مطالعه، در آوریل سال ۲۰۱۵ با مقدار ۱۲۰۵۹ کیلومترمربع و کمترین آن در سال ۲۰۰۸ با مقدار ۳۰۶۷ کیلومترمربع رخ داده است. بیشترین مساحت برف ماه می در سال ۲۰۰۹ با مقدار ۴۱۷۰ کیلومترمربع و کمترین آن در سال ۲۰۰۸ با مقدار ۵۴۱ کیلومترمربع مشاهده می‌شود. بیشترین مساحت برف ماه ژوئن هم در سال ۲۰۰۷ با مقدار ۸۵۹ کیلومترمربع و کمترین آن باز هم در سال ۲۰۰۸ با مقدار ۳۳ کیلومترمربع دیده می‌شود.

**جدول (۱). مساحت سطوح برفی از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ (کیلومترمربع)**

| ماه / سال | آوریل | می | ژوئن | میانگین |
|---|---|---|---|---|
| ۲۰۰۶ | ۷۷۵۵ | ۱۳۵۴ | ۴۹۷ | ۳۲۰۲ |
| ۲۰۰۷ | ۱۰۰۰۲ | ۲۳۹۲ | ۸۵۹ | ۴۴۱۸ |
| ۲۰۰۸ | ۳۰۶۷ | ۵۴۱ | ۳۳ | ۱۲۱۴ |
| ۲۰۰۹ | ۷۹۷۶ | ۴۱۷۰ | ۷۹۱ | ۴۲۹۲ |
| ۲۰۱۰ | ۳۱۱۱ | ۸۸۹ | ۳۱۲ | ۱۴۳۷ |
| ۲۰۱۱ | ۹۱۱۳ | ۱۳۸۳ | ۴۱۹ | ۳۶۳۸ |
| ۲۰۱۲ | ۸۱۱۹ | ۲۰۹۵ | ۷۰۱ | ۳۶۳۸ |
| ۲۰۱۳ | ۵۹۹۱ | ۱۷۰۵ | ۶۲۹ | ۲۷۷۵ |
| ۲۰۱۴ | ۶۶۱۶ | ۱۴۸۰ | ۳۲۷ | ۲۸۰۸ |
| ۲۰۱۵ | ۱۲۰۵۹ | ۱۱۹۲ | ۱۴۴ | ۴۴۶۵ |
| میانگین | ۷۳۸۱ | ۱۷۲۰ | ۴۶۵ | ۳۱۸۹ |

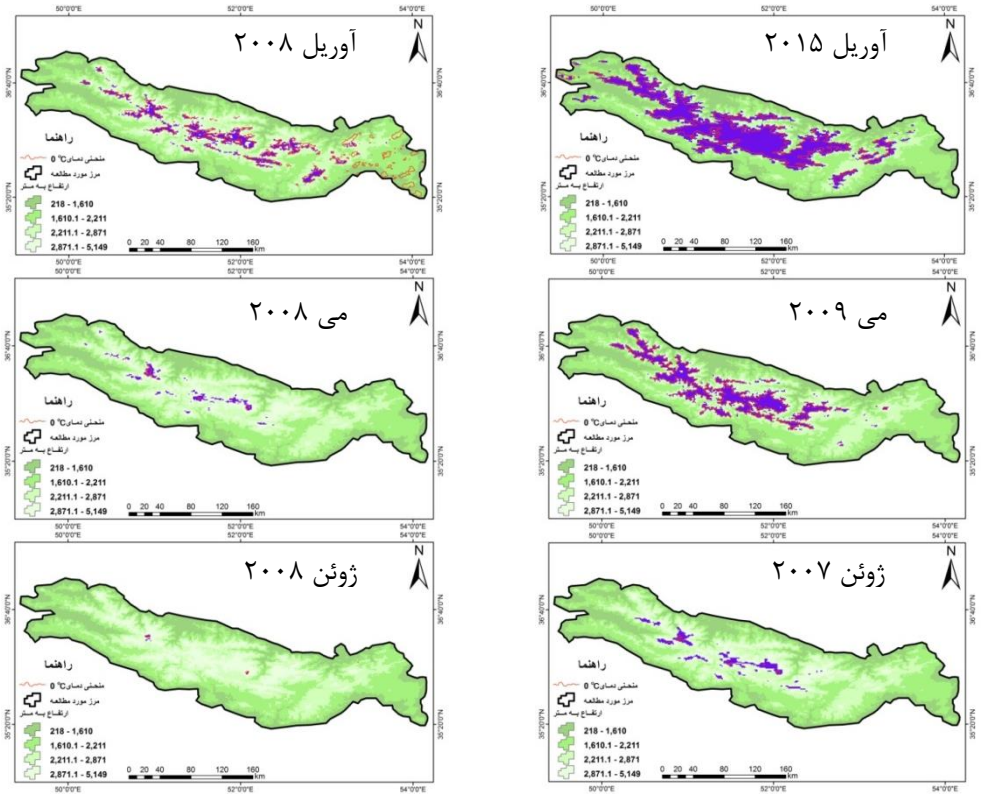
تغییرات ۱۰ ساله‌ی هر سه ماه مورد مطالعه (بجز آوریل ۲۰۱۵) تقریباً به هم نزدیک است، اما در سال ۲۰۱۵ کاهش سطح برف از ماه آوریل به می (حدود ۱۱۰۰۰ کیلومترمربع)، بسیار زیاد می‌باشد، که احتمالاً با افزایش شدید دما در ماه می در ارتباط است.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]




**شکل (۲) نمودار تغییرات زمانی مساحت برف البرز در ماههای مورد مطالعه و حالت میانگین**

با توجه به تعدد تصاویر مربوط به دما و سطح برف، در ادامه تنها تصاویر مربوط به کمترین و بیشترین سطح برف هر ماه طی سال‌های مورد مطالعه ارائه شد شکل(۳). در این تصاویر لایه‌های مربوط به سطح برف، ارتفاع و منحنی دمای صفر درجه به صورت ترکیبی نمایش داده شده است.




**شکل (۳). بیشترین و کمترین سطوح پوشیده از برف و منحنی دمای صفر درجه سانتی‌گراد در ماههای مورد مطالعه**

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]

کمترین سطوح برف در ماه آوریل مربوط به سال ۲۰۰۸ (شکل ۳) بوده و منحنی دمای صفر درجه سانتی‌گراد اغلب به ارتفاعات بیش از ۲۲۰۰ متر کشیده شده است. وسعت برف این ماه حدود یک دوم میانگین ۱۰ ساله آن (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵) است. بیشترین افزایش سطح برف در آوریل مربوط به سال ۲۰۱۵ می‌باشد شکل(۳) که نسبت به آوریل ۲۰۰۸ بسیار بالاتر بود(حدود ۴ برابر بیشتر)، منحنی دمایی صفر درجه سانتی‌گراد نیز به ارتفاعات پایین‌تر کشیده شده و گسترش بیشتری یافته است. البته پوشش برف علاوه بر تأثیرپذیری از دما، خود نیز می‌تواند با تأثیر بر جذب و انعکاس تابش خورشیدی، موجب کاهش دما شود.

کمترین وسعت سطوح پوشیده از برف و منحنی دمای صفر درجه سانتی‌گراد در ماه می مربوط به سال ۲۰۰۸ است شکل(۳) که تنها به ارتفاعات مرکزی محدود می‌باشد. پایین بودن وسعت برف در ماه می ۲۰۰۸ علاوه بر افزایش دما، به دلیل تجمع اندک برف در ماه‌های سرد بود. وسعت برف ماه می حدود یک سوم میانگین ۱۰ ساله آن را شامل می‌شود. بیشترین وسعت برف ماه می مربوط به سال ۲۰۰۹ می‌باشد شکل(۳) که حدود ۷/۵ برابر وسعت برف ماه می ۲۰۰۸ است و حتی از وسعت برف آوریل ۲۰۰۸ هم بیشتر است و منحنی صفر درجه نیز در ارتفاع پایین‌تری قرار دارد.

کمترین وسعت سطوح برفی در ماه ژوئن مربوط به سال ۲۰۰۸ شکل(۳) بوده و نسبت به موقعیت مشابه در سال‌های دیگر بسیار کمتر است و به مناطق با ارتفاع بالا مانند کوه دماوند محدود می‌شود. متوسط ۱۰ ساله‌ی وسعت سطوح برف برای ماه ژوئن ۲۰۰۸ حدود ۳۳ کیلومترمربع است. بیشترین سطح برف ماه ژوئن مربوط به سال ۲۰۰۷ می‌باشد. آنچه که در شکل(۳) خودنمایی می‌کند، عدم تطبیق خط برف بر منحنی صفر درجه است. احتمالاً دلیل این امر آن است که دمای مجاور برف بر دمای ثبت شده توسط ماهواره اثر گذاشته باشد و نیز این که؛ دمای بالای صفر به معنای شروع ذوب است نه ذوب کامل برف و امکان وجود برف در دماهای مثبت نزدیک به صفر هم وجود دارد. با این همه آنچه که در تمامی سال‌ها مشترک است، کاهش شدید وسعت برف در ماه می نسبت به آوریل می باشد.

**تغییرات خط برف**

به منظور بررسی ارتفاع پیکسل‌های برفی، ابتدا سطوح پوشیده از برف استخراج شده و سپس با استفاده از DEM، متوسط ارتفاع پیکسل‌های برفی در هر تصویر به دست آمد. مقادیر مورد نظر در هر ماه، برای سال‌های مورد مطالعه در جدول (۲) آورده شده است. کمترین ارتفاع مناطق پوشیده از برف در تمامی ماه‌ها، در سال ۲۰۰۷ و بیشترین ارتفاع آن‌ها در سال ۲۰۰۸ رخ داده است.

**جدول(۲). متوسط ارتفاع سطوح برفی از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ (متر)**

| ماه / سال | آوریل | می | ژوئن | میانگین |
|---|---|---|---|---|
| ۲۰۰۶ | ۲۹۴۲ | ۳۳۸۶ | ۳۶۱۶ | ۳۳۱۵ |
| ۲۰۰۷ | ۲۶۶۲ | ۳۱۴۹ | ۳۳۲۰ | ۳۰۴۴ |
| ۲۰۰۸ | ۳۲۴۹ | ۳۵۴۹ | ۳۸۲۰ | ۳۴۷۳ |
| ۲۰۰۹ | /۲۸۶۸ | ۳۱۵۵ | ۳۵۳۹ | ۳۱۸۷ |
| ۲۰۱۰ | ۳۲۰۷ | ۳۴۳۰ | ۳۵۵۰ | ۳۳۹۶ |

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| ۲۰۱۱ | ۲۹۷۰ | ۳۴۳۰ | ۳۷۰۹ | ۳۳۷۰ |
| ۲۰۱۲ | ۲۸۲۲ | ۳۳۴۵ | ۳۶۱۴ | ۳۲۶۰ |
| ۲۰۱۳ | ۳۰۳۱ | ۳۳۸۱ | ۳۶۵۱ | ۳۳۵۴ |
| ۲۰۱۴ | ۳۰۵۹ | ۳۳۶۴ | ۳۷۳۶ | ۳۳۸۶ |
| ۲۰۱۵ | ۲۸۵۲ | ۳۴۶۲ | ۳۷۸۸ | ۳۳۶۷ |
| میانگین | ۲۹۶۶ | ۳۳۶۵ | ۳۶۱۴ | ۳۳۱۵ |

با ملاحظه شکل (۴) می‌بینیم که بیشترین تغییر سال به سال در ارتفاع مناطق پوشیده از برف، برای هر سه ماه، در فاصله ۲۰۰۷ به ۲۰۰۸ رخ داده است. متوسط ارتفاع مناطق پوشیده از برف در آوریل سال ۲۰۰۷ حدود ۲۶۶۲ متر بوده که این مقدار در آوریل سال ۲۰۰۸ به ۳۲۴۹ متر رسیده است. در همین فاصله، برای ماه می و ژولای نیز به ترتیب ۴۰۰ و ۵۰۰ متر بر متوسط ارتفاع مناطق پوشیده از برف افزوده شده است.

**شکل (۴). نمودار تغییرات متوسط ارتفاع مناطق پوشیده از برف برای ماه‌های مورد مطالعه و میانگین**

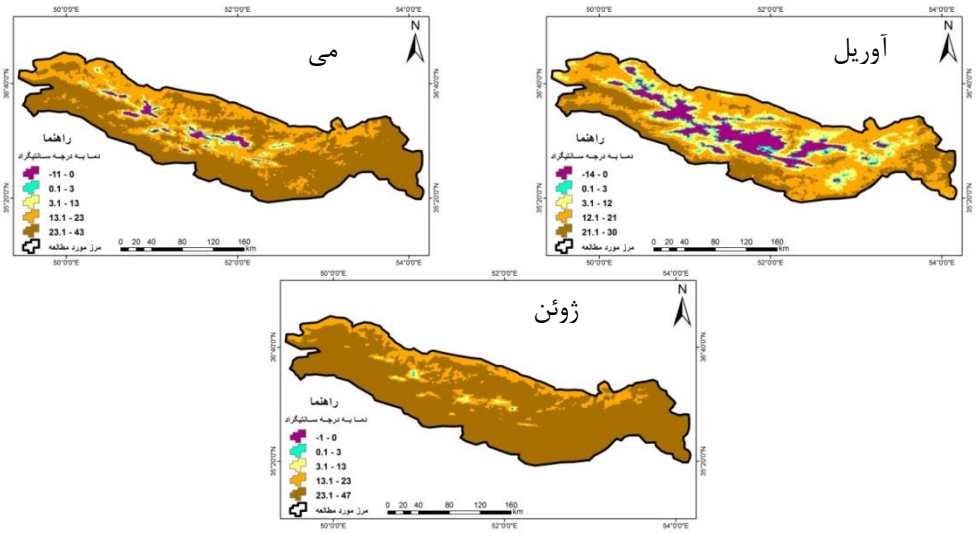
کمترین تغییر در متوسط ارتفاع مناطق پوشیده از برف، برای آوریل در فاصله ۲۰۱۳ به ۲۰۱۴ ( با ۲۸ متر تغییر)، برای ماه می در فاصله ۲۰۱۰ به ۲۰۱۱ (بدون تغییر) و برای ماه ژوئن نیز در فاصله ۲۰۰۹ به ۲۰۱۰ ( با ۱۱ متر تغییر) رخ داده است.

**بررسی دمای میانگین ماهانه**

دمای سطح زمین پارامتر بسیار مهمی در تعیین خط برف است، زیرا که معمولاً دمای سطح زمین با دمای هوا در ارتفاع ۲ متری تقریباً برابری می‌کند و دمای هوا نیز بازگوکننده شکل بارش است، معمولاً فرض می‌شود که در دمای هوای کمتر از ۳ درجه بارش به شکل برف است، بنابراین با استفاده از دمای هوا می‌توان نقاطی که دارای پتانسیل ریزش برف است، تعیین کرد (فتاحی و وظیفه‌دوست، ۱۳۹۰، ۱۵۴). در این تحقیق به منظور تعیین مناطق دارای پتانسیل بارش برف، پس از محاسبه دمای سطح هر ماه، میانگین ۱۰ ساله‌ی دمای سطح آن ماه (از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۰) به دست آمد. بنابراین برای ماه‌های مورد مطالعه (آوریل، می و ژوئن) سه نقشه تولید

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]

شد شکل (۵). در این نقشه‌ها مناطق با دمای کمتر از صفر و تا ۳ درجه با طبقاتی متفاوت نسبت به بقیه مناطق مشخص هستند.




**شکل (۵). متوسط ۱۰ ساله دمای میانگین (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵) ماههای مورد مطالعه**

در ماه آوریل مناطق دارای پتانسیل ریزش برف بیشتر در ارتفاعات بیش از ۲۵۰۰ متر واقع هستند، چراکه با کاهش ارتفاع به سمت شمال و جنوب منطقه مورد مطاله بر میزان دما افزوده می‌گردد. در این ماه به سمت دریای خزر بیشتر دماهای ۱۲ تا ۲۱ درجه سانتی‌گراد دیده می‌شوند، اما در قسمت جنوب ارتفاعات، دماهای بیش از ۲۱ درجه سانتی‌گراد افزایش پیدا می‌کنند. در ماه می وسعت مناطق با دمای زیر ۳ درجه سانتی‌گراد نسبت به ماه آوریل بسیار کاهش یافته و قسمت اعظم منطقه مورد مطالعه را دماهای بیش از ۱۳ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌دهند. در قسمت جنوبی ارتفاعات مرکزی دماهای بیش از ۲۳ درجه سانتی‌گراد و در قسمت شمالی این ارتفاعات دماهای ۱۳ تا ۲۳ درجه حکم‌فرما هستند. تأثیر تعدیل‌کنندگی دریای خزر نیز بر مناطق اطراف خود، در این تصاویر به خوبی مشخص است. در ماه ژوئن دماهای زیر صفر و ۳ درجه سانتی‌گراد تنها در ارتفاعات معدودی مانند دماوند که بیش از ۴۰۰۰ متر ارتفاع دارند دیده می‌شود. به استثنای سواحل دریای خزر و برخی از ارتفاعات، بقیه‌ی مناطق دمای بالای ۲۳ درجه سانتی‌گراد را تجربه می‌کنند.

## نتیجه‌گیری

به طور کلی نتایج اصلی این مطالعه عبارتند از:

- مقایسه عملکرد ماهواره NOAA در شرایط مختلف نشان داد که این ماهواره، به منظور پایش برف در ماه‌های سرد مناسب‌تر است، چراکه با افزایش دما و لکه‌ای شدن سطوح برف و کاهش ضخامت آن‌ها، ممکن است این سطوح توسط ماهواره مورد نظرتشخیص داده نشوند.
- بررسی نقشه های برآورد مساحت برف نشان می‌دهد که سال ۲۰۰۸ در تمامی ماه‌ها کمترین مساحت برف را داشته است، بیشترین مساحت برف هم برای ماه آوریل در سال ۲۰۱۵، برای ماه می در سال ۲۰۰۹ و

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]

برای ماه ژوئن در سال ۲۰۰۷ مشاهده شده است و در هر سالی که مساحت برف بیشتر بوده، منحنی دمای صفر درجه سانتی‌گراد نیز گسترش بیشتری داشته است.

- با تحلیل نقشه‌ها و جداول مربوط به متوسط ارتفاع خط برف درمی‌یابیم که سال ۲۰۰۸ بیشترین میزان ارتفاع مناطق پوشیده از برف را در همه‌ی ماه‌ها به خود اختصاص داده است. کمترین ارتفاع مناطق پوشیده از برف هم در همه‌ی ماه‌ها در سال ۲۰۰۷ مشاهده شده است. در واقع در اکثر ماه‌هایی که مساحت برف بالا بوده به تبع متوسط ارتفاع مناطق پوشیده از برف هم کاهش یافته است.
- بررسی نقشه‌های مربوط به متوسط ۱۰ ساله‌ی دمای سطح نیز نشان داد که مهمترین عامل در افزایش پتانسیل بارش برف در ماه‌های گرم سال ارتفاع می‌باشد، بنابراین به سمت شمال و جنوب کوه‌های البرز نیز به دلیل کاهش ارتفاع و درنتیجه افزایش دما، پتانسیل بارش برف در ماه‌های مورد مطالعه به شدت کاهش می‌یابد.

## منابع


برهمت، جهانگیر و ثقفیان، بهرام، ۱۳۸۶، **مقایسه دقت تصاویر ماهواره‌ای AVHRR و TM در تعیین پوشش برفی**، نشریه منابع طبیعی، ۶۰(۲): ۳۸۳-۳۹۵.

بنی‌حبیب محمدابراهیم، جمالی فریماه سادات، ثقفیان بهرام، ۱۳۹۲، **پایش سطح برف حوضهٔ سد شاه چراغی با استفاده از تصاویر NOAA-AVHRR**، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، **۴۵(۳)**: ۱۳-۲۹.

دینی، غلامرضا، ضیائیان‌فیروزآبادی، پرویز، علیمحمدی سراب، عباس و داداشی‌خانقاه، سپیده، ۱۳۸۶، **بررسی سطوح برفگیر در البرز مرکزی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای MODIS و AVHRR و سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS)**، تحقیقات منابع آب ایران، **۳(۳)**: ۸۷-۹۴.

فتاحی، ابراهیم و وظیفه‌دوست، مجید، ۱۳۹۰، **برآورد دمای سطح برف و گستره پوشش برف با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS (مطالعه موردی حوضه‌های استان گلستان)**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، **۲۶(۳)**: ۱۴۹-۱۶۸

نجف‌زاده، رضا، ابریشمچی، احمد، تجریشی، مسعود، طاهری‌شهرآئینی، حمید، ۱۳۸۳، **شبیه‌سازی جریان رودخانه با مدل ذوب برف**، مجله آب و فاضلاب، **۵۲**، ۴-۱۵.

وفاخواه، مهدی، محسنی‌ساروی محسن، علوی پناه سیدکاظم، ۱۳۹۰، **مقایسه سطح پوشش برف در تصاویر ماهواره‌ی نوا و سنجنده مودیس** (مطالعه موردی حوضه آبخیز طالقان)، مجله پژوهش‌های آبخیزداری، **۹۲**، ۹۴- ۸۰.

Akyurek zuhal and sorman A. Ûnal, 2002, **monitoring snow covered areas using NOAAAVHRR data in the eastern part of Turkey**, Hydrological Sciences Journal des Sciences Hydrologiques, 47(2): 243-252.

Crawford C. J, Manson S. M, Bauer Marvin. E., Hall, and Dorothy. K., 2013, **multitemporal snow cover mapping in mountainous terrain for Landsat climate data record development**, Remote Sensing of Environment, 135, pp: 224–233.


[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]
[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]
[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]

Hang Z., Elena A., and Vladimir A., 2013, **deriving long term snow cover extent dataset from AVHRR and MODIS data: Central Asia case study**, Remote Sensing of Environment, 136, 146–162.

Hüsler F., Fontana F., Neuhaus C., M., Jan Musial, Wunderle S., 2011, **AVHRR archive and processing facility at the university of bern**: **a comprehensive 1 Km satellite data set for climate change studies**, Earsel eProceedings 10: 83-101.

Hüsler. F., Jonas. T., Wunderle. S., Albrecht. S., 2012, **Validation of a modified snow cover retrieval algorithm from historical 1-km AVHRR data over the European Alps**, Remote Sensing of Environment, 121, 497–515.

Kleindienst, H., Wunderle, S., Voigt, S., 2000, **Snow line analysis in the swiss alps based on NOAA-AVHRR satellite data proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow**, Dresden/FRG, June 16 – 17.

Laura Poggio, Alessandro Gimona, 2015, **Sequence-based mapping approach to spatio-temporal snow patternsfrom MODIS time-series applied to Scotland**, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 34 (2015) 122–135.

LU, S., OKI K., Kenji, O., 2005, **Mapping snow cover using AVHRR NDVI 10-daycomposite data**, J. Agric. Meteorol, 60 (6): 1215-1218.

Metsämäki S., Pulliainen, J., Salminen, M., L. Kari, Wiesmann A., S. Rune, Böttcher, K., Hiltunen, M., Ripper, E., 2015, **Introduction to GlobSnow Snow Extent products with considerations for accuracy assessment**, Remote Sensing of Environment, 156, 96–108.

Shuai, Y., Masek, J., G., Feng, S. Crystal, B., H. Tao, 2014, **An approach for the long-term 30-m land surface snow-free albedo retrieval from historic Landsat surface reflectance and MODIS-based a priori anisotropy knowledge**, Remote Sensing of Environment, 152, 467–479.

Sirguey, P., M. Renaud, Arnaud, Y., 2009, **Subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250 m spatial resolution in the Southern Alps of New Zealand: Methodology and accuracy assessment**, Remote Sensing of Environment, 113, 160–181.

Van de Griend, A. A., and Owe, M., 1993, **On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces**, International Journal of Remote Sensing, Vol. 14, No. 6: 1119-1131.

Zhoua, X., Xieb, H., Hendrickx, J. M. H., 2005, **Statistical Evaluation of Remotely Sensed Snow-Cover Products with Constraints from Streamflow and SNOTEL Measurements**, Elsevier Remote Sensing of Environment, 94, 214-231.

[ Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29 ]

[ DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.2.3 ]

[ DOI: 10.29252/jgs.20.56.193 ]