

بازسازی برف مرزهای دائمی کوتاه‌تر پایانی در ارتفاعات جنوبی ایران مرکزی

عبداله سیف* - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه اصفهان.
حجت اله بیرانوند - دانش آموخته دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه اصفهان.

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۰۲/۲۱ تأیید نهایی: ۱۴۰۰/۰۹/۲۴

چکیده

بازسازی شرایط اقلیمی گذشته با توجه به پدیده‌های فرمی یخچالی و ارتباط آنها با ارتفاع خط تعادل آب و یخ صورت می‌پذیرد. بازسازی ارتفاع خط تعادل یخچال‌های عهد حاضر و دیرینه از جمله پارامتری است که از آن به عنوان یک شاخص تغییر اقلیم استفاده می‌شود. هدف اصلی این پژوهش؛ بازسازی ارتفاع خط تعادل آب و یخ (ELA) در ارتفاعات ایران مرکزی در استان کرمان بر اساس شواهد ژئومورفیک یخچالی و با استفاده از روش لویز، هوفر و کف سیرک پورتر است. برای این کار با استفاده از بازدید میدانی مورن‌های پایانی در امتداد دره‌های اصلی شناسایی و ارتفاع آنها با استفاده از GPS اندازه‌گیری شد. پس از تهیه لایه‌های مختلف مورد نیاز در نهایت نقشه ژئومورفولوژی منطقه ترسیم و مکان دقیق مورن‌ها بر روی آن مشخص گردید. نتایج نشان می‌دهد که ارتفاع بالاترین و پایینترین ELA در هفت واحد مطالعاتی بر مبنای روش‌های فوق به ترتیب عبارتند از: بالاترین مقدار ELA بر اساس روش لویز ۴۰۶۳ متر در ارتفاعات هزار و کمترین آن ۲۸۵۸ متر در ارتفاعات جویبار است. همچنین بالاترین مقدار ELA بر اساس روش هوفر ۳۸۷۵ متر در ارتفاعات هزار و کمترین آن ۲۶۸۲ متر در ارتفاعات جویبار است. در حال حاضر مقدار ELA منطقه مطالعاتی بر اساس آمار اقلیمی ۴۶۲۹ متر است. بالاترین مقدار ELA بر اساس روش کف سیرک (پورتر) در ارتفاعات هزار ۳۵۱۸ متر و پایین‌ترین آن در ارتفاعات جبال بارز با ارتفاع ۲۹۵۳ متر بوده است. ارتفاع ناهمواری‌ها و برفگیر بودن آنها علت اصلی تفاوت ELA در این واحدهای کوهستانی است.

واژگان کلیدی: مرز برف دائمی، کوتاه‌تر پایانی، ایران مرکزی، شواهد ژئومورفیک یخچالی.

مقدمه

ماهیت اکثر اشکال سطحی زمین را به شرایط آب و هوایی، به ویژه به تحولات شدید و متناوب اقلیمی در دوره کواترنری ارتباط می‌دهند (ابطحی، ۱۳۹۲: ۱۸۶). در دوره کواترنری شرایط یخچالی و بین یخچالی به تناوب، به وقوع پیوسته و شواهد ژئومورفولوژیکی انکارناپذیری بر جای گذاشته است که می‌توان از آن در تعیین حدود برف مرز و حدود گسترش یخچالی و بین یخچالی به تناوب، به وقوع پیوسته و شواهد استفاده کرد. این امر بدین دلیل امکان پذیر است که فرآیندهای بیرونی تغییر دهنده شکل زمین نتوانسته است به طور کامل آثار باقی مانده از فرسایش یخچالی کواترنری را از بین ببرد (یمانی و زمانی، ۱۳۹۵). تحقیقات ژئومورفولوژی با تمرکز بر لندفرم‌های یخچالی و مجاور یخچالی اجازه می‌دهد بینش بهتری در تنوع فضایی آب و هوای حاضر و گذشته به دست بیاوریم (هندریکس، ۲۰۱۵: ۳). بازسازی شرایط اقلیمی گذشته با توجه به پدیده‌های فرمی یخچالی و ارتباط آنها با ارتفاع خط تعادل آب و یخ (ELAs) صورت می‌پذیرد. ارتفاع خط تعادل یخچال‌های عهد حاضر و دیرینه از جمله پارامترهایی است که از آن به عنوان یک شاخص تغییر اقلیم استفاده می‌شود (کلین و همکاران^۱، ۱۹۹۹؛ پورتر^۲، ۲۰۰۱؛ مارک و همکاران^۳، ۲۰۰۵). همچنین بازسازی ارتفاع خط تعادل آب و یخ با استفاده از آثار یخچال‌های کوهستانی اواخر پلیوستوسن یک روش اصلی برای پی بردن به سرد یا خشک بودن آب و هوا در ارتفاعات است (پرینتس و همکاران^۴، ۲۰۰۵: ۹۳). شواهد ژئومورفولوژیکی و لندفرم‌های یخچالی موجود مانند سیرک‌ها و دره‌های یخچالی در مناطق مختلف ایران حاکی از عملکرد فرآیندهای یخچالی و حاکمیت سیستم‌های یخچالی است. شناسایی این ژئوفرم‌ها علاوه بر اثبات تغییرات اقلیمی گذشته، برای کشف روند تغییرات حاکم بر لندفرم‌ها، همچنین شناخت محدودیت‌ها و پتانسیل‌های محیطی در برنامه‌ریزی و مدیریت محیطی موثر است (آنتونسن^۵، ۱۹۹۶: ۷۱). با توجه به اهمیت موضوع محققان داخلی و خارجی در قالب پژوهش‌های مختلفی به مطالعه و محاسبه ارتفاع خط تعادل یخچال‌های دیرینه و حاضر پرداختند که به بعضی از آنها اشاره می‌شود.

سerrano و همکاران^۶ (۲۰۱۳) ارتفاع برف مرز دائمی کوه‌های مرکزی کانتابریان شمال اسپانیا را به دو روش THAR^۷ و AAR^۸ به ترتیب ۲۰۵۰ و ۲۱۳۰ متر برآورد کردند. سیف (۲۰۱۵) در پژوهشی با روش‌های مورفومتری جدید ارتفاع خط تعادل (ELAs) را در یخچال‌های طبیعی اواخر کواترنری در اشرانکوه مورن‌هایی را در ارتفاع ۲۶۵۰ تا ۳۷۰۰ متر را مشاهده و ارتفاع خط برف را ۳۸۴۸ متر تعیین کرد. ابراهیمی و سیف (۲۰۱۶) ارتفاع خط تعادل یخچالی یخچال‌های کواترنری پایانی در کوهستان زردکوه ایران بر اساس داده‌های زمین‌شناسی و یخچالی که نشان دهنده محدوده برف و یخ قدیمی می‌باشند بازسازی کرده‌اند و به این نتیجه رسیدند که در طول دوره گسترش حداکثری یخچال‌ها خط تعادل یخچالی نسبت به تراز فعلی خط تعادل یخچالی ۳۰۶۷ (متر از سطح دریا) ۱۴۳۳ متر افت داشته است. یسیلیورت و همکاران^۹ (۲۰۱۶) ارتفاع برف مرز دائمی کواترنری کوه‌های شرقی ترکیه را با دو روش ارتفاع کف سیرک و نسبت‌های ارتفاعی، ۲۹۰۰ متر بالاتر از سطح دریا برآورد کردند که نسبت به ارتفاع برف مرز کنونی در حدود ۸۰۰ متر پایین تر بوده است. بروک و کیرکبرید^{۱۰} (۲۰۱۸) در تحقیقی ارتفاع برف مرز دائمی ناحیه تاراوای ایسلند را برای شرایط کنونی ۱۲۰۰ متر برآورد کردند؛ درحالی که آن‌ها معتقدند در دوره کواترنری، این ارتفاع هم سطح دریا و حتی پایینتر از آن بوده است. مهرشاهی و بقایی (۱۳۹۱) در

1 . Klein et al

2 . Porter

3 . Mark et al

4 . Prentice et al

5 . Anthonsen

6 . Serrano et al

۷ . Terminus to headwall altitude ratio method (THAR)

۸ . The accumulation-area ratio(AAR) method

9 . Yesilyurt et al

10 . Brook & Kirkbride

پژوهشی با عنوان بررسی تغییرات احتمالی دما و بارش کواترنر پایانی در دامنه‌های شمالی شیرکوه با استفاده از شواهد یخچالی و آمار امروزی خطوط هم دما و هم بارش و با توجه به خطوط میزان افت یا افزایش بارش و دما و با به دست آوردن خط برف مرز وورم، اقدام به تعیین معادله همبستگی خطی با روش کمترین مربعات کردند. بر این اساس دمای میانگین در دوره سرد تا بیش از ۱۰ درجه کمتر از میانگین امروز و بارش متوسط در مقاطع ارتفاعی متفاوت بین ۱/۸ تا ۳ برابر افزون‌تر از میانگین امروزی بوده است. پاریزی و همکاران (۱۳۹۲) در پژوهشی با عنوان شواهد یخچال‌های کواترنر پایانی در حوضه تنگ‌تویه سیرجان شناسایی شواهد یخچال‌های کواترنر را بر اساس شاخص‌های مورفیک، شواهد اقلیمی، شواهد ژئومورفولوژیکی و با استفاده از روش راییت، خط مرز برف دائمی در دوران حاکمیت یخچال‌های حوضه تنگ‌تویه، در ارتفاع ۲۷۱۹ متری و به روش ارتفاع کف سیرک پورتر، در ارتفاع ۲۷۱۴ متری برآورد کردند. سیف و ابطحی (۱۳۹۲) در بررسی تحولات اقلیمی حوضه دریاچه نمک در کواترنر پایانی با بهره‌گیری از شواهد ژئومورفیک موجود از گذشته و بررسی‌های آماری، اقلیم آخرین دوره یخچالی حوضه دریاچه نمک واقع در شمال غربی ایران مرکزی را بازسازی کردند بر این اساس افزایش ۵/۶ درجه دما و کاهش ۱/۵ برابری بارش کنونی حوضه نسبت به دوره یخچالی وورم می‌باشد. جعفری‌گل و همکاران (۱۳۹۳) در بازسازی برف مرزهای یخچالی کواترنر در کوهستان‌های بیدخوان (استان کرمان) با استفاده از روش ارتفاع کف سیرک و روش راییت به این نتیجه رسیدند که در آخرین دوره یخچالی دما در منطقه حدود ۹ و ۱۱ درجه سانتی‌گراد به ترتیب در پایکوه و مناطق مرتفع سردتر بوده است. یمانی و زمانی (۱۳۹۵) با استفاده از روش‌های آماری و روش بررسی کف سیرک به تعیین ارتفاع خط تعادل (ELA) در دره هراز در آخرین دوره یخچالی پرداختند و به این نتیجه رسیدند که در این حوضه، میانگین ارتفاع سیرک‌های یخچالی ۲۷۹۹ متر و مقدار نما ۲۷۰۶ متر است. ابراهیمی و سیف (۱۳۹۵) به بازسازی ارتفاع خط تعادل آب و یخ در ارتفاعات زاگرس (زردکوه، دنا، اشتران‌کوه، گرین و شاهو) پرداختند و به این نتیجه رسیدند که ارتفاع خط تعادل یخچالی دما-بارش در مناطق مطالعاتی بین ۴۴۰۰ الی ۴۵۰۰ متر از سطح دریا (بالتر از ارتفاع بلندترین قله ارتفاعات زاگرس) و همچنین ارتفاع خط تعادل یخچالی دما-بارش-باد در محدوده ارتفاعات زردکوه و اشترانکوه حدود ۳۸۵۰ متر از سطح دریا اندازه‌گیری شده که حدود ۶۵۰ متر پائین‌تر از ارتفاع خط تعادل یخچالی دما-بارش است. جعفری و حضرتی (۱۳۹۸) به برآورد ارتفاع برف مرز واحد ژئومورفیک ایران مرکزی با روش نسبت پنجه به دیواره با اعمال روش راییت پرداختند و به این نتیجه رسیدند ارتفاع برف مرز در این واحد بین ۲۷۴۳ متر تا ۳۰۹۸ متر متغیر برآورد شد.

در دو دهه اخیر متخصصان علوم زمین، سعی نموده‌اند که ارتفاع برف مرز و خط تعادل آب و یخ کواترنر ایران را هر چه دقیق‌تر برآورد نمایند تا بتوانند در ارائه طرح‌های آمایش سرزمین موفق‌تر عمل نمایند. بر همین اساس در این تحقیق به ارزیابی ELA حال حاضر با استفاده از آمار اقلیمی و گذشته با استفاده از شواهد ژئومورفیک یخچالی مانند مورن‌های پایانی، در ارتفاعات ایران مرکزی (بیدخوان، هزار، لاله زار، جوپار، پلوار، جبال بارز و خیبر) پرداخته می‌شود.

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه بین ۵۴ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۵۸ درجه و ۴۵ دقیقه طول جغرافیایی شرقی و ۲۸ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۳۰ درجه و ۴۸ دقیقه عرض جغرافیایی شمالی در قسمت مرکزی و جنوبی و جنوب شرقی استان کرمان واقع شده است. این محدوده دارای مساحتی در حدود ۱۸۳۵۷۹ کیلومتر مربع است. ارتفاعات هزار در بردسیر با ارتفاع ۴۴۶۵ متر بلندترین و دشت شهداد با ارتفاع ۱۱۷ متر کمترین و پست‌ترین نقطه محدوده مورد مطالعه را دارد. منطقه مورد مطالعه در این استان شامل ارتفاعات هزار با ارتفاع ۴۴۶۵ متر، لاله زار با ارتفاع ۴۳۷۴ متر، بیدخوان با ارتفاع ۳۷۹۱ متر، جوپار با ارتفاع ۴۱۳۵ متر، پلوار با ارتفاع ۴۲۳۳ متر، کوه شاه جبال ۳۵۱۰ متر، کوه علم شاه ۳۷۴۱ متر و خیبر با ارتفاع ۳۸۴۵ متر است (شکل ۱).

آتشفشان بیدخوان در جنوب خاور ایران و در ۴۰ کیلومتری جنوب شهرستان بردسیر (استان کرمان) جزئی از کمربند آتشفشانی ایران مرکزی (ارومیه - دختر) است (Dimitrijevic, 1973). بخشی از این کمربند را که در استان کرمان قرار دارد به نام نوار دهج - ساردوییه نام گذاشته و موقعیت آتشفشان بیدخوان را در بخشی از این نوار در نظر می‌گیرد. ساختمان آتشفشان بیدخوان به صورت تناوبی از مواد آذرآواری و گدازه است که با توجه به شکل عمومی مواد فورانی، به نظر می‌آید آتشفشان بیدخوان حاصل فوران‌های مکرر می‌باشد، به همین جهت می‌توان از آن به عنوان یک استراتو ولکان نام برد (خلیلی و همکاران، ۲۰۰۸). منطقه لاله‌زار در زون ساختاری ایران مرکزی، در جنوب شرقی کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر قرار دارد که سازندهای آن مربوط به دوران سوم زمین شناسی است و با توجه به نوع زمین شناسی استان کرمان این ناحیه بر روی نوار آتشفشانی دهج - ساردوییه قرار دارد. نوار دهج - ساردوییه با روند شمالغرب - جنوبشرق کمربند رفسنجان و سیرجان واقع می‌شود. در این کمربند مجموع رسوبی - آتشفشانی و توده‌های نفوذی به ویژه گرانیتوئیدها گسترش زیادی دارند (Dimitrijevic, 1973). ارتفاعات هزار در بخش راین در جنوب این شهرستان قرار دارد و قله آن با نام هزار بلندترین قله استان کرمان می‌باشد. این واحد کوهستانی با ۹۰۰ کیلومتر مربع وسعت، از کوه‌های سربنه و سرمشک تشکیل شده که به وسیله ارتفاعات پست‌تری از سوی غرب به کوه‌های لاله‌زار و از جنوب به کوه بهر آسمان اتصال یافته است. از نظر زمین شناسی این واحد کوهستانی از جریان گدازه‌های بازالتی، توف‌های ریولیتی همراه با سنگ آهک، داسیت، آگلومریت و توف همراه با برش ریولیت‌های ترکیبی، کوارتز و دیوریت‌های بزرگ - دیوریت همراه با پدیده‌های طبیعی دیگر آندزیت همراه با توف و گدازه تشکیل یافته است (محمدی، ۱۳۸۶). بلوک جوپار در پهنه ایران مرکزی و بخش جنوبی بلوک پشت بادام جای گرفته است و در بردارنده واحدهای سنگی رسوبی کرتاسه بالایی - پالئوسن تا واحدهای آتشفشانی نئوژن است. بیشتر واحدهای رسوبی کرتاسه، آهک ضخیم لایه، ماسه سنگ توفی و مارن هستند که به طور ناپیوسته با کنگلومرای کرمان به سن پالئوسن پوشیده شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در بخش باختری بلوک جوپار برونزد دارند. افزون بر بازالت‌های بررسی شده، سنگ‌های آذرین دیگری مانند سنگ‌های اسپیدی (ریولیت) و حد واسط نیز یافت می‌شوند (Dimitrijevic et al, 1979). ارتفاعات پلوار در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته‌اند. این ارتفاعات به طور کلی در زمان کرتاسه از مارن و سنگ آهک اگزورژیرا دار و کمی سنگ آهک تا سنگ آهک ریفی تا ضخیم لایه‌ای و در زمان ژوراسیک از ماسه سنگ شیل قرمز تشکیل شده است. در دوره ژوراسیک میانی از سازند هجدک تشکیل شده است که شامل تناوب ماسه سنگ و شیل خاکستری، شیل‌ها و ماسه سنگ‌های دگرگون شده ضعیف است. در دوره پالئوسن از سنگ آهک ضخیم لایه میکریتی و آواری در ردیف سه کنج همچنین خاک رس و ماسه سنگ همراه با فسیل موجودات تشکیل شده است. مجموعه پلوتونیک جبال بارز، از لحاظ مورفولوژی به شکل کوه‌های مرتفعی است که روند شمال غرب - جنوب شرق داشته و توسط دره‌ها و آبراهه‌های عمیق بریده شده است (Aletaha, 2004). منطقه جبال بارز در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته و در این منطقه، ماگماتیسم هم به صورت فعالیت‌های آذرین درونی و هم بیرونی نمود پیدا کرده است.

ارتفاعات خیبر تماماً در زون سندج - سیرجان قرار گرفته است. از دیدگاه ریخت شناسی این ارتفاعات را می‌توان به چند زون ریختاری تقسیم نمود. مهمترین عارضه ریختاری محدوده مورد بحث کوهستان خیبر را تشکیل می‌دهد که بخش اعظم آن از مرمرهای دونین تشکیل گردیده است. این کوهستان از هر دو طرف با زون‌های گسلی بسیار مهمی مانند زون گسلی شمال خبر و زون گسلی کت محدود می‌گردد. لذا این برجستگی را می‌توان یک فرازمین تکتونیک به حساب آورد. فرسایش و ریختار کارستی این محدوده از مهمترین ویژگی‌های آن است.

ELA در نظر گرفته شود. بر این اساس، این روش را روش پاشنه به قله^۱ نیز نامیده‌اند. همچنین با استفاده از روش کف سیرک (پورتر) میزان ELA گذشته در این ارتفاعات بازسازی گردید. برای محاسبه ELA در روش ارتفاع کف سیرک پورتر از نما برای داده‌های طبقه بندی استفاده شده است ارتفاع کف سیرک با توجه به مقررترین نقطه ارتفاعی سیرک‌ها

$$M = L + \frac{d1}{d1+d2} \times h \quad \text{اندازه‌گیری می شود}$$

در این رابطه نما یا مد برای داده‌های طبقه بندی شده به کار می رود که در آن L حد پایین رده نمادار، d1 تفاضل فراوانی رده ماقبل رده نمادار از رده نمادار، d2 تفاضل فراوانی رده ما بعد رده نمادار از رده نمادار، و h فاصله رده‌هاست. بازسازی شرایط دما و بارش گذشته و برآورد ارتفاع خط تعادل (ELA) زمان حال حاضر با استفاده از داده‌های اقلیمی بر اساس میانگین داده‌های دما و بارش سالانه ۱۱ ایستگاه هواشناسی سینوپتیک و بر اساس سال تأسیس آنها در دوره‌های مختلف انجام گرفت.

بازسازی و برآورد ارتفاع خط تعادل (ELA) در واحدهای کوهستانی مورد مطالعه

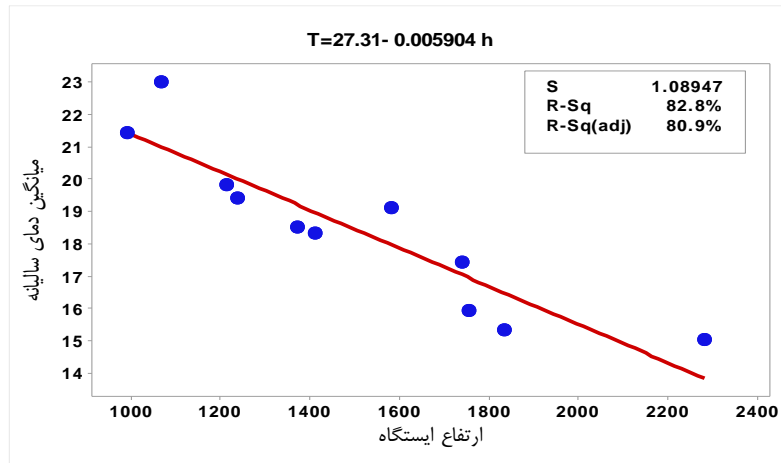
برای بازسازی ELA زمان حال حاضر، میانگین دما و بارش سالانه در ۱۱ ایستگاه هواشناسی سینوپتیک موجود در محدوده مورد مطالعه و اطراف آن در طول دوره‌های آماری مختلف بر مبنای سال تأسیس ایستگاه مورد بررسی قرار گرفت. رابطه بین دما و ارتفاع ایستگاه‌ها بر اساس معادله $T = 27.31 - 0.0059 h$ با همبستگی $R^2 = 0.82$ به دست آمده است (جدول ۱) (شکل ۲).

جدول ۱: مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک در منطقه مورد مطالعه

ردیف	نام ایستگاه	موقعیت جغرافیایی	ارتفاع ایستگاه	نوع ایستگاه	دوره آماری	مدت زمانی به سال	میانگین بارش سالانه	میانگین دمای سالانه
۱	انار	53' N30° 15' E55°	۱۴۰۸/۸	سینوپتیک	۱۹۸۶- ۲۰۱۰	۲۵	۷۷/۹	۱۸/۳۰
۲	بافت	14' N29° 35' E56°	۲۲۸۰	سینوپتیک	۱۹۸۷- ۲۰۱۰	۲۴	۲۴۷/۱	۱۵
۳	بم	N 6' 29° 21' E58°	۱۰۶۶/۹	سینوپتیک	۱۹۵۶- ۲۰۱۰	۵۵	۵۸/۸	۲۳
۴	کرمان	15' N30° 58' E56°	۱۷۵۳/۸	سینوپتیک	۱۹۵۱- ۲۰۱۰	۵۹	۱۴۸	۱۵/۹
۵	رفسنجان	25' N30° 54' E55°	۱۵۸۰/۹	سینوپتیک	۱۹۹۲- ۲۰۰۹	۱۸	۷۹/۳	۱۹/۱
۶	شهر بابک	N 6' 30° E 8' 55°	۱۸۳۴/۱	سینوپتیک	۱۹۸۷- ۲۰۱۰	۲۴	۱۴۶/۷	۱۵/۳
۷	سیرجان	28' N29° 41' E55°	۱۷۳۹/۴	سینوپتیک	۱۹۸۵- ۲۰۰۹	۲۵	۱۳۳/۳	۱۷/۴
۸	یزد	54' N31° 17' E54°	۱۲۳۷/۲	سینوپتیک	۱۹۵۲- ۲۰۱۰	۵۹	۵۹/۲	۱۹/۴
۹	بافق	36' N31° 26' E55°	۹۹۱/۴	سینوپتیک	۱۹۹۳- ۲۰۱۰	۱۸	۵۱/۳	۲۱/۴
۱۰	زاهدان	28' N29°	۱۳۷۰	سینوپتیک	۱۹۵۱-	۶۰	۸۳/۹	۱۸/۵

۱. Toe to summit altitude method; TSAM

			۲۰۱۰			53' E60°		
۱۹/۸	۱۳۴/۲	۲۵	۱۹۸۶- ۲۰۱۰	سینوپتیک	۱۲۱۱	N 32 31° E 2' 60°	نهبندان	۱۱



شکل ۲: نمودار برازش منحنی بین دما و ارتفاع در محدوده مورد مطالعه

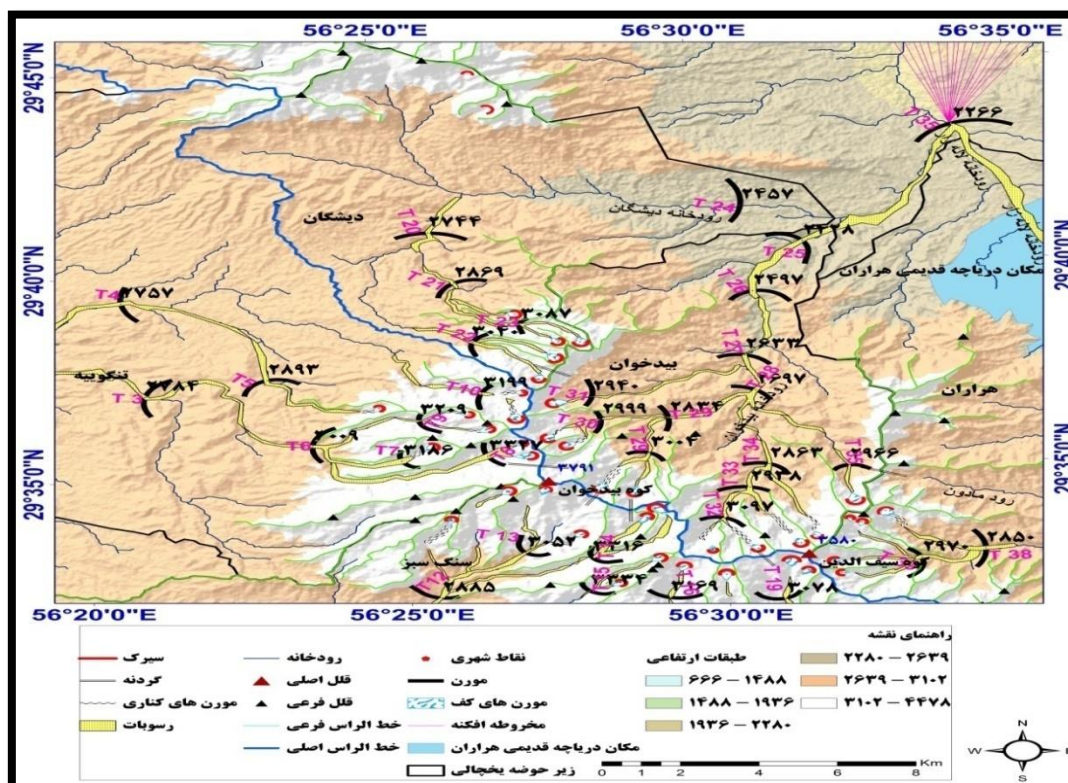
با توجه به شکل بالا و رابطه خطی به دست آمده بین میانگین دمای سالانه و ارتفاع ایستگاه‌های هواشناسی ELA در حال حاضر ۴۶۲۹ متر در منطقه مورد مطالعه محاسبه شد. از مقایسه ELA گذشته که با استفاده از روش کف سیرک پورتر برای واحدهای مورد مطالعه به دست آمده است با ELA حال حاضر متوجه می‌شویم که این خط در حال حاضر به علت حاکم بودن شرایط آب و هوایی گرم و خشک تغییرات زیادی داشته و به میزان زیادی بالاتر رفته است (جدول ۲).

جدول ۲: بازسازی ارتفاع خط تعادل ELA زمان حال و گذشته

نام ارتفاعات	بلندترین ارتفاع (متر)	ELA گذشته بر اساس روش کف سیرک (پورتر) (متر)	ELA در حال حاضر (متر)	اختلاف دمای حال با دمای گذشته در وورم (درجه سانتی‌گراد)
هزار	۴۴۶۵	۳۵۱۸/۴۶	۴۶۲۹	۶/۵۴
لاله زار	۴۳۷۳	۳۱۵۳/۶۶	۴۶۲۹	۸/۶۸
بیدخوان	۳۷۹۱	۳۲۵۷/۱۴	۴۶۲۹	۸/۰۷
جوپار	۴۱۳۵	۳۳۶۶/۶۷	۴۶۲۹	۷/۴۳
پلوار	۴۲۳۳	۳۰۸۸	۴۶۲۹	۹/۰۷
جبال بارز	۳۷۴۱	۲۹۵۳/۸۵	۴۶۲۹	۹/۸۶
خیبر	۳۸۲۵	۳۴۲۰	۴۶۲۹	۷/۱۲

بازسازی و برآورد ELA در واحد کوهستانی بیدخوان با استفاده از شواهد ژئومورفیک

با توجه به شواهد ژئومورفیک یخچالی، زیر حوضه‌های دیشگان، سنگ سبز و تنگ‌تپه به عنوان زیر حوضه‌های یخچالی ارتفاعات بیدخوان شناسایی و در روی نقشه ژئومورفولوژی حدود آنها تعیین گردیده است (شکل ۳).



شکل ۳: نقشه ژئومورفولوژی یخچالی زیر حوضه های بیدخوان و دیشگان

با توجه به ارتفاع مورن‌های پایانی و با استفاده از روش‌های ارتفاع کف سیرک پورتر، لویز و هوفر مقدار دقیق ELA گذشته‌بازسازی گردید (جدول ۳). در ارتفاعات بیدخوان بین تعداد و پراکندگی سیرک‌های یخچالی در زیر حوضه‌های مختلف و تعداد مورن‌های پایانی هماهنگی خاصی وجود ندارد. تعداد مورن‌ها و ارتفاع آنها در این ناهمواری‌ها بستگی به یخچال‌زایی در زمان حاکمیت یخچال‌ها و قدرت حمل و فرسایش آنها و همچنین جنس ناهمواری‌های منطقه دارد. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در بخش‌های شمالی تا شمال‌خاوری، جنوبی و جنوب‌باختری آتشفشان بیدخوان رخنمون داشته و شامل انواع گدازه (تراکی آندزیت، داسیت، آندزیت) و سنگ‌های آذرآواری (ایگنیمبریت‌ها و توف‌ها) می‌شود. ماسه سنگ‌ها و کنگلومراهای آتشفشانی الیگوسن به صورت یک رخنمون کشیده در بخش‌های شمالی و شمال‌خاوری رخنمون داشته و رسوبات نئوژن نیز در بخش باختری آتشفشان رخنمون پیدا کرده‌اند. با توجه به جنس ناهمواری‌ها میزان فرسایش یخچالی کم بوده و قدرت فرسایشی یخچال‌ها نتوانسته رسوبات یخچالی را تا ارتفاع پایین دره حمل کند ولی بین دامنه‌های شمالی و جنوبی این ارتفاعات از این نظر تفاوت وجود دارد. چون دامنه شمالی و شمال شرقی آفتاب‌گیری کمتری دارند و برف‌گیرتر هستند یخچال‌زایی بیشتر انجام گرفته است و همچنین قدرت فرسایشی یخچال‌های کواترنری بیشتر بوده که توانسته است مورن‌های پایانی را تا ارتفاع ۲۴۲۸ متری به سمت پایین دره بیدخوان که در دامنه شمالی ارتفاعات بیدخوان قرار دارد پایین آورد. همچنین این مورن‌ها در دامنه‌های جنوب و جنوب غربی این ارتفاعات چون دامنه‌های رو به آفتاب هستند یخچال‌زایی کمتر و همچنین قدرت فرسایشی یخچال‌ها کمتر بوده است. به طوری که یخچال‌های کواترنری توانسته مورن‌ها را در زیر حوضه سنگ سبز تا ارتفاع ۲۶۹۲ متر در امتداد دره‌های اصلی پایین آورد. همچنین بین دامنه‌های شمالی و جنوبی ارتفاعات بیدخوان از نظر ارتفاع ELA تفاوت وجود دارد. با توجه به روش هوفر و لویز بیشترین ELA در زیر حوضه یخچالی سنگ سبز در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات بیدخوان بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۳۲۴۱ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۰۹۹ متری بوده است. همچنین کمترین ELA در دامنه شمالی این ارتفاعات در زیر حوضه دیشگان بوده است. با توجه به روش هوفر و لویز بیشترین ELA در زیر حوضه یخچالی سنگ

سبز در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات بیدخوان بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۲۹۴۹ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۲۸۲۵ متری بوده است. تفاوت بین میزان ELA در دامنه‌های شمالی و جنوبی ارتفاعات بیدخوان بر اساس روش لویز ۲۹۲ متر و بر اساس روش هوفر ۲۷۴ متر است. در این ارتفاعات بیشترین میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی مربوط به زیر حوضه سنگ سبز با ارتفاع ۳۳۹۳/۴۸ متر و کمترین آن مربوط به زیر حوضه بیدخوان با ارتفاع ۳۱۸۵ متر است. بازسازی ELA در این ارتفاعات بر اساس روش پورتر ۳۲۵۷ بوده است (جدول ۳). بر اساس مطالعه‌ای که جعفری‌گلو و همکاران (۱۳۹۳) در بازسازی برف مرزهای یخچالی کواترنر در کوهستان بیدخوان با روش‌های ارتفاع کف سیرک پورتر و رایت انجام دادند، خط برف مرز وورم با روش میانگین ارتفاع کف سیرک در ارتفاع ۳۱۶۶ متری و از طریق روش رایت در طبقه ارتفاعی ۳۲۰۰-۳۱۰۰ متر تشخیص دادند. همچنین آنها برف مرز کنونی را با استفاده از داده‌های دما و ارتفاع در ارتفاع ۵۵۰۰ متر بازسازی کردند.

جدول ۳: محاسبه ELA در ارتفاعات بیدخوان به روش لویز، هوفر و پورتر

زیر حوضه های یخچالی ارتفاعات بیدخوان	تعداد سیرک	کد مورن	ارتفاع مورن (متر)	محاسبه ELA به روش هوفر (متر)	محاسبه ELA به روش لویز (متر)	محاسبه ELA به روش ارتفاع کف سیرک به روش پورتر (متر)	میانگین ارتفاع های یخچالی (متر)
بیدخوان	۲۴	T 25	۲۴۲۸	۳۰۱۲	۳۱۰۹	۳۲۵۷	۳۱۸۵
		T 32	۳۰۹۷	۳۳۴۷	۳۴۴۴		
سنگ سبز	۳۱	T 11	۲۶۹۲	۳۰۹۹	۳۲۴۱	۳۲۵۷	۳۳۹۳/۴۸
		T 15	۳۳۳۴	۳۴۲۰	۳۵۶۲		
تنگوئیه	۳۰	T 1	۲۵۶۵	۳۰۶۷	۳۱۷۸	۳۲۵۷	۳۲۴۷/۷۰
		T 8	۳۳۲۷	۳۴۴۸	۳۵۵۹		
دیشگان	۱۰	T 23	۳۰۸۷	۳۱۴۰	۳۲۶۴	۳۲۵۷	۳۲۳۶/۹۶
		T 24	۲۴۵۷	۲۸۲۵	۲۹۴۹		

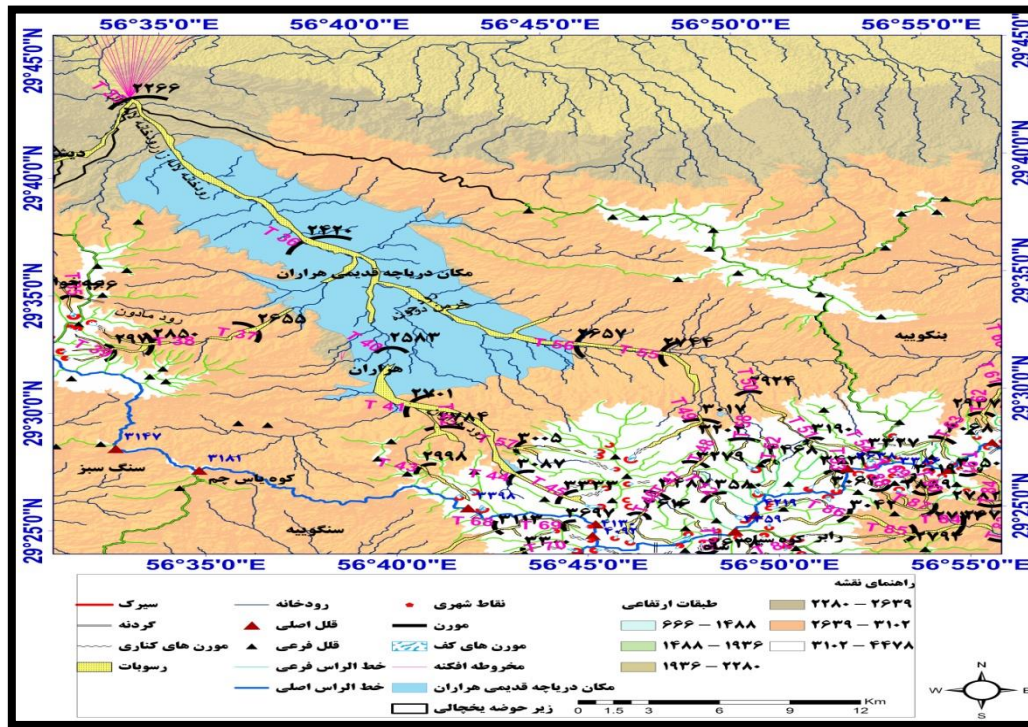
بازسازی و برآورد ELA در واحد کوهستانی لاله زار با استفاده از شواهد ژئومورفیک

در ارتفاعات لاله زار با توجه به شواهد ژئومورفیک یخچالی زیر حوضه‌های؛ هرازان، بنکوئیه، سنگوئیه، فخروئیه، شاه و رابر به عنوان زیر حوضه‌های یخچالی شناسایی و در روی نقشه ژئومورفولوژی حدود آنها ترسیم گردید. (جدول ۴). با توجه به نقشه زمین شناسی منطقه، جنس ناهمواری‌ها و شکل واحدهای سنگی غالب ارتفاعات لاله زار به شرح زیر است: کمپلکس رازک به سن ائوسن میانی - پسین دارای سنگ شناسی آندزیت تا آندزیت بازالت، داسیت، آذر آواری (عمدتاً آندزیت و آندزیت بازالت، آهک نومولیت دار) است؛ بنابراین در بخش‌های مختلف منطقه لاله‌زار سازندهای ائوسن پراکنده شده‌اند، که جنس آنها اغلب آگلومرا، آذرآواری ماسه سنگ، سنگهای آتشفشانی، بازالت و آندزیت هستند (محمدی، ۱۳۸۶). در نتیجه این ناهمواری‌ها فرسایش پذیری بیشتری در ارتباط با فرسایش یخچالهای گذشته داشته‌اند و تعداد مورن‌ها در این زیر حوضه‌ها بیشتر از ارتفاعات بیدخوان است. همچنین با توجه به ارتفاع بیشتر ارتفاعات لاله زار و شیب بیشتر این ناهمواری‌ها قدرت حمل رسوبات توسط یخچال‌های کواترنری در دامنه‌های شمالی لاله‌زار بیشتر بوده است که توانسته مورن‌های پایانی را در دره هرازان در این ارتفاعات تا ارتفاع ۲۲۵۲ متری به طرف پایین دره هدایت کند. ولی در دامنه‌های جنوبی این ارتفاعات به علت آفتاب گیر بودن یخچال‌زایی کمتر و همچنین قدرت فرسایشی یخچال‌ها کمتر بوده است بنابراین در این زیر حوضه‌ها یخچال‌ها قادر نبوده مسافت زیادی را در داخل دره طی کنند و مورن‌ها را به سمت پایین دره هدایت کنند در نتیجه بالاترین مورن پایانی تشکیل شده در ارتفاع ۳۶۹۷ متر در زیر حوضه سنگوئیه در دامنه‌های جنوبی لاله زار قرار دارد.

با توجه به روش هوفر و لویز بیشترین ELA در زیر حوضه یخچالی سنگوئیه در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات لاله زار بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۴۰۳۵ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۸۹۳ متری بوده است. همچنین کمترین ELA در دامنه شمالی این ارتفاعات در زیر حوضه بنکوئیه بوده است. با توجه به روش هوفر و لویز کمترین ELA در زیر حوضه یخچالی بنکوئیه در دامنه‌های شمالی ارتفاعات لاله زار بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۳۱۳۴ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۰۳۱ متری بوده است. تفاوت بین میزان ELA در دامنه‌های شمالی و جنوبی ارتفاعات لاله زار بر اساس روش لویز ۹۰۱ متر و بر اساس روش هوفر ۸۶۲ متر است. از مقایسه این آمار متوجه می‌شویم که میزان ELA در دامنه‌های شمالی این ارتفاعات پایین‌تر از دامنه‌های جنوبی آن است. این نشانه برف‌گیرتر بودن دامنه‌های شمالی نسبت به دامنه‌های جنوبی بوده است یا به عبارت دیگر دامنه‌های شمالی این ارتفاعات در زمان حاکمیت یخچال‌ها بیشتر تحت تسلط یخچال‌ها بوده‌اند. در این ارتفاعات بیشترین میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی مربوط به زیر حوضه سنگوئیه با ارتفاع ۳۵۹۸/۴۵ متر و کمترین آن مربوط به زیر حوضه رابر با ارتفاع ۳۱۹۵ متر است. بازسازی ELA در این ارتفاعات بر اساس روش پورتر ۳۱۵۳/۶۶ بوده است (جدول ۴).

جدول ۴: محاسبه ELA در ارتفاعات لاله زار به روش لویز، هوفر و پورتر

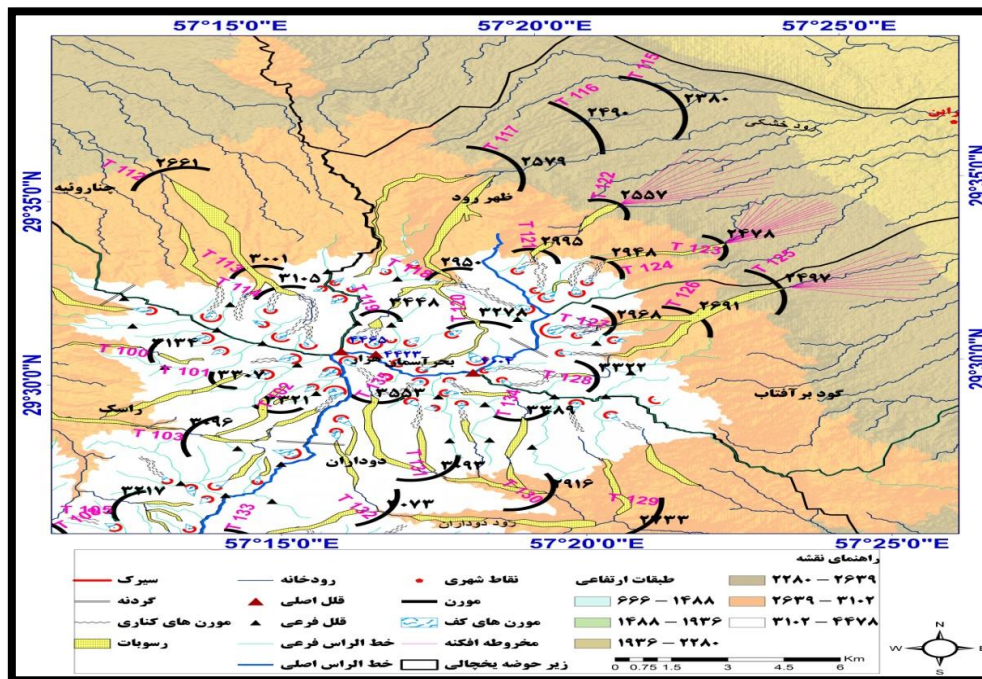
میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی (متر)	محاسبه ELA به روش سیرک‌های یخچالی (متر)	محاسبه ELA به روش لویز (متر)	محاسبه ELA به روش هوفر (متر)	ارتفاع مورن (متر)	کد مورن	تعداد سیرک	زیر حوضه‌های یخچالی ارتفاعات لاله زار
۳۵۴۲/۵۲	لاله زار ۳۱۵۳/۶۶	۳۳۲۰	۳۱۷۳	۲۲۶۶	T 35	۱۱۲	هراران
		۳۹۹۵	۳۸۴۸	۳۶۱۶	T 46		
۳۱۹۹/۸		۳۱۳۴	۳۰۳۱	۲۶۳۱	T 59	۲۶	بنکوئیه
		۳۳۵۳	۳۲۵۰	۳۰۶۸	T 63		
۳۵۹۸/۴۵		۳۴۰۴	۳۲۶۲	۲۴۲۵	T 66	۱۷	سنگوئیه
		۴۰۳۵	۳۸۹۳	۳۶۹۷	T 69		
۳۳۴۷/۵۴		۳۴۵۶	۳۲۷۹	۲۵۳۹	T 71	۱۴	فخرویه
		۳۸۱۷	۳۶۳۹	۳۲۶۰	T 74		
۳۴۵۷/۲۹		۳۴۳۰	۳۳۰۰	۲۴۸۷	T 76	۲۲	شاه
		۴۰۰۶	۳۸۷۵	۳۶۳۸	T 79		
۳۱۹۵		۳۳۸۳	۳۱۳۹	۲۴۰۷	T 82	۷۰	رابر
		۳۷۱۱	۳۴۶۷	۳۰۶۳	T 88		



شکل ۴: نقشه ژئومورفولوژی یخچالی زیر حوضه هرات

بازسازی و برآورد ELA در واحدهای کوهستانی هزار با استفاده از شواهد ژئومورفیک

در زیر حوضه‌های یخچالی ارتفاعات هزار مانند؛ هتاء، گود برآفتاب، ظهرود، راسک، چناروئیه، سرمشک، باب دراز، دودران، کادوک و کاتومار شواهد ژئومورفیک یخچالی وجود دارد. بر اساس این شواهد میزان ELA را بر اساس روش لویز و هوفر برآورد کرده ایم (جدول ۵) (شکل ۵).



شکل ۵: نقشه ژئومورفولوژی یخچالی حوضه های ظهرود، گود برآفتاب، دوداران

از نظر زمین شناسی واحد کوهستانی هزار از جریان گدازه‌های بازالتی، توف‌های ریولیتی همراه با سنگ آهک، داسیت، آگلومریت و توف همراه با برش ریولیت‌های ترکیبی، کوارتز و دیوریت‌های بزرگ - دیوریت همراه با پدیده‌های طبیعی دیگر آندزیت همراه با توف و گدازه تشکیل یافته است (محمدی، ۱۳۸۶). این مواد در برابر فرسایش یخچالی مقاوم هستند ولی یخچال‌های کواترنری توانسته‌اند در امتداد دره‌های اصلی زیر حوضه‌های یخچالی دره‌ها را فرسایش داده و مورن‌ها را به سمت پایین دره‌ها هدایت کنند. ارتفاع زیاد ارتفاعات هزار و شیب زیاد و همچنین برف گیر بودن این ارتفاعات در این موضوع بی تاثیر نبوده است. در دامنه‌های شمالی ارتفاعات هزار زیر حوضه‌های یخچالی ظهررود، گود برآفتاب و چناروئیه، در شمال، شمال شرق ارتفاعات هزار قرار دارند که آفتاب گیری کمتر و برف گیرتر هستند. یخچال زایی در این حوضه بیشتر و قدرت فرسایشی یخچال‌ها بیشتر بوده است. به‌طوریکه پایین‌ترین مورن‌های پایانی در دامنه‌های شمال و شمال شرقی این ارتفاعات در حوضه ظهررود و در ارتفاع ۲۳۸۰ متری و بالاترین مورن پایانی در دامنه‌های غربی این ارتفاعات و در زیر حوضه راسک در ارتفاع ۳۶۶۲ متری شکل گرفته‌اند. با توجه به روش هوفر و لویز بیشترین ELA در زیر حوضه یخچالی راسک در دامنه‌های غربی ارتفاعات هزار بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۴۰۶۳ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۸۷۵ متری بوده است. همچنین کمترین ELA در دامنه شمالی این ارتفاعات در زیر حوضه گودبرآفتاب بوده است. با توجه به روش هوفر و لویز کمترین ELA در زیر حوضه یخچالی گودبرآفتاب در دامنه‌های شمالی ارتفاعات هزار است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۳۲۵۰ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۱۰۸ متری بوده است. تفاوت بین میزان ELA در دامنه‌های غربی و شمالی ارتفاعات هزار بر اساس روش لویز ۸۱۳ متر و بر اساس روش هوفر ۷۶۷ متر است. از مقایسه این آمار متوجه می شویم که میزان ELA در دامنه‌های شمالی این ارتفاعات پایین‌تر از دامنه‌های جنوبی و غربی است. پشت به آفتاب بودن دامنه‌های شمالی این ارتفاعات و برف گیر بودن آنها باعث تشکیل یخچال‌ها در دامنه شمالی این ارتفاعات نسبت به دامنه‌های جنوبی و غربی بوده است. به عبارت دیگر دامنه‌های شمالی این ارتفاعات در زمان حاکمیت یخچال‌ها بیشتر تحت استیلای یخچال‌های کواترنری بوده است. در این ارتفاعات بیشترین میانگین ارتفاع کف سیرک های یخچالی مربوط به زیر حوضه دوداران با ارتفاع ۳۶۰۹/۹۷ متر و کمترین آن مربوط به زیر حوضه باب دراز با ارتفاع ۳۱۸۰/۲۵ متر است. بازسازی ELA در این ارتفاعات بر اساس روش پورتر ۳۵۱۸/۴۶ متر بوده است (جدول ۵).

جدول ۵: محاسبه ELA در ارتفاعات هزار به روش لویز، هوفر و پورتر

میانگین ارتفاع کف سیرک های یخچالی (متر)	محدوده محاسبه ELA به روش لویز (متر)	محدوده محاسبه ELA به روش لویز (متر)	محدوده محاسبه ELA به روش هوفر (متر)	ارتفاع مورن (متر)	کد مورن	تعداد سیرک	زیر حوضه های یخچالی ارتفاعات هزار
۳۴۷۲/۶۹	۳۵۱۸/۴۶	۳۴۸۴	۳۲۹۶	۲۵۰۳	T 98	۶۱	راسک
		۴۰۶۳	۳۸۷۵	۳۶۶۲	T 106		
۳۴۴۳/۹۲	۳۵۱۸/۴۶	۳۵۶۳	۳۴۱۳	۲۶۶۱	T 112	۱۳	چناروئیه
		۳۷۸۵	۳۶۳۵	۳۱۰۵	T 114		
۳۵۴۶/۵۹	۳۵۱۸/۴۶	۳۴۲۲	۳۲۸۵	۲۳۸۰	T 115	۲۵	ظهررود
		۳۹۵۶	۳۸۱۹	۳۴۴۸	T 119		
۳۳۵۴/۲۸	۳۵۱۸/۴۶	۳۲۵۰	۳۱۰۸	۲۴۹۷	T 125	۱۹	گود برآفتاب

		۳۶۶۳	۳۵۲۰	۳۳۲۲	T 128		
۳۶۰۹/۹۷		۳۵۹۹	۳۴۵۶	۲۷۲۳	T 129	۴۴	دوداران
		۴۰۰۹	۳۸۶۶	۳۵۵۳	T 135		
۳۴۰۹/۳		۳۲۹۰	۳۱۵۴	۲۵۲۶	T 136	۳۳	کادوک
		۳۷۸۳	۳۶۷۴	۳۵۱۱	T 140		
۳۵۴۹/۷۳		۳۲۵۷	۳۱۴۳	۳۰۳۸	T 144	۸	کاتومار
۳۱۸۰/۲۵		۳۲۹۹	۳۱۸۲	۲۸۲۵	T 145	۱۲	باب دراز
		۳۳۴۰	۳۲۲۹	۲۹۱۹	T 146		
۳۴۰۰/۱۹		۳۲۶۷	۳۱۷۹	۲۴۸۰	T 147	۲۸	هنزاه
		۳۶۲۰	۳۵۳۱	۳۱۸۵	T 151		
۳۲۶۶/۵۵		۳۲۶۵	۳۱۴۷	۲۳۹۵	T 152	۴۶	سرمشک
		۳۶۰۶	۳۴۳۴	۳۱۵۸	T 158		

بازسازی و برآورد ELA در واحدهای کوهستانی پلوار با استفاده از شواهد ژئومورفیک

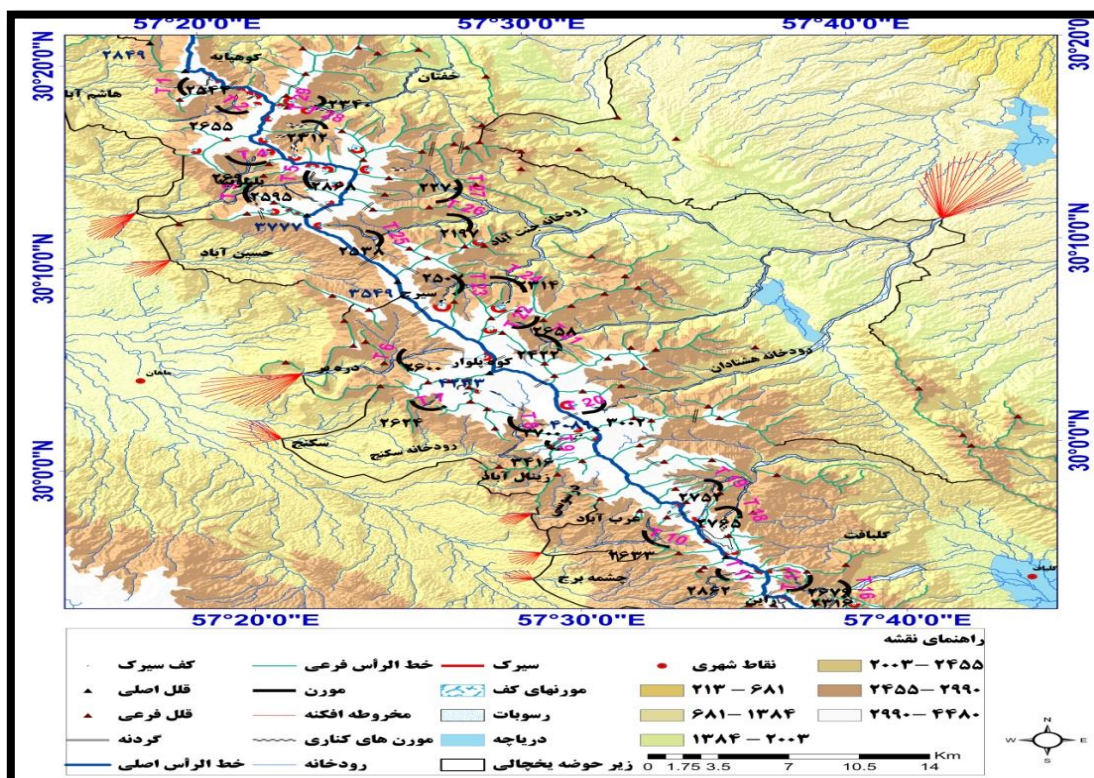
برای بازسازی ELA محدوده مورد مطالعه به ۱۶ زیر حوضه یخچالی تقسیم شده است. در زیر حوضه‌های ارتفاعات پلوار شامل؛ هاشم آباد، بلبلوئیه، دره‌بر، سکنج، عرب آباد، چشمه برج، راین، گلبافت، سیرچ و خفتان شواهد ژئومورفیک یخچالی وجود دارد. بر اساس این شواهد میزان ELA را بر اساس روش لویز و هوفر بازسازی شده است. ولی در زیر حوضه‌هایی مانند کوهپایه و گز شواهد ژئومورفیک برای بازسازی ELA وجود ندارد. (جدول ۶).

با توجه به اینکه مهم‌ترین ستیغ‌های برجسته ارتفاعات پلوار را رسوبات آهکی کرتاسه تشکیل می‌دهد. تفاوت فرسایش پذیری بین ستیغ‌های کربناتی کرتاسه، ماسه سنگ‌ها، شیل‌ها و رسوبات تبخیری ژوراسیک موجب شده است که یخچال‌ها به راحتی باعث فرسایش دره‌ها شده و تعداد ترمینوس‌های پایانی در این دره‌ها بیشتر از دره‌های واحدهای بیدخوان، هزار و لاله‌زار شده است. به طور کلی زیر حوضه‌های یخچالی خفتان، سیرچ و گلبافت، در شمال، شمال شرق و شمال غرب ارتفاعات پلوار قرار دارند. این زیر حوضه‌ها آفتاب‌گیری کمتری دارند همچنین برف گیرتر هستند. در زمان حاکمیت یخچال‌ها، یخچال‌زایی در این حوضه‌ها بیشتر بوده و قدرت فرسایشی یخچال‌های کواترنری باعث پایین آمدن مورن‌ها در داخل دره‌های اصلی این زیر حوضه‌ها شده است. به طوریکه پایین‌ترین مورن‌های پایانی در دامنه‌های شمالی این ارتفاعات در حوضه سیرچ و در ارتفاع ۲۱۹۷ متری و بالاترین مورن‌های پایانی در دامنه‌های جنوبی این ارتفاعات و در زیر حوضه سکنج در ارتفاع ۳۴۱۶ متری شکل گرفته‌اند. در نتیجه در اثر فرسایش یخچالی در زمان حاکمیت یخچال‌ها مورن‌ها ۱۲۱۹ متر در دامنه شمالی ارتفاعات پلوار در امتداد دره اصلی سیرچ پایین‌تر آمدند. این نشانه برف گیر بودن این دامنه‌ها در زمان حاکمیت یخچال‌های کواترنری بوده است. با توجه به روش هوفر و لویز بیشترین ELA در زیر حوضه یخچالی سکنج در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات پلوار بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۳۸۲۴ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۶۸۶ متری بوده است. همچنین کمترین ELA در دامنه شمالی این ارتفاعات در زیر حوضه خفتان بوده است. این مقدار

بر اساس لویز در ارتفاع ۳۱۱۱ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۰۱۸ متری بوده است. تفاوت بین میزان ELA در دامنه‌های شمالی و جنوبی ارتفاعات پلوار بر اساس روش لویز ۷۱۳ متر و بر اساس روش هوفر ۶۶۸ متر است. از مقایسه این آمار متوجه می‌شویم که میزان ELA در دامنه‌های شمالی این ارتفاعات پایین‌تر از دامنه‌های جنوبی آن است. در این ارتفاعات بیشترین میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی مربوط به زیر حوضه سکنج با ارتفاع ۳۷۰۳/۲ متر و کمترین آن مربوط به زیر حوضه هاشم‌آباد با ارتفاع ۳۰۸۱/۴ متر است. بازسازی ELA در این ارتفاعات بر اساس روش پورتر ۳۰۸۸ متر بوده است.

جدول ۶: جدول محاسبه ELA در ارتفاعات پلوار به روش لویز، هوفر و پورتر

میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی (متر)	میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی (متر)	میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی (متر)	میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی (متر)	ارتفاع مورن (متر)	کد مورن	تعداد سیرک	زیر حوضه‌های یخچالی ارتفاعات پلوار
۳۰۸۱/۴	۳۰۸۸	۳۱۱۸	۳۰۲۰	۲۵۴۴	T 1	۹	هاشم‌آباد
		۳۱۶۷	۳۰۷۰	۲۶۵۵	T 2		
۳۳۱۱/۳۷		۳۲۵۵	۳۱۰۱	۲۵۹۵	T 3	۸	بلبلوتیه
		۳۳۹۱	۳۲۳۸	۲۸۶۸	T 5		
۳۶۰۳		۳۴۱۶	۳۳۰۸	۲۶۰۰	T 6	۱	دره بر
۳۷۰۳/۲		۳۴۲۸	۳۲۹۰	۲۶۲۴	T 7	۵	سکنج
		۳۸۲۴	۳۶۸۶	۳۴۱۶	T 9		
۳۳۷۷		۳۲۴۴	۳۱۱۱	۲۶۳۳	T 10	۱	عرب‌آباد
۳۱۷۱		۳۱۵۱	۳۰۴۱	۲۸۶۲	T11	۱	چشمه برج
۳۱۷۲/۴		۳۱۷۱	۳۱۰۱	۲۹۰۲	T 12	۵	راین
			۳۴۴۵	۳۲۸۳	۲۸۰۲		
	۳۲۰۲	۳۰۴۰	۲۳۱۶	T 16	۱۱	گلبافت	
۳۱۳۷	۳۶۱۷	۳۵۰۳	۳۰۰۲	T 20			
	۳۲۱۵	۳۱۰۱	۲۱۹۷	T 26			
۳۱۰۹	۳۱۱۱	۳۰۱۸	۲۳۱۲	T 28	۷	خفتان	
	۳۱۲۵	۳۰۳۲	۲۳۴۰	T 29			



شکل ۶: نقشه ژئومورفولوژی یخچالی زیر حوضه‌های سیرج، سنکج، دره بر و عرب آباد

بازسازی و برآورد ELA در واحدهای کوهستانی جوپار با استفاده از شواهد ژئومورفیک

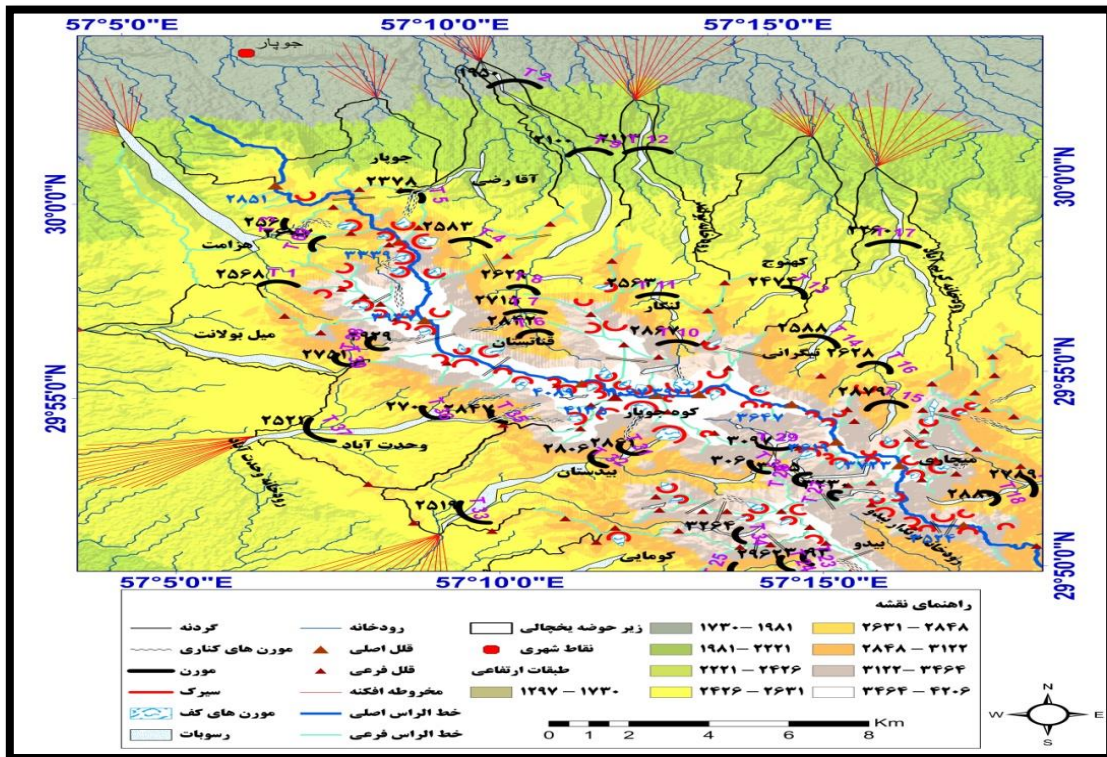
برای باسازی ELA محدوده مورد مطالعه به ۱۹ زیر حوضه یخچالی تقسیم شده است. در زیر حوضه های یخچالی ارتفاعات جوپار شامل؛ هزامت، آقارضی، قناتستان، لنگار، کهنوج، تیگرانی، میچاری، کومایی، بیدستان، وحدت آباد و میل بولانت شواهد ژئومورفیک یخچالی وجود دارد. بر اساس این شواهد میزان ELA را بر اساس روش لویز و هوفر بازسازی شده است (جدول ۷).

علیرغم اینکه دامنه‌های شمالی این ناهمواری‌ها پشت به آفتاب هستند تعداد سیرک‌های این دامنه‌ها کمتر از دامنه‌های جنوبی است. جنس ناهمواری‌ها در دامنه‌های شمالی (از شمال شرق تا جنوب شرق) کوه جوپار از بازالت، سنگ‌های آذرین مانند سنگ‌های اسیدی (ریولیت) و حد واسط تشکیل شده است. به همین دلیل تعداد سیرک‌ها در این دامنه‌ها کمتر از دامنه‌های جنوبی و غربی (از شمال غرب تا جنوب غرب) است. در دامنه‌های جنوبی و غربی کوه جوپار با توجه به ساختار زمین شناسی (آهک ضخیم لایه، ماسه سنگ توفی و مارن همراه با کنگلومرای کرمان) تعداد سیرک‌های یخچالی بیشتری دیده می‌شود. به همین دلیل با توجه به جنس ناهمواری‌ها در این دامنه‌ها یخچال‌ها به راحتی باعث فرسایش دره‌ها شده و تعداد مورن‌های پایانی در این دره‌ها بیشتر از دره‌های دامنه شمالی است. به طوریکه پایین‌ترین مورن‌های پایانی در دامنه‌های شمالی این ارتفاعات در حوضه قناتستان و در ارتفاع ۱۹۵۰ متری و بالاترین مورن پایانی در دامنه‌های جنوبی این ارتفاعات و در زیر حوضه بیدستان در ارتفاع ۳۲۶۴ متری شکل گرفته‌اند. در نتیجه در اثر فرسایش یخچالی در زمان حاکمیت یخچال‌ها مورن‌ها ۱۳۱۴ متر در دامنه شمالی ارتفاعات جوپار در امتداد دره اصلی قناتستان پایین‌تر آمدند. این نشانه برف گیر بودن این دامنه‌ها در زمان حاکمیت یخچال‌های کواترنری بوده است. ولی در زیر حوضه‌های جنوبی این ارتفاعات با توجه به جنس ناهمواری‌ها که از آهک ضخیم لایه، ماسه سنگ توفی و مارن همراه با کنگلومرای کرمان تشکیل شده‌اند و فرسایش پذیر هستند تعداد مورن‌های بیشتری وجود دارد. با توجه به روش هوفر و لویز بیشترین ELA

در زیر حوضه یخچالی بیدستان در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات جوپار بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۳۶۹۹ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۵۵۸ متری بوده است. همچنین کمترین ELA در دامنه شمالی این ارتفاعات در زیر حوضه آقارضی بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۲۸۵۸ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۲۶۸۲ متری بوده است. تفاوت بین میزان ELA در دامنه‌های شمالی و جنوبی ارتفاعات جوپار بر اساس روش لویز ۸۴۱ متر و بر اساس روش هوفر ۸۷۶ متر است. از مقایسه این آمار متوجه می‌شویم که میزان ELA در دامنه‌های شمالی این ارتفاعات پایین‌تر از دامنه‌های جنوبی آن است. در این ارتفاعات بیشترین میانگین ارتفاع کف سیرک های یخچالی مربوط به زیر حوضه وحدت آباد با ارتفاع ۳۷۰۳/۲ متر و کمترین آن مربوط به زیر حوضه آقارضی با ارتفاع ۳۰۳۰ متر است. بازسازی ELA در این ارتفاعات بر اساس روش پورتر ۳۳۶۶/۶۷ متر بوده است (جدول ۷).

جدول ۷: محاسبه ELA در ارتفاعات جوپار به روش لویز، هوفر و پورتر

میانگین ارتفاع کف سیرک های یخچالی (متر)	محاسبه ELA به روش ارتفاع کف سیرک (متر)	محاسبه ELA روش لویز (متر)	محاسبه ELA به روش هوفر (متر)	ارتفاع مورن (متر)	کد مورن	تعداد سیرک	زیر حوضه های یخچالی ارتفاعات جوپار
۳۲۷۰/۲	۳۳۶۶/۶۷	۳۳۲۷	۳۰۳۳	۲۶۷۷	T 69	۱۱	هزامت
		۳۲۶۹	۲۹۷۵	۲۵۶۱	T 3		
۳۰۳۰	۳۳۶۶/۶۷	۲۹۶۱	۲۷۱۹/۲۵	۲۵۸۳	T 4	۲	آقارضی
		۲۸۵۸	۲۶۸۲	۲۳۷۸	T 5		
۳۳۶۹	۳۳۶۶/۶۷	۳۳۶۵	۳۳۹۳	۲۸۴۲	T 6	۷	قناتستان
		۳۰۱۹/۵	۲۸۲۰/۲۵	۱۹۵۰	T 2		
۳۵۳۰/۸	۳۳۶۶/۶۷	۳۵۰۱	۳۴۵۴	۲۸۶۷	T 10	۵	لنگار
		۳۱۲۴	۳۰۷۷	۲۱۱۳	T 12		
۳۱۹۹	۳۳۶۶/۶۷	۳۰۲۱	۲۸۹۰/۶۶	۲۴۷۴	T 13	۱	کهنوج
۳۲۳۶/۲	۳۳۶۶/۶۷	۳۲۶۳	۳۱۶۵	۲۸۷۹	T 15	۶	تیگرانی
		۲۹۵۳/۵	۲۸۵۵/۸۳	۲۲۶۰	T 17		
۳۲۳۸/۳	۳۳۶۶/۶۷	۳۳۰۴/۵	۳۱۴۶/۶۶	۲۸۱۰	T 18	۹	میچاری
		۳۲۵۶	۳۱۰۱/۱۶	۲۷۸۹	T 19		
۳۳۴۲/۱	۳۳۶۶/۶۷	۳۴۱۱	۳۲۶۰/۴۴	۳۰۹۳	T 23	۸	کومایی
		۳۱۳۱/۵	۲۹۸۰/۹۴	۲۵۳۴	T 26		
۳۴۲۵/۳	۳۳۶۶/۶۷	۳۳۲۷	۳۱۸۵/۵	۲۵۱۹	T 33	۲۲	بیدستان
		۳۶۹۹	۳۵۵۸	۳۲۶۴	T 34		
۳۷۰۳/۲	۳۳۶۶/۶۷	۳۴۶۸	۳۴۲۲/۵	۲۸۴۷	T 35	۹	وحدت آباد
		۳۳۰۵	۳۲۵۹/۵	۲۵۲۱	T 37		
۳۵۵۹	۳۳۶۶/۶۷	۳۴۵۳	۳۳۱۱/۳۳	۲۹۲۹	T 38	۲	میل بولانت
		۳۳۶۴	۳۲۲۲/۳۴	۲۷۵۱	T 39		



شکل ۷: نقشه ژئومورفولوژی یخچالی ارتفاعات جوپار

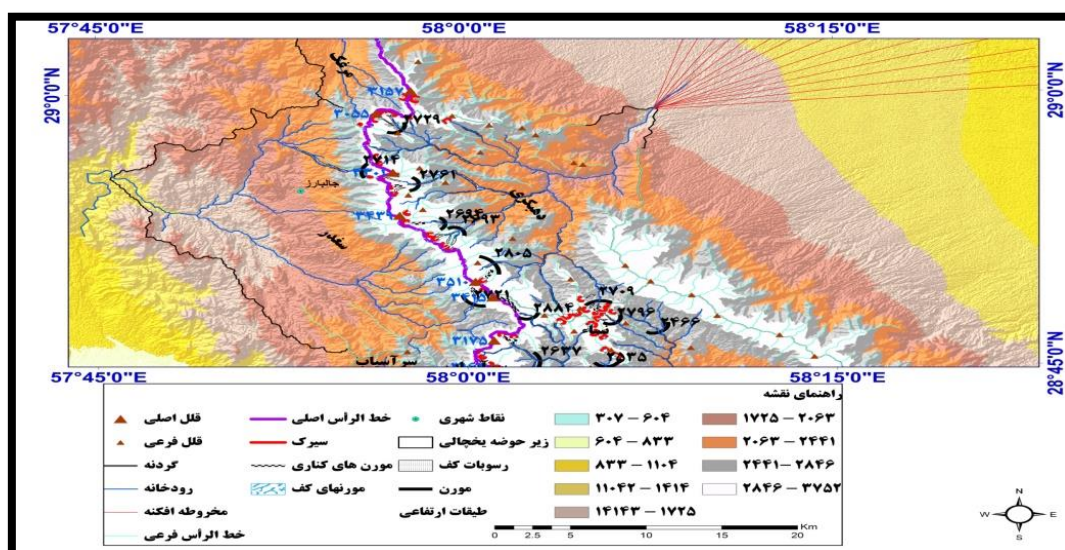
بازسازی و برآورد ELA در واحد های کوهستانی جبال بارز با استفاده از شواهد ژئومورفیک

برای بازسازی ELA محدوده مورد مطالعه به ۱۶ زیر حوضه یخچالی تقسیم شده است. در زیر حوضه های یخچالی ارتفاعات جبال بارز شامل؛ دهبکری، نساء، فرق و سغدر شواهد ژئومورفیک یخچالی وجود دارد. بر اساس این شواهد میزان ELA را بر اساس روش لویز و هوفر بازسازی شده است. (جدول ۸). منطقه جبال بارز در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته و در این منطقه، ماگماتیسم هم به صورت فعالیت های آذرین درونی و هم بیرونی نمود پیدا کرده است. به طور کلی فعالیت های آذرین منطقه جبال بارز، در چهار مرحله رخ داده است. اولین مرحله فعالیت ماگمایی مربوط به ژوراسیک است که پیامد آن تشکیل سنگ های گرانیتیویدی است (Dimitrijevic, 1973: 132). دومین مرحله مربوط به سنگ های ماگمایی اتوسن است و سنگ های آن بیشتر شامل آندزیت و آندزیت بازالت، ریدواسیت، ریولیت پورفیری و پیروکلاستیک های وابسته است. سومین فعالیت ماگمایی منطقه در الیگوموسن رخ داده است. چهارمین مرحله از فعالیت ماگمایی منطقه مورد بحث، مربوط به بازالت های کواترنری است (قربانی، ۱۳۹۳: ۱۷۶). با توجه به جنس ناهمواری های جبال بارز قدرت فرسایشی یخچال های کواترنری کم بوده و تعداد مورن های پایانی کمتری در امتداد دره های اصلی این ناهمواریها وجود دارد. با این وجود دامنه های شرقی از شمال شرقی تا جنوب شرقی بیشترین سیرک های یخچالی را در خود جای داده است. همچنین این دامنه ها دارای بیشترین مورن های پایانی هستند. در این ارتفاعات پایین ترین مورن های پایانی در دامنه های شرقی از شمال شرقی تا جنوب شرقی این ارتفاعات در حوضه نساء و در ارتفاع ۲۴۶۶ متری و بالاترین مورن پایانی در دامنه های جنوب و جنوب غربی این ارتفاعات و در زیر حوضه سغدر در ارتفاع ۳۷۲۱ متری شکل گرفته اند. در نتیجه در اثر فرسایش یخچالی در زمان حاکمیت یخچالها مورن ها ۱۲۵۵ متر در دامنه شمال شرقی تا جنوب شرقی ارتفاعات جبال بارز در امتداد دره اصلی نساء پایین تر آمدند. این نشانه برف گیر بودن این دامنه ها در زمان حاکمیت یخچال های کواترنری بوده است. زیر حوضه های یخچالی فرق و سغدر در جنوب و جنوب غربی ارتفاعات جبال بارز قرار دارند. این زیر حوضه ها آفتاب گیر هستند یخچال زایی در این حوضه ها کمتر و همچنین قدرت فرسایشی یخچال ها کم بوده است. در این زیر حوضه ها یخچال ها قادر نبوده مسافت زیادی را در داخل دره طی کنند و مورن ها را به سمت پایین دره هدایت کنند در نتیجه مورن های پایانی

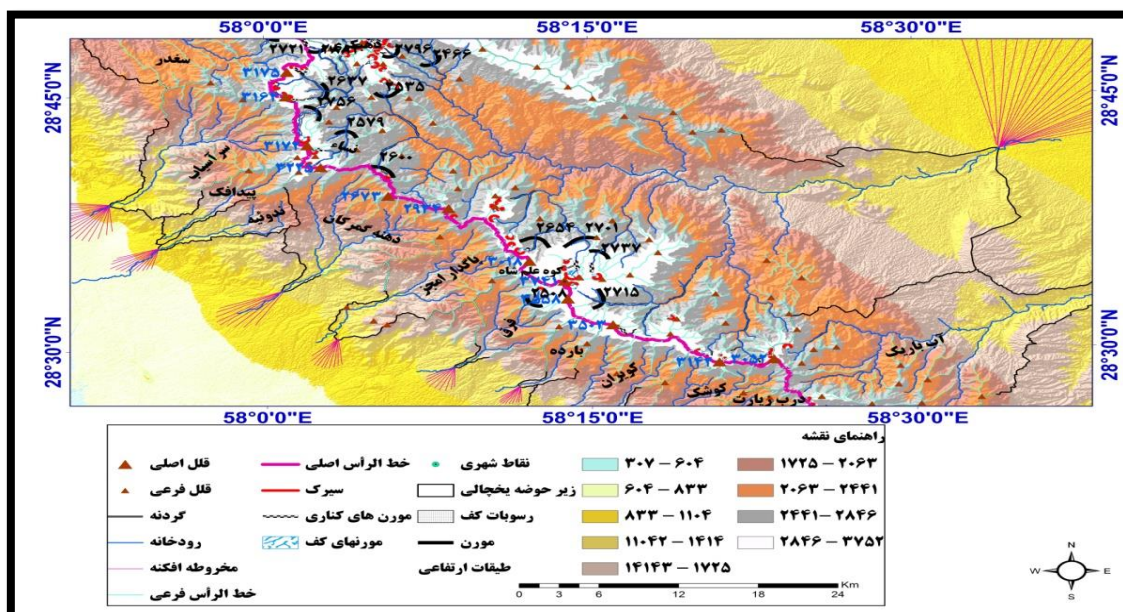
در ارتفاع بالای این دره‌ها در این زیر حوضه‌ها باقی مانده‌اند. با توجه به روش هوفر و لویز بیشترین ELA در زیر حوضه یخچالی نساء در دامنه‌های شمال شرقی ارتفاعات جبال بارز بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۳۳۱۲ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۲۱۶ متری بوده است. همچنین کمترین ELA در دامنه شمال شرقی این ارتفاعات در زیر حوضه نساء بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۳۱۰۳ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۰۰۷ متری بوده است. تفاوت بین میزان ELA در دامنه‌های شمالی و جنوبی ارتفاعات جبال بارز بر اساس روش لویز ۲۰۹ متر و بر اساس روش هوفر ۲۰۹ متر است. در این ارتفاعات بیشترین میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی مربوط به زیر حوضه سغدر با ارتفاع ۳۲۶۷/۶۶ متر و کمترین آن مربوط به زیر حوضه فرق با ارتفاع ۲۹۱۲ متر است. بازسازی ELA در این ارتفاعات بر اساس روش پورتر ۲۹۵۳/۸۵ متر بوده است (جدول ۸).

جدول ۸: محاسبه ELA در ارتفاعات جبال بارز به روش لویز، هوفر و پورتر

زیر حوضه های یخچالی ارتفاعات جبال بارز	تعداد سیرک	کد مورن	ارتفاع مورن (متر)	محاسبه ELA به روش هوفر (متر)	محاسبه ELA به روش لویز (متر)	محاسبه ELA به روش ارتفاع کف سیرک های یخچالی (متر)
دهبکری	۳۰	T 4	۲۶۹۳	۳۰۱۲	۳۱۰۱	۲۹۵۳/۸۵
		T 5	۲۸۰۵	۳۰۶۹	۳۱۵۷	
نساء	۴۵	T 7	۲۴۶۶	۳۰۰۷	۳۱۰۳	۳۰۰۳/۵
		T 9	۲۸۸۴	۳۲۱۶	۳۳۱۲	
فرق	۱	T 19	۲۵۰۸	۳۰۱۲	۳۱۲۴	۲۹۱۲
سغدر	۳	T 20	۳۷۲۱	۳۰۳۱	۳۱۱۵	۳۲۶۷/۶۶
		T 21	۲۷۱۴	۳۰۲۸	۳۱۱۲	



شکل ۸: نقشه ژئومورفولوژی یخچالی زیر حوضه های دهبکری و سغدر

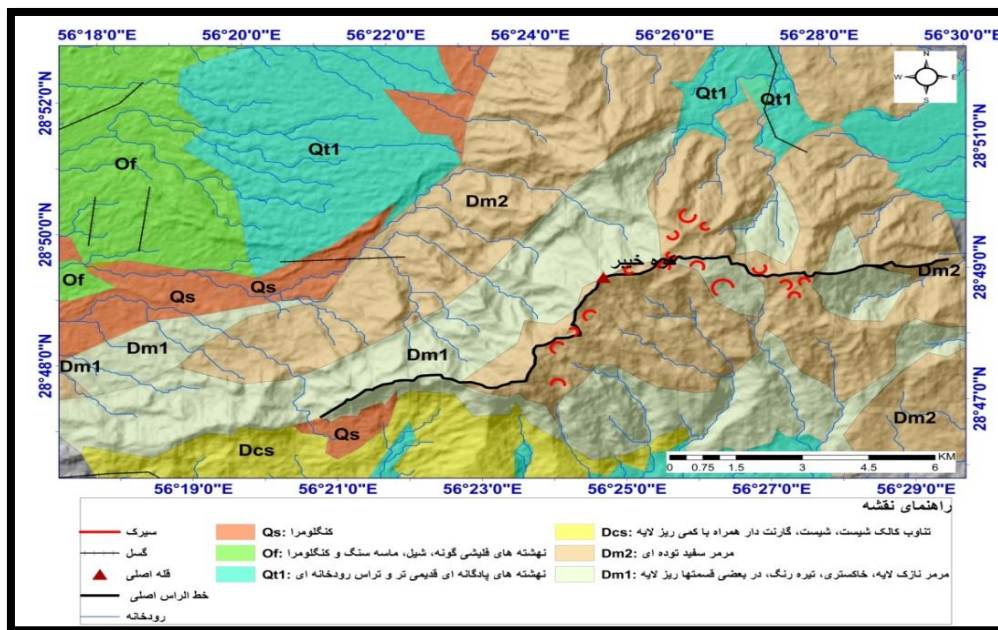


شکل ۹: نقشه ژئومورفولوژی یخچالی زیر حوضه های نساء و فرق

بازسازی و برآورد ELA در واحد های کوهستانی خیبر با استفاده از شواهد ژئومورفیک

برای بازسازی ELA محدوده مورد مطالعه به ۱۲ زیر حوضه یخچالی تقسیم شده است. در زیر حوضه های یخچالی ارتفاعات خیبر شامل؛ چاه حوض، بازیدر، بره و خیبر شواهد ژئومورفیک یخچالی وجود دارد. بر اساس این شواهد میزان ELA بر اساس روش لویز و هوفر بازسازی کرده ایم (جدول ۹). از دیدگاه تقسیمات ساختاری می توان این ناهمواری ها را به چند ناحیه تقسیم نمود که عبارتند از: ۱- فروزمین چاه زار ۲- زون فلیش الیگوسن و فلیش های مزوزئیک ۳- زون تراستی میانی ۴- فرازمین خبر ۵- زون دگرگونه ها و توده های آذرین هزار. منطقه مورد مطالعه دارای ساختار کلی فلسی می باشد. که جهت کلی راندگی ها از سوی شمال شرق و شمال به سوی جنوب غرب و جنوب می باشد. وضعیت زمین شناسی منطقه بر توزیع فضایی سیرک های یخچالی و تعداد و نوع مورن های پایانی تأثیر گذاشته به طوری که دامنه های جنوب تا جنوب شرقی علیرغم آفتاب گیر بودن بیشترین سیرک های یخچالی را در خود جای داده است. همچنین این دامنه ها دارای بیشترین مورن های پایانی هستند (شکل ۱۰). در این ارتفاعات پایین ترین مورن های پایانی در دامنه های جنوب شرقی این ارتفاعات در حوضه چاه حوض و در ارتفاع ۲۷۲۵ متری و بالاترین مورن پایانی در دامنه های شمالی این ارتفاعات و در زیر حوضه بره در ارتفاع ۳۵۸۷ متری شکل گرفته اند. در نتیجه در اثر فرسایش یخچالی در زمان حاکمیت یخچال ها مورن ها ۸۶۲ متر در دامنه جنوب ارتفاعات خیبر در امتداد دره اصلی چاه حوض پایینتر آمدند. با وجود آفتاب گیر بودن چون جنس ناهمواری ها در محدوده این زیر حوضه ها از مواد فرسایش پذیر تشکیل شده اند یخچال ها باعث فرسایش این دامنه ها و انتقال مورن ها را به ارتفاع پایین تر شده اند. علیرغم پشت به آفتاب بودن و برف گیر بودن حوضه های بازیدر و خیبر این دامنه ها یخچال ها قادر نبوده مسافت زیادی را در داخل دره طی کنند و مورن ها را به سمت پایین دره هدایت کنند در نتیجه مورن های پایانی در ارتفاع بالای دره های این حوضه ها باقی مانده اند. با توجه به روش هوفر و لویز بیشترین ELA در زیر حوضه یخچالی بره در دامنه های شمالی ارتفاعات خیبر بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۳۶۷۹ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۵۷۶ متری بوده است. همچنین کمترین ELA در دامنه شمال شرقی این ارتفاعات در زیر حوضه بازیدر بوده است. این مقدار بر اساس لویز در ارتفاع ۳۲۳۱ متری و بر اساس روش هوفر در ارتفاع ۳۱۲۲ متری بوده است. تفاوت بین میزان ELA در دامنه های شمالی شرقی و جنوبی ارتفاعات خیبر بر اساس روش لویز

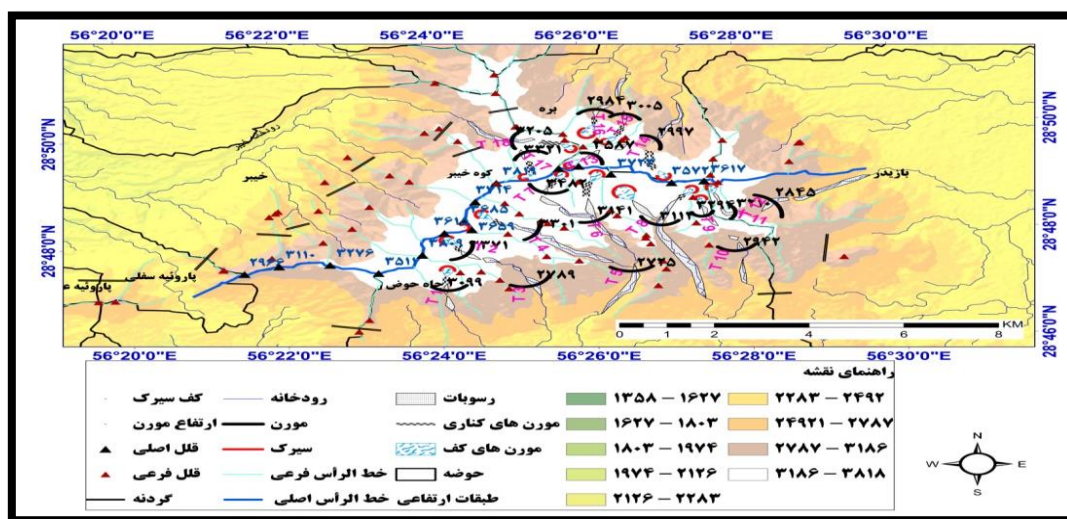
۴۴۸ متر و بر اساس روش هوفر ۴۵۴ متر است. در این ارتفاعات بیشترین میانگین ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی مربوط به زیر حوضه خیبر با ارتفاع ۳۶۶۲ متر و کمترین آن مربوط به زیر حوضه بازیدر با ارتفاع ۳۵۰۱ متر است. بازسازی ELA در این ارتفاعات بر اساس روش پورتر ۳۴۲۰ متر بوده است (جدول ۹).



شکل ۱۰: نقشه زمین شناسی ارتفاعات خیبر و توزیع فضایی سیرک‌های یخچالی در روی آن

جدول ۹: جدول محاسبه ELA در ارتفاعات خیبر به روش لویز، هوفر و پورتر

میانگین ارتفاع کف سیرک (متر)	محاسبه ELA به روش ارتفاع کف سیرک (متر)	محاسبه ELA روش لویز (متر)	محاسبه ELA به روش هوفر (متر)	ارتفاع مورن (متر)	کد مورن	تعداد سیرک	زیر حوضه های یخچالی واحد کوهستانی خیبر
۳۵۳۰/۱	۳۴۲۰	۳۲۷۲	۳۱۴۴	۲۷۲۵	T 5	۸	چاه حوض
		۳۶۵۰	۳۵۲۲	۳۴۸۲	T 7		
۳۵۰۱	۳۴۲۰	۳۴۱۳	۳۳۰۵	۳۲۱۰	T 11	۱	بازیدر
		۳۲۳۱	۳۱۲۲	۲۸۴۵	T 12		
۳۵۰۶	۳۴۲۰	۳۶۷۹	۳۵۷۶	۳۵۸۷	T 13	۴	بره
		۳۳۷۷	۳۲۷۵	۲۹۸۴	T 16		
۳۶۶۲	۳۴۲۰	۳۵۷۰	۳۴۳۱	۳۳۲۱	T 17	۲	خیبر
		۳۵۱۲	۳۳۷۳	۳۲۰۵	T 18		



شکل ۱۱: نقشه ژئومورفولوژی یخچالی ارتفاعات خیبر

نتیجه گیری

برای بازسازی ارتفاع خط تعادل (ELA) دیرینه در ارتفاعات ایران مرکزی (هزار، لاله‌زار، بیدخوان، جوپار، پلوار، جبال بارز و خیبر) ارتفاعاتی که بالای سه هزار متر بودند جهت ارزیابی میزان گسترش یخچال‌های پلیستوسن پسین در این محدوده انتخاب شدند. با توجه به میانگین دمای سالانه و ارتفاع ایستگاه‌های هواشناسی ELA در حال حاضر ۴۶۲۹ متر در منطقه مورد مطالعه بازسازی شد. از مقایسه ELA گذشته با حال حاضر متوجه می‌شویم که خط ELA تغییرات زیادی داشته است و در حال حاضر به علت گرمی هوا به میزان زیادی بالاتر رفته است. با توجه به معادله رگرسیونی به دست آمده بین میانگین دمای سالانه و ارتفاع ایستگاه‌های سینوپتیک و ELA به دست آمده در زمان حال حاضر و گذشته، افت آدیاباتیک دمای حال حاضر محدوده مورد مطالعه به میزان کاهش تقریبی ۵/۸۹ درجه در هر هزار متر تخمین زده شد. با توجه به افت آدیاباتیک دما در منطقه در دوران حاکمیت یخچال‌ها دمای هوا در ارتفاعات هزار ۶/۵۴ درجه سردتر بوده است و دمای هوا در ارتفاعات جبال بارز ۹/۸۶ درجه سردتر از زمان حال حاضر بوده است. در محدوده مورد مطالعه بین دامنه‌های شمالی و جنوبی ارتفاعات از نظر یخچال‌زایی و برف‌گیری تفاوت چشمگیری وجود دارد. دامنه‌های شمالی چون دامنه‌های نثار هستند آفتابگیری کمتری دارند و بیشتر تحت تسلط یخچال‌های کواترنری بودند. فرسایش یخچالی در این دامنه‌ها باعث فرسایش دره‌ها و انتقال رسوبات یخچالی به ارتفاع پایین دره و حتی در بعضی از دره‌ها تا نزدیک دشت‌ها شده است. فرسایش یخچالی در دره قناتستان در دامنه‌های شمالی ارتفاعات جوپار توانسته که رسوبات یخچالی را تا ارتفاع ۱۹۵۰ متر به پایین دره منتقل کند که کوهله (۲۰۰۸) هم به این موضوع اشاره کرده است. به طور کلی مورن‌ها در دامنه جنوبی ارتفاعات مورد مطالعه در ارتفاع بالاتری تشکیل شده‌اند چون این دامنه‌ها آفتابگیری کمتری دارند و یخچال‌زایی در این دامنه‌ها کمتر بوده است. البته این موضوع در مورد ارتفاعات خیبر صادق نیست در این ارتفاعات دامنه‌های جنوبی با وجود آفتاب گیر بودن چون جنس ناهمواری‌ها از مواد فرسایش پذیر تشکیل شده‌اند یخچال‌ها باعث فرسایش این دامنه‌ها و انتقال مورن‌ها را به ارتفاع پایین‌تر شده‌اند. به علت وجود زون گسلی و وجود فعالیت‌های تکتونیکی در دامنه‌های شمالی این ارتفاعات و عدم تشکیل سیرک‌های یخچالی علیرغم پشت به آفتاب بودن و برف گیر بودن این دامنه‌ها یخچال‌ها قادر نبوده مسافت زیادی را در داخل دره طی کنند و رسوبات را به پایین دره منتقل کنند. به طور کلی در محدوده مورد مطالعه میزان ELA در دامنه‌های شمالی پایین‌تر از میزان ELA در دامنه‌های جنوبی این ارتفاعات است. در بین این واحدهای کوهستانی بالاترین ELA با استفاده از روش لویز در ارتفاع ۴۰۶۳ متری و با استفاده از روش هوفر در ارتفاع ۳۸۷۵ متری

در ارتفاعات هزار و در زیر حوضه یخچالی راسک بازسازی شده است. همچنین پایین‌ترین ELA با استفاده از روش لویز در ارتفاع ۲۸۵۸ متری و با استفاده از روش هوفر در ارتفاع ۲۶۸۲ متری در ارتفاعات جوپار و در زیر حوضه یخچالی آقارسی بازسازی شده است. بازسازی بالاترین ELA بر اساس روش پورتر در ارتفاعات هزار در ارتفاع ۳۵۱۸ متر و پایین‌ترین آن در ارتفاعات جبال بارز با ارتفاع ۲۹۵۳ متر بوده است. بالاترین میزان ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی در زیر حوضه یخچالی سیرچ در ارتفاعات پلوار با ارتفاع ۳۷۰۳/۲ متر و کمترین ارتفاع کف سیرک در زیر حوضه یخچالی فرق در ارتفاع جبال بارز با ارتفاع ۲۹۱۲ متر است.

منابع

- ابراهیمی، بابک؛ سیف، عبدالله، ۱۳۹۵، ارتفاع خط تعادل (TP-ELA) و (TPW-ELA) در ارتفاعات زاگرس، پژوهش‌های دانش زمین، سال هفتم، شماره ۲۸، صص ۹۶-۱۱۸.
- پاریزی، اسماعیل؛ تقیان، علیرضا؛ رامشت، محمدحسین، ۱۳۹۲، شواهد یخچال‌های کواترنری پایانی در حوضه تنگ‌ئویه سیرجان، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال دوم، شماره ۳، صص ۱۱۱-۱۲۸.
- جعفریگل، منصور؛ یمانی، مجتبی؛ عباس‌نژاد، احمد؛ زمانزاده؛ سیدمحمد، و ذهاب ناظوری، ۱۳۹۳، بازسازی برف مرزهای یخچالی کواترنری در کوهستان‌های بیدخوان (استان کرمان)، جغرافیا (فصلنامه علمی-پژوهشی و بین‌المللی انجمن جغرافیای ایران)، دوره جدید، سال دوازدهم، شماره ۴۰، صص ۹۳-۱۰۷.
- جعفری، غلامحسین؛ حضرتی، نسرین، ۱۳۹۸، برآورد ارتفاع برف مرز واحد ژئومورفیک ایران مرکزی، جغرافیا و توسعه شماره ۵۵، صفحات: ۲۱۰-۱۹۳.
- سیف عبدالله؛ ابطحی، سید مرتضی، ۱۳۹۲، بررسی تحولات اقلیمی حوضه دریاچه نمک در کواترنری پایانی، نشریه جغرافیا و برنامه ریزی، دوره ۱۷، شماره ۴۶، صص ۹۱-۱۱۱.
- قربانی، منصور، ۱۳۹۳، زمین‌شناسی ایران، چاپ آریز زمین، صفحات ۴۸۸.
- محمدی، م، ۱۳۸۶، پتروولوژی و بررسی محیط تشکیل سنگ‌های آتش‌فشانی و آتش‌فشانی رسوبی مجموعه سنگ صیاد واقع در جنوب شرق شهرستان بردسیر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، صفحات ۱۲-۲۴.
- مهرشاهی، داریوش؛ بقایی‌نیا، علیرضا، ۱۳۹۱، بررسی تغییرات احتمالی دما و بارش کواترنری پایانی در دامنه‌های شمالی شیرکوه با استفاده از شواهد یخچالی (حوضه آبریز فخرآباد یزد)، فصلنامه علمی پژوهشی انجمن علمی جغرافیا، دوره جدید، سال دهم، شماره ۳۴، صص ۴۸-۶۵.
- یمانی، مجتبی؛ زمانی، حمزه، ۱۳۹۵، بازیابی حدود برف مرز دره شهرستانک در آخرین دوره یخچالی، فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۲، شماره ۴، صص ۳۰۵-۳۱۴.
- یمانی، مجتبی؛ مقیمی، ابراهیم؛ عزیزی، قاسم؛ باخوشی، کاوه، ۱۳۹۲، تعیین قلمروهای مورفوکلیماتیک هولوسن در بلندهای غرب استان کردستان، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، سال ۴۵، شماره ۴، صص ۱-۱۴.
- Aletaha, B., 2004. Petrography and petrology of igneous rocks and associated copper mineralization in South-East Bam, Ph. D. Thesis, Islamic Azad University, Tehran, Iran, pp: 386.
- Anthonsen, K., L., Clemmensen, L., B., and Jensen, J., H., 1996. Evolution of a dune from crescentic to parabolic form in response to short-term climatic changes: Råbjerg Mile, Skagen Odde, Denmark, *Geomorphology*, 17: 63-77.
- Brook, M. S., & Kirkbride, M. P., 2018. Reconstruction and paleoclimatic significance of late Quaternary glaciers in the Tararua Range, North Island, New Zealand. *Quaternary International*, 470, 53-66.
- Dimitrijevic, M., D., 1973. Geology of Kerman region, Report, YU/52, Iran, Geological Survey of Iran, P. 234.

- Dimitrijevic, M., N., Djockovic, I., Cvetic, S., Halaviatiz., I., 1979. *Geological map of Rayan 1:100000 series, sheet 74499, survey of Iran, Iran.*
- Ebrahimi, B., Seif, A., 2016. *Equilibrium- Line Altitude of Late Quaternary Claciers in the Zardkuh Mountain, Iran, Geopersia, 6 (2), pp. 299-322.*
- Hendrickx, H., Jacob, M., Frankl, A., Nyssen, J., 2015. *Glacial and periglacial geomorphology and its paleoclimatological significance in three North Ethiopian Mountains, including a detailed geomorphological map, Geomorphology, doi: 10.1016/j. geomorph.*
- Höfer, H. V., 1879. *Gletscher und Eiszeitstudien Sitzungberichte der Academie der Wissenschaften in Wien.*
- Khalili, Sh., Viccaro, M., Cristofolini, R., Ahmadipour, H., 2008. *Differentiation of high-K calcalkaline magmas at Mount Bidkhan volcano (Central Iranian Volcanic Belt), Geochemica and cosmochemica Acta, Special supplement, A467.*
- Klein, A., G., Seltzer, G., O., Isacks, B., L., 1999. *Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and northern chile, Quaternary Research Reviews, 18: 63-84.*
- Kuhle, M., 2008. *The Pleistocene Glaciation (LGP and pre-LGP, pre-LGM) of SE Iranian mountains exemplified by the Kuh-i- Jupar, Kuh-i-Lalezar and Kuh-i-Hezar Massifs in the Zagros, Polarforschung, 77 (2-3), 71 – 88.*
- Louis, H., 1995. *Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. Geographisches Taschenbuch 1954/ 55, PP. 414-418.*
- Mark, B., Harrison, S., P., Spessa, A., New, M., Evans, D., G., A., Helmens, K., F., 2005. *Tropical snowline chnges at the last glacial maximum: a global assessment, Quaternary International, 138-139: 168-201.*
- Porter, S., C., 2001. *Snowline depression in the tropics during the last gla-ciation, Quaternary Science, Reviews, 20: 1067–1091.*
- Prentice, M., Hope, G., Maryunani, K., Peterson, J., 2005. *An evaluation of snowline data across New Guinea during the last major glaciation, and area-based glacier snowlines in the Mt, Jaya region of Papua, Indonesia, during the Last Glacial Maximum, Quaternary International, Vol, 138-139, PP. 93-117.*
- Seif, A., 2015. *Equilibrium-line altitudes of Late Quaternary glaciers in the Oshtorankuh Mountain, Iran, Quaternary International, 374, 126-143.*
- Serrano, E., González-Trueba, J. J., Pellitero, R., González-García, M., & Gómez-Lende, M., 2013. *Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (northern Spain). Geomorphology, 196, 65-82.*
- Singh, P.V., Singh, P., and Haritashya, U., K., 2011. *Encyclopedia of snow, ice and glaciers, Springer Publication, the Netherlands, pp.1300.*
- Yesilyurt, S., Akçar, N., Dogan, U., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Vockenhuber, C., & Schlüchter, C., 2016. *Extensive Quaternary glaciations in eastern Turkey. In EGU General Assembly Conference Abstracts, Vol. 18, P. 1014.*