

تعیین قلمروهای مورفوکلیماتیک هولوسن در بلندی‌های غرب استان کردستان

مجتبی یمانی* - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
ابراهیم مقیمی - استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
قاسم عزیزی - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
کاوه باخویشی - دانشجوی دکتری جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۰۵/۱۸ تأیید نهایی: ۱۳۹۱/۱۰/۱۸

چکیده

طی کواترنری، آب و هوای زمین بارها دچار تغییر اساسی شده و در این میان ایران نیز تحت تأثیر قرار گرفته است. گسترش یخچال‌های کوهستانی در البرز، غرب و شمال غرب ایران از جمله این تغییرات است. در پژوهش پیش رو، مناطق غرب و شمال غرب کردستان مورد مطالعه قرار گرفته است. با توجه به میانگین بارش و دمای سالانه، موقعیت ایستگاه‌ها در شاخص پلتیر به دست آمد و به هر کدام از ایستگاه‌ها در محیط Arc GIS وزن داده شد. میان‌یابی ایستگاه‌ها به روش وزن‌دهی (IDW) انجام گرفت. در ادامه نتایج طبقه‌بندی شدند و پس از محاسبه برف مرز، بر اساس نتایج شیب دما و بارش حال حاضر و همچنین اعمال ارتفاع برف مرز گذشته، داده‌های بارش و دمای وورم برای ایستگاه‌ها محاسبه شد. در مرحله بعد، بر اساس روش ذکر شده مناطق مورفوکلیماتیک وورم بازسازی شدند. نتایج نشان داد که سیستم شکل‌زای فرسایش یخچالی در ارتفاع بالاتر از ۲۰۰۰ متر، مجاور یخچالی تا ارتفاع ۱۶۰۰ متر و فلوویال در ارتفاعات پایین‌تر از ۱۶۰۰ متر، به‌ویژه در حاشیه غربی استان کردستان، در دوره وورم حاکمیت داشته‌اند. نتایج حاصل از پهنه‌بندی هوازدگی با مناطق مورفوکلیماتیک انطباق دارد.

کلیدواژه‌ها: کردستان، کواترنری، مدل پلتیر، مورفوکلیماتیک، هولوسن، یخچال.

مقدمه

دما و تغییرات دمایی، از عوامل مهم در هوازدگی فیزیکی سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. بیشترین تأثیر دما به‌شکل عمل یخبندان (کریوکلاستی و سوزن‌های یخی) و انبساط حرارتی (ترموکلاستی) است. دامنه تأثیر دما در تخریب سنگ‌ها،

علاوه بر تغییرات دما، به میزان مقاومت سنگ‌ها بستگی دارد. هنگام یخ‌زدن آب موجود در درز و شکاف سنگ‌ها، یخ به میزان ۸ تا ۱۱ درصد اضافه حجم یافته و حدود ۲۰۰۰ پوند نیرو به هر اینچ مربع وارد می‌کند. ادامه عمل یخبندان و ذوب یخ، سبب به وجود آمدن درزهای کوچک، شکاف‌ها و جدایش می‌شود. شکل‌گیری تالوس‌ها و مخروط‌های واریزه‌ای، نتیجه این فرایند است (بلیس و فریتاس، ۲۰۰۴).

هوازدگی تمام بخش‌های سطحی کره زمین، از ستیغ کوهستان‌های بلند تا قعر دره‌های ژرف را دستکاری کرده است. میانگین دمای هوا و بارش سالانه، دو متغیری هستند که هوازدگی را تعیین می‌کنند. این دو متغیر با هم برای تعیین مناطق هوازدگی به کار برده می‌شوند. پلتیر هفت نمودار را با استفاده از دو متغیر بالا تعیین کرده است که این نمودارها انواع پدیده‌های هوازدگی را تشریح می‌کنند و شامل هوازدگی شیمیایی، فعالیت یخبندان، مناطق هوازدگی، فرسایش فلوویال، حرکات توده‌ای، فعالیت باد و مناطق مورفوژنتیک است (فاولر و پترسون، ۲۰۰۳). هوازدگی شیمیایی در مکان‌هایی رخ می‌دهد که آب و دمای بالایی دارند. نمودار به‌گونه‌ای طراحی شده است که مرطوب‌ترین و گرم‌ترین مناطق، دارای حداکثر هوازدگی شیمیایی و خشک‌ترین و سردترین مناطق، دارای حداقل هوازدگی شیمیایی هستند (مقصودی، خوش‌اخلاق، حنفی و روستا، ۱۳۸۹).

بودل (۱۹۷۷) در نقشه مناطق مورفوکلیماتیک، بر این نکته تأکید دارد که مرزهای مورفوکلیماتیک، محدوده‌هایی را ایجاد می‌کنند که در داخل این محدوده‌ها، مجموعه فرایندهای ژئومورفیک به بخشی، یا به تمام یک سیستم واحد اقلیمی فعال وابسته‌اند. از مشکلات موجود در پهنه‌بندی مورفوکلیماتیک این است که فقط مناطق ارتفاعی پایین و متوسط در این پهنه‌بندی جای دارند و مشکل دیگر اینکه بسیاری اوقات تشخیص لندفرم‌های میراث گذشته (کرتاسه بالایی تا هولوسن) از حال حاضر دشوار است؛ هرچند بر اساس نظر بودل (۱۹۷۷)، فرایندهای فعال موجود در عرض‌های میانی، به طرز استثنایی کُند هستند و در این شرایط بیش از ۹۵ درصد از عوارض این مناطق مربوط به گذشته است. پورتر (۲۰۰۵)؛ باک و همکاران (۲۰۰۵)؛ لاشنیت و سلم (۲۰۰۵)؛ ویرا (۲۰۰۸)؛ کاسکی، گو، زیانگ، گو و ژو (۲۰۱۱)؛ مقیمی (۱۳۷۸) و یمانی (۱۳۹۰)، از جمله پژوهشگرانی هستند که بر اساس شواهد ژئومورفولوژیک، نسبت به بازسازی دیرینه اقلیم و مرزهای شکل‌زایی اقدام کرده‌اند.

مطالعات مرتبط با گذشته زمین که زمینه لازم برای درک و تفسیر از محیط پیرامون را فراهم می‌کنند؛ بخش مهمی از علم ژئومورفولوژی را تشکیل می‌دهد. همچنین در مطالعات ژئومورفولوژی، فرض بر این است که فرایندهای معاصر راهنمای خوبی برای تعیین و تبیین فرایندهای گذشته هستند. این مهم، شناسایی فرایندها و زمین‌شکل‌های خاص گذشته را امکان‌پذیر کرده و توانایی پیش‌بینی و تفسیر فرایندها و سیر تغییرات زمین در آینده را مقدور می‌کند (اسمیت، ۲۰۰۳). ژئومورفولوژی در تلاش است تا از طریق پژوهش‌های سازمان‌دهی شده، زمینه درک بهتر از محیط واقعی را ایجاد کند (رودس و تورن، ۱۹۹۳). این تلاش همواره به صورت مشاهده و مطالعه سیستم‌های فیزیکی یا بخشی از آنها و تولید و آزمون نظریه‌ها است. بخش عمده این نظریه‌ها که به تفسیر و مدل‌کردن پیچیدگی‌های دنیای واقعی می‌انجامد، بیشتر به یافته‌های مطالعات کوچک‌مقیاس فضایی و گذرا نزدیک هستند. همانند دینامیک سیلاب (رودس و تورن، ۱۹۹۳)، متأسفانه برای مقیاس‌های بزرگ، یا کمبود داده‌ها یا ناتوانی نظریه‌ها در تبیین وقایع وجود دارد. این مهم یکی از

مشکلاتی است که در بازسازی وقایع و حوادث مرتبط با یخچال‌ها به چشم می‌خورد و پژوهشگر راهی جز تمسک به روش‌های تجربی غیرمستقیم یا قیاس‌های زمانی نمی‌بیند. یکی دیگر از مشکلات موجود این است که در عین حال که در یک سیستم مورفودینامیک و مورفوکلیماتیک یکسان، جریان انرژی، فرایندها و سیستم شکل‌زایی تا حد زیادی مشابه است، چون زمین‌شکل‌ها حاصل یک برهم‌کنش متقابل بین فرایندهای متفاوت است و واکنش‌های سیستم‌های ژئومورفیک به تغییرات آستانه‌ها غالباً غیرخطی است؛ در بازسازی فرایندهای گذشته زمین با مشکلاتی چون عدم تطابق مرزها روبه‌رو خواهیم بود (فیلیپس، ۲۰۰۳). جدول ۱ نمونه‌ای از تقسیم‌بندی مناطق مورفوکلیماتیکی سطح زمین و فرایندهای هوازگی مسلط در آنها را همراه با لندفرم‌های ایجاد شده نشان می‌دهد.

جدول ۱. مناطق مورفوکلیماتیک، فرایندها و زمین‌شکل‌ها

زمین‌شکل‌ها	فرایندها	منطقه مورفوکلیماتیک	
		یخچالی	منطقه سرد
توپوگرافی آلی، سطوح سایشی، تیل‌ها، تالوس‌ها	هوازگی مکانیکی متوسط، تخریب شیمیایی کم، حرکات توده‌ای و جریان آبرفتی حداقل	یخچالی مجاور یخچالی	منطقه سرد
خاک‌های نسبتاً ضخیم	تخریب شیمیایی متوسط	برتری با شرایط مرطوب، همراه با آثار یخچالی و مجاور یخچالی گذشته	منطقه جنگل‌های عرض‌های میانی
لس‌ها و شیب‌های واریزه‌ای	هوازگی و سایش برف شدید، حرکات توده‌ای شدید	برتری با شرایط برفی، تأثیر شدید از کواترنری و یخ‌پهنه‌های امروزی و گاهی پرمافراست عمیق	
دشت‌سرها	کندی کلیه فرایندهای هوازگی، تخریب شیمیایی در فصل مرطوب	مدیترانه‌ای با اثرات کم یخچال‌های کواترنری	
پدیمت و شیب‌های واریزه‌ای	تخریب مکانیکی حداقل، فرایندهای جریان‌ی شدید	نیمه‌خشک و قاره‌ای خشک (محدوده استپ)	مناطق خشک و نیمه‌خشک
تپه‌های ماسه‌ای، کویرها، ذرات زاویه‌دار شیب‌های پوشیده از واریزه‌ها و اشکال آبرفتی فسیل	تخریب مکانیکی، هوازگی یخچالی در بیابان‌های سرد	بیابان‌های گرم و سرد	
بدلندها	فاقد هوازگی یخچالی، هوازگی مکانیکی حداقل، تخریب شیمیایی در فصل مرطوب شدید	ساوان	مناطق مرطوب حاره
رودخانه‌های کم‌شیب، وسیع و پهن	تخریب مکانیکی حداقل، تخریب شیمیایی حداکثر، حرکات توده‌ای حداکثر	جنگل	

منبع: تریکار و کابو، ۱۹۶۵؛ چورلی، شوم، سون (۱۹۸۵)

در تحولات و تکامل ناهمواری‌ها، یخچال‌ها و حاکمیت دوره‌های یخچالی و بین یخچالی، نقش مهمی در پردازش و تکامل ناهمواری‌ها داشته‌اند. در طول دوره‌های یخچالی، انباشت مقادیر فراوان برف و یخ روی دامنه‌ها و سپس در طول دوره‌های بین یخچالی، ذوب این توده‌های یخی، نقش قابل توجهی در پرداخت دامنه‌ها داشته است. این تأثیر نه‌تنها در ایجاد اشکال یخچالی، بلکه در ایجاد یک سری از وقایع بعدی، همانند زمین‌لغزش‌ها خود را نمایان می‌کند.

مناطق مختلف کشور ایران نیز بارها در طول پلیستوسن پایانی و آغاز کواترنر، از دستکاری و حاکمیت یخچال‌ها در امان نبوده است. شماری از محققان، مواریث مختلف زمین‌شکلی را در جای‌جای کشور ایران شناسایی کرده‌اند که با سیستم فرسایش یخچالی مرتبط هستند. مناطق کردستان نیز بر اساس مطالعات پیشین، تحت تأثیر یخچال‌ها قرار داشته‌اند.

آنچه مسلم است، شواهد ژئومورفولوژی یخچالی، یکی از بارزترین میراث‌های تحولات اقلیمی دوره کواترنری در ایران به‌شمار می‌رود (محمودی، ۱۳۶۸). یکی از مهم‌ترین میراث‌های اقلیمی پلیستوسن در ارتفاعات کشور ایران، به‌ویژه در ارتفاعات البرز و غرب و شمال غرب، حاکمیت یخچال‌ها و آثار و لندفرم‌های مرتبط با آن است (یمانی، ۱۳۸۱). بخش غربی کردستان با دربرداشتن ارتفاعات متفاوت و مجموعه‌های کوهستانی و مواریث متنوع یخچالی، در قرن اخیر از سوی محققان خارجی و ایرانی از جمله، المسلمانی (۱۹۸۶)؛ بروکس (۱۹۸۹)؛ بوتما (۱۹۹۵)؛ هاجینسون و کوگیل (۱۹۶۳)؛ اشنایدر، میکس و بارد (۲۰۰۱)؛ مگرد (۱۹۶۷)؛ واسیلیکووا (۲۰۰۵، ۱۹۶۶)؛ واسیلیکووا و دیگران (۲۰۰۶)؛ وان‌زایست (۱۹۶۶)؛ وان‌زایست و رایت (۱۹۶۲)؛ رایت (۱۹۸۰، ۱۹۶۷، ۱۹۶۲)؛ استیونس، آلتونزاخ و گریفیت (۲۰۰۱)؛ اهلرز و گیبارد (۲۰۰۴) و پدرامی (۱۹۸۲) مورد مطالعه قرار گرفته است.

در بیشتر ارتفاعات منطقه مریوان و دامنه‌های آن، اشکال متنوعی از سیرک‌های متوسط و کوچک، دره‌های یخچالی، پادگانه‌های یخچالی و یخرفت‌ها مشاهده می‌شوند. غارهای آهکی که امروزه در ستیخ کوه‌ها و بالاتر از سطح ایستابی آب زیرزمینی قرار دارند نیز، متأثر از حاکم‌بودن شرایط یخچالی در این منطقه است.

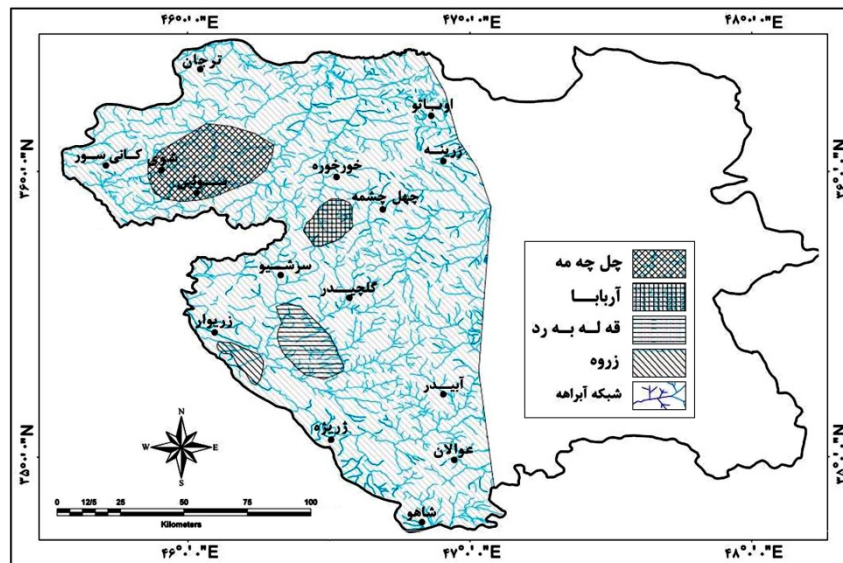
بر اساس پژوهش پدرامی (۱۹۸۲)، مرطوب‌ترین بخش‌های ناحیه جبهه‌های رو به باد ناهمواری‌های جنوبی، بر کمربندی منطبق است که با جهت جنوب شرقی از سردشت تا بانه و مریوان گسترده شده است. منطقه بانه و اطراف آن، از متنوع‌ترین و جالب‌ترین مواریث یخبندان وورم برخوردارند. یخچال‌هایی مانند کوه آربابا، بروژکن (غرب بانه)، یخچال رشیدچال، یخرفت‌هایی که در خروجی شهر بانه به سمت سردشت تا ارتفاع‌هایی حدود ۱۵۵۰ متر در دره‌ها پایین آمده‌اند (پدرامی، ۱۹۸۲)، یخچال‌های اطراف چناره مریوان، قمچیان، اطراف کوه قه‌له‌به‌رد (قله‌برد) و به‌ویژه در محدوده هورامان، محل‌هایی هستند که اشکال یخچالی به‌خصوص سیرک‌ها و یخرفت‌ها به خوبی مشاهده می‌شوند.

بررسی، تفسیر و به چالش کشیدن نتایج یافته‌های متفاوت در مورد دیرینه اقلیم زاگرس، به‌ویژه منطقه کردستان، مباحث مجادله‌ای فراوانی در میان محققان دانشگاهی آمریکایی و انگلیسی ایجاد کرد و تا حدود زیادی این مباحث نیز به بهبود روش‌های متفاوت بازسازی و تفسیر داده‌ها، نه تنها در ارتباط با منطقه زاگرس، بلکه در ارتباط با اقلیم پلیستوسن در دنیا کمک کرد (رایت، ۱۹۸۰).

گاهی اوقات گسترش و فراوانی و تمرکز یخرفت‌های محدوده اطراف مریوان تا حدی است که زبانه‌های این یخرفت صدها متر از منشأ اصلی جابه‌جا شده‌اند و در حال حاضر، بخش‌هایی از آنها حتی با وجود گسترش شدید سیستم فرسایشی فلوویال در منطقه، هنوز به صورت پادگانه‌های یخچالی رخنمون دارند (مورن‌های انتهایی مجموعه یخچالی دامنه‌های جنوب غربی کوهستان قله‌برد). هدف از این پژوهش تعیین قلمروهای مورفوکلیماتیک برای دوره هولوسن با تأکید بر دوره یخچالی وورم در محدوده غرب استان کردستان بر اساس بازسازی مرزهای گسترش یخچالی، برف‌مرز دیرین، تهیه و تفسیر نقشه‌های زمین‌شکل‌های یخچالی است.

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، شامل مناطق کوهستانی غرب و شمال غرب استان کردستان است. به منظور محاسبه برف‌مرز هولوسن در محدوده مورد مطالعه، بر اساس مبانی نظری و شناخت محلی از عوارض با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست، چهار مجموعه کوهستانی بانه، چهل چشمه، قله برد و اورامان، برای بازسازی برف‌مرز هولوسن انتخاب شدند (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

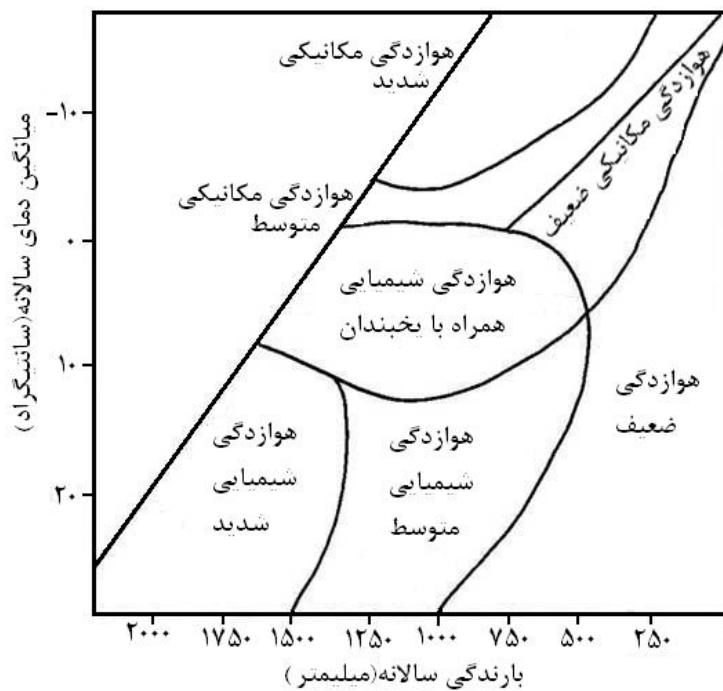
این پژوهش با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، تصاویر ماهواره لندست، سنجنده TM^۱ و ETM^۲، تصاویر سنجنده آستر، مدل‌های ارتفاعی Aster 1.5arc، تصاویر گوگل ارث (نسخه ۷/۱) و داده‌های اقلیمی متوسط دما و بارش سالانه هشت ایستگاه سینوپتیک منطقه، در یک دوره زمانی دوازده ساله انجام شده است. برای محاسبه برف‌مرز هولوسن از روش نسبت پنجه به دیواره^۳ و برای طبقه‌بندی هوازدگی از مدل رژیم‌های هوازدگی پلتیر^۴ استفاده شده است. در محاسبات و تهیه نقشه‌ها از نرم‌افزارهای سیستم اطلاعات جغرافیایی شامل Arc GIS 9.3، Global Mapper 12.1 و همچنین نرم‌افزار اکسل (۲۰۰۷) استفاده شده است.

بعد از رفع نواقص آماری از بین ایستگاه‌های سینوپتیک و هواشناسی منطقه، هشت ایستگاه مریوان، بانه، سردشت، سقز، سنندج، زرینه هتو، ورمهنگ و دیواندره که داده‌های مناسبی از لحاظ طول دوره آماری داشتند، انتخاب شدند. ابتدای کار برای ورود داده‌ها به محیط نرم‌افزار ArcMap، جدول پایه‌ای در محیط نرم‌افزار اکسل رسم شد. سپس پایگاه

1. Thematic Mapper
2. Enhanced Thematic Mapper
3. Toe-to-headwall altitude ratio
4. Peltier

داده‌ای در محیط نرم‌افزار ArcMap، ایجاد کرده و تمام نقشه‌ها و تجزیه‌وتحلیل‌های بعدی، بر اساس این پایگاه داده انجام گرفت. برای محاسبه برف‌مرز هولوسن در محدوده مورد مطالعه، نخست بر اساس مبانی نظری و شناخت محلی از عوارض با استفاده از تصاویر ماهواره‌اندست، چهار مجموعه کوهستانی آربابا، چل چمه، قله‌برد و زروه، برای بازسازی برف‌مرز هولوسن به‌منزله منطقه نمونه انتخاب شدند. پس از مشخص کردن مرزهای این نواحی با استفاده از روش نسبت پنجه به دیواره، برف‌مرز مجموعه‌های کوهستانی محاسبه شد. در ادامه، بر اساس رابطه رگرسیون خطی بین دما و بارش و تأثیر دادن برف‌مرز، نقشه‌های دما و بارش وورم تهیه و با در نظر گرفتن موقعیت ایستگاه‌های منطقه در مدل رژیم‌های هوازگی پلتیر، با استفاده از روش وزن‌دهی، نقشه رژیم‌های هوازگی منطقه به‌دست آمد. بر اساس نتایج حاصل از پهنه‌های هوازگی و نقشه‌های دما و بارش وورم و همچنین حدود گسترش لندفرم‌های یخچالی و مجاور یخچالی، نقشه مناطق مورفوکلیماتیک وورم برای مجموعه‌های کوهستانی منتخب، تهیه شد.

شکل ۲، تقسیم‌بندی رژیم‌های هوازگی را در نمودار پلتیر نشان می‌دهد. در این نمودار از دو متغیر متوسط دما و بارش سالانه استفاده شده و رژیم‌های هوازگی در هفت طبقه تقسیم‌بندی شده‌اند که هر ناحیه نشان‌دهنده یک نوع شرایط هوازگی است. این نمودار به‌گونه‌ای طراحی شده است که مرطوب‌ترین و گرم‌ترین مناطق، دارای حداکثر هوازگی شیمیایی و خشک‌ترین و سردترین مناطق، دارای حداقل هوازگی شیمیایی هستند. فعالیت یخبندان (یا همان هوازگی فیزیکی)، در مناطقی رخ می‌دهد که دماهای بسیار پایینی دارند و در آنها هوازگی مکانیکی بر هوازگی شیمیایی در اولویت است (رودس و تورن ۱۹۹۳).



شکل ۲. رژیم‌های هوازگی پلتیر

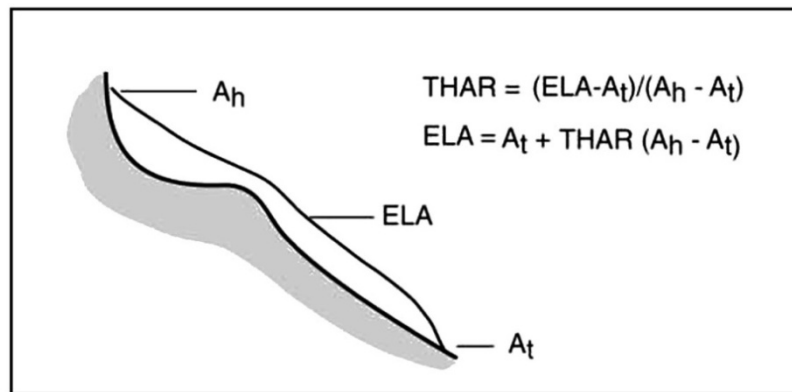
یافته‌های پژوهش

برای بازسازی دمای دوره وورم با توجه به گسترش یخچال‌ها و آثار و شواهد یخچالی، در داخل محدوده چهار مجموعه کوهستانی برای رصد شواهد یخچالی با تأکید بر یخرفت‌ها انتخاب شدند. سپس بر اساس گسترش یخرفت‌ها و روش نسبت پنجه به دیواره (شکل ۳)، ارتفاع خط تعادل (ELA) برای هر یک از مجموعه‌های کوهستانی به‌طور جداگانه محاسبه شد. در این روش ELA و THAR از روابط ۲ و ۳ به‌دست می‌آید:

$$\text{رابطه ۱)} \quad \text{ELA} = \text{کمترین ارتفاع} - \text{بیشترین ارتفاع} \times \text{نسبت THAR} + \text{کمترین ارتفاع}$$

$$\text{رابطه ۲)} \quad \text{THAR} = (\text{ELA} - \text{کمترین ارتفاع}) / (\text{بیشترین ارتفاع} - \text{کمترین ارتفاع})$$

زیرا ELA در بین این دو ارتفاع قرار می‌گیرد.



شکل ۳. روش نسبت پنجه به دیواره

روش THAR بهترین نتایج را برای یخچال‌های کوچک متقارن با توزیع نرمال پهنه‌ها و ارتفاعات به‌دست می‌دهد (پورتر، ۲۰۰۱). میردینگ (۱۹۸۲) و مری و لاک (۱۹۸۹)، نسبت‌های بین ۰/۴ - ۰/۳۵ را نسبت‌هایی تشخیص داده‌اند که بهترین نتایج را به‌دست می‌دهند. در این مطالعه مقدار THAR برابر با ۰/۳۵ به‌دست آمد. با توجه به اینکه روش‌های محاسبه دیرینه ELA بر مبنای داده‌های تجربی و فرضیه‌های نظری هستند، در محاسبه ELA با دامنه‌ای از خطاها و عدم قطعیت‌ها روبه‌رو خواهیم شد. یکی از موارد مهم در محاسبات دیرینه ELA و تطبیق آن با لندفرم‌های یخچالی، به‌کار گرفتن تجربه پژوهشگران در مورد تشخیص لندفرم‌ها است که به‌قطع متفاوت هستند (ژو، وانگ و یانگ، ۲۰۱۰). ارتفاع خط تعادل به میزان بارش و دما بستگی دارد، در برخی جاها میزان تأثیر دما و نوسان‌های آن، به‌ویژه در فصول گرم سال بیشتر است (زاسادنی و کلاپیتا، ۲۰۰۹).

جدول ۲. ارتفاع برف‌مرز وورم در مجموعه‌های کوهستانی منطقه

مجموعه کوهستانی	آریابا	قله‌برد	زروه	چل‌چمه
ارتفاع برف‌مرز (متر)	۱۸۶۸	۱۹۱۶	۱۹۶۵	۲۱۳۲

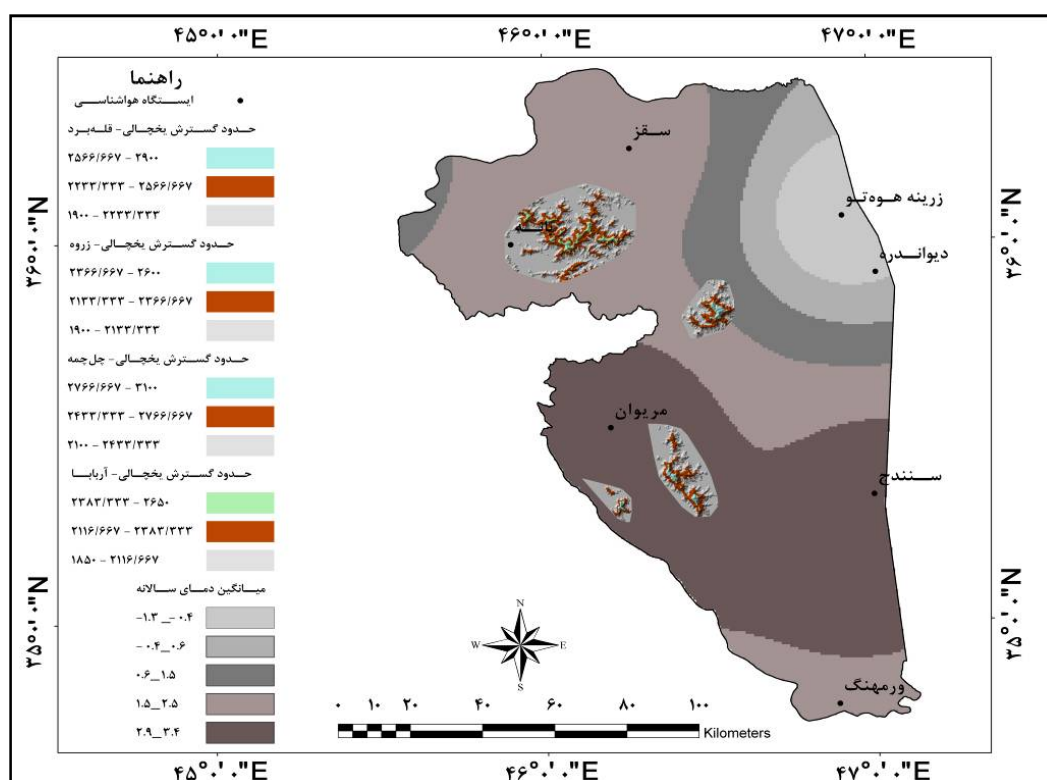
پس از محاسبه برف‌مرز (ELA) برای مجموعه‌های کوهستانی (جدول ۲)، با فرض ۶ درجه افت دما به‌ازای هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع در لایه تروپوسفر برای دوره وورم، دمای هر کدام از ایستگاه‌ها از رابطه ۳ محاسبه شد.

$$Tw = (Hs - H) \times \frac{.6}{100} \quad \text{(رابطه ۳)}$$

در این رابطه؛ Tw: دمای وورم، Hs: ارتفاع برف‌مرز وورم و H: ارتفاع ایستگاه است (ابطحی، ۲۰۱۲). بدین ترتیب نقشه میانگین دمای وورم به‌دست آمد (شکل ۴).

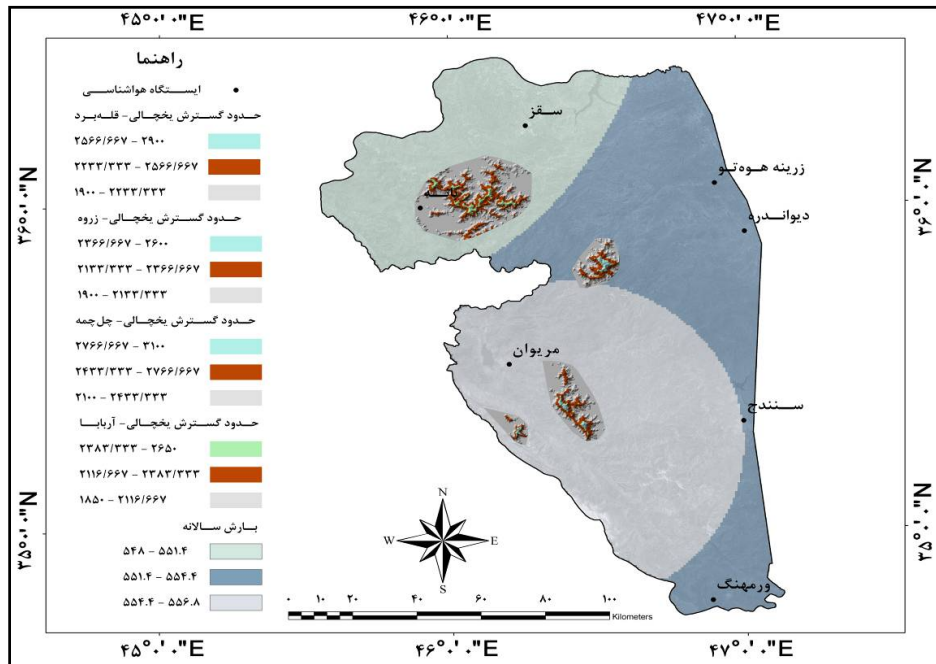
جدول ۳. مقدار Hs اعمال شده برای ایستگاه‌های منطقه

ایستگاه	بانه	مریوان	سردشت	سقز	زرینه	دیواندره	سنندج	ورمهنگ
Hs	۱۸۶۸	۱۹۴۱	۱۸۶۸	۲۰۰۰	۲۱۳۲	۲۱۳۲	۲۰۰۴	۲۰۰۴



شکل ۴. نقشه میانگین دمای سالانه هولوسن (وورم)

پس از محاسبه دمای وورم، برای به‌دست آوردن بارش وورم، رگرسیون خطی بین دما و بارش در حال حاضر که مقدار آن $P = -9/585 T + 681$ است، محاسبه شد. نقشه نهایی بارش دوره وورم (شکل ۵) با استفاده از نقشه دمای وورم و رابطه ۳ تهیه شد.



شکل ۵. نقشه میانگین بارش سالانه هولوسن (وورم)

برای تهیه نقشه رژیم‌های هوازدگی هولوسن در منطقه، پس از مشخص کردن موقعیت ایستگاه‌ها در نمودار رژیم هوازدگی پلتیر (شکل ۲)، بر اساس روش وزن‌دهی به هر یک از ایستگاه‌ها در محیط اکسل وزنی داده شد و سپس این ارقام وارد پایگاه داده در محیط Arc GIS شدند. در ادامه با به‌کارگیری روش وزن‌دهی عکس فاصله (IDW)^۱ پهنه‌بندی و میان‌یابی بین ارزش‌های داده‌شده انجام گرفت. گفتنی است که این روش یک روش کاملاً ریاضی است و برپایه فاصله بین نقاط مشاهده شده و نقطه‌ای که باید درون‌یابی شود، استوار است. بعد از میان‌یابی ارزش‌ها، نقشه رستری تولید شده بار دیگر بر اساس روش وزن‌دهی طبقه‌بندی شد. سپس برای پهنه‌بندی این مناطق در محیط GIS، ضریبی از ۱ تا ۷ به آنها داده شد، به‌گونه‌ای که کمترین ضریب به هوازدگی ضعیف و بیشترین آن به هوازدگی شیمیایی خیلی شدید تعلق گرفت (جدول ۴). در نهایت نقشه پهنه‌ای رژیم‌های هوازدگی در منطقه به‌دست آمد.

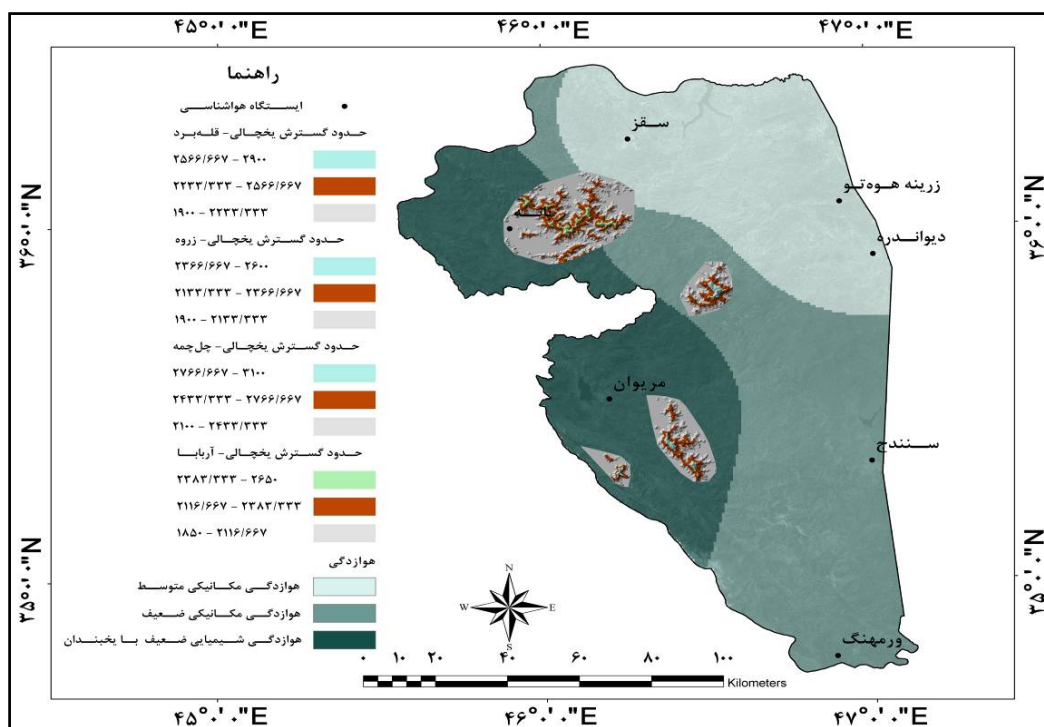
جدول ۴. نوع، شدت و وزن هوازدگی سازندها

مقادیر وزنی	نوع و شدت هوازدگی
۱	هوازدگی خیلی کم
۲	هوازدگی مکانیکی ضعیف
۳	هوازدگی مکانیکی متوسط
۴	هوازدگی مکانیکی شدید
۵	هوازدگی شیمیایی ضعیف با عمل یخبندان
۶	هوازدگی شیمیایی متوسط
۷	هوازدگی شیمیایی شدید

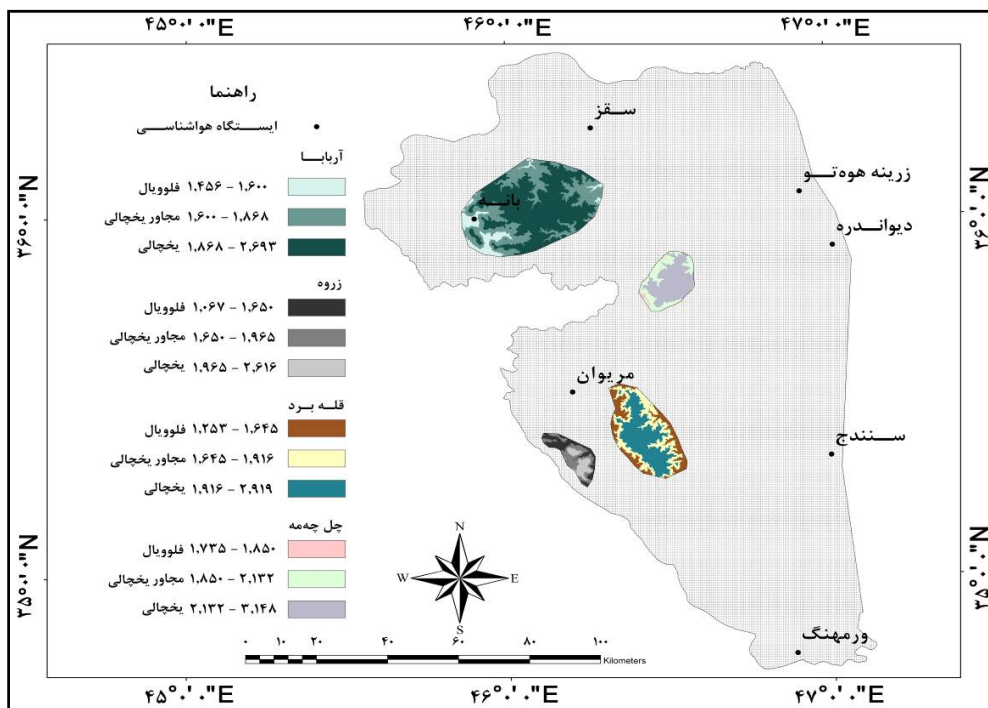
نتایج نشان می‌دهد که از هفت رژیم هوازدگی موجود در مدل پلتیر، سه وضعیت در شرایط اقلیمی منطقه اتفاق می‌افتد؛ به‌گونه‌ای که در بیشتر مناطق کوهستانی منطقه هوازدگی از نوع مکانیکی ضعیف تا متوسط رخ می‌دهد، در حالی که در مناطق واقع در غرب استان، به‌دلیل بارش‌های زیاد، بیشتر هوازدگی‌ها از نوع شیمیایی متوسط هستند و برخی دیگر از ایستگاه‌ها به‌دلیل دماهای پایین، هوازدگی شیمیایی همراه با عمل یخبندان روی می‌دهد. از میان سیستم‌های شکل‌زایی و مناطق مورفوکلیماتیک در محدوده مورد بررسی، سیستم‌های فرسایش یخچالی، مجاور یخچالی و فلوویال در وورم حاکمیت داشته‌اند. سیستم فرسایش یخچالی به‌طور متوسط از ارتفاع ۲۰۰۰ متر به بالا و سیستم فرسایش مجاور یخچالی نیز، از ارتفاع ۱۶۰۰ متر تا ۲۰۰۰ متر در مجموعه‌های کوهستانی غرب کردستان حاکم بوده‌اند (جدول ۵).

جدول ۵. حدود ارتفاعی مناطق مورفوکلیماتیک در مجموعه‌های کوهستانی

مجموعه کوهستانی	حد ارتفاعی منطقه مورفوکلیماتیک یخچالی	حد ارتفاعی منطقه مورفوکلیماتیک مجاور یخچالی	حد ارتفاعی منطقه مورفوکلیماتیک فلوویال
آربابا	بالاتر از ۱۸۶۸ متر	۱۶۰۰-۱۸۶۸ متر	پایین‌تر از ۱۶۰۰ متر
چل‌چمه	بالاتر از ۲۱۳۲ متر	۱۸۵۰-۲۱۳۲ متر	پایین‌تر از ۱۸۵۰ متر
قله‌برد	بالاتر از ۱۹۱۶ متر	۱۶۴۵-۱۹۱۶ متر	پایین‌تر از ۱۶۴۵ متر
زروه	بالاتر از ۱۹۶۵ متر	۱۶۵۰-۱۹۶۵ متر	پایین‌تر از ۱۶۵۰ متر



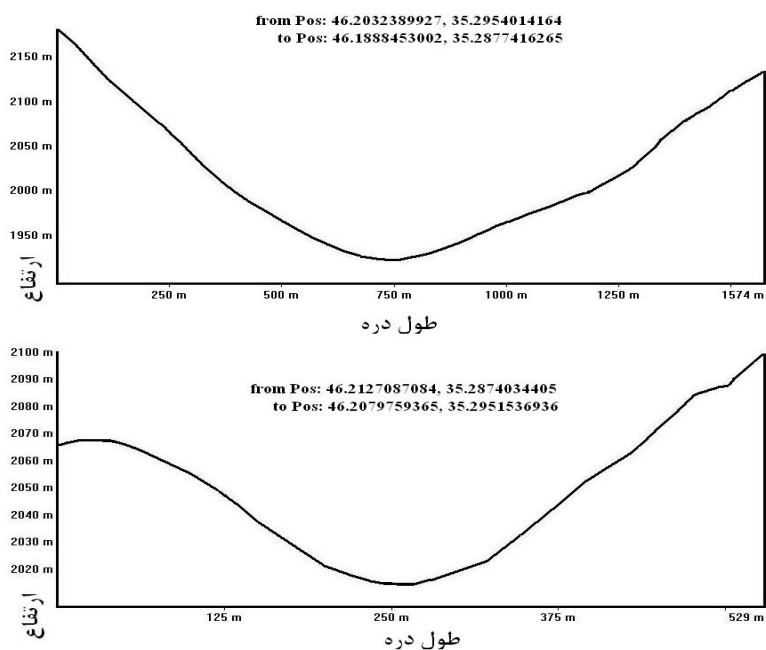
شکل ۶. نقشه رژیم‌های هوازدگی هولوسن وورم



شکل ۷. نقشه مناطق مورفوکلیماتیک هولوسن (وورم)

بحث و نتیجه‌گیری

لندفرم‌های باقی‌مانده در مجموعه‌های کوهستانی، شامل سیرک‌های یخچالی، دره‌های یخچالی (شکل ۸)، یخرفت‌های انتهایی و کف (شکل ۹)، تالوس‌ها و مخروط‌های واریزه‌ای، نیواسیون و... گویای این حاکمیت هستند. در دوره وورم بیشتر پهنه‌های محدوده مورد بررسی، تحت حاکمیت هوازدگی مکانیکی متوسط تا ضعیف قرار داشته‌اند. منطقه فعالیت هوازدگی شیمیایی ضعیف، فقط نوار غربی استان را دربر داشته است. لندفرم‌های باقی‌مانده در مجموعه‌های کوهستانی قه‌له‌برد، زروه و آریابا که شامل شیب‌های واریزه‌ای و مخروط‌های واریزه‌ای و تالوس هستند، از ستیغ کوهستان تا ارتفاعات حدود ۱۶۰۰ متری، نشان از توسعه فرسایش یخچالی و مجاور یخچالی دارند. در محدوده‌هایی که در گذشته فرایندهای شیمیایی ضعیف در آن حاکم بوده و در حال حاضر تحت سلطه هوازدگی شیمیایی متوسط قرار دارند؛ این فرایندها پوشش‌های ضخیمی از خاک رس فراهم کرده‌اند که برای نمونه می‌توان به دشت مریوان اشاره کرد. بخش عمده‌ای از لغزش‌هایی که در محدوده رخ می‌دهند، بر بستری از مواد به‌شدت خردشده ناشی از فرسایش مجاور یخچالی اتفاق می‌افتند. نتایج حاصل از محاسبه بارندگی وورم، تا حد زیادی با نتایج حاصل از رسوب‌شناسی و دیرینه‌گرده‌شناسی دریاچه زریبار (دست‌کم برای دو مجموعه کوهستانی زروه و قه‌له‌برد) همخوانی دارد. کاهش بارندگی در منطقه و همچنین افت دما در وورم با استپی از گیاهان سردسیری و فقدان گرده درختی همراه بوده است (شکل ۶).



شکل ۸. نیم‌رخ عرضی نمونه دره‌های محدوده زروه که U شکل هستند

نتایج نشان می‌دهد که برای حال حاضر، از هفت رژیم هوازدگی موجود در مدل پلتیر، سه وضعیت در شرایط اقلیمی منطقه اتفاق می‌افتد؛ به‌گونه‌ای که در بیشتر مناطق کوهستانی منطقه هوازدگی از نوع مکانیکی ضعیف تا متوسط رخ می‌دهد، در حالی که در مناطق واقع در غرب استان، به‌دلیل بارش‌های زیاد بیشتر هوازدگی‌ها از نوع شیمیایی متوسط است و در برخی دیگر از ایستگاه‌ها به‌دلیل دماهای پایین، هوازدگی شیمیایی همراه با عمل یخبندان رخ می‌دهد.



شکل ۹. یخرفت‌های کف یکی از سیرک‌های مجموعه کوهستانی قله‌برد

نتایج حاصل از محاسبه بارش وورم تا حد زیادی با نتایج حاصل از رسوب‌شناسی و دیرینه‌گردشناسی دریاچه زریبار، دست‌کم برای دو مجموعه کوهستانی زروه و قه‌له‌بهرد همخوانی دارد.

اگرچه زمین‌شناسان و ژئومورفولوژیست‌ها، نمودارهای پلتیر را به‌منزله ابزاری مفید برای تشخیص محیط‌های هوازدهی و مورفوژتیک به‌کاربرده‌اند و در حال حاضر این مدل، تنها مدل تجربی برای شناخت وضعیت هوازدهی است، اما یکی از پارامترهای مهم و مؤثر در فرایند هوازدهی پس از پارامترهای دما و بارندگی، بحث مقاومت سنگ است که در نمودار پلتیر در نظر گرفته نمی‌شود. این مهم به‌ویژه زمانی بیشتر محسوس است که بحث محیط‌های هوازدهی یخچالی و مجاور یخچالی پیش می‌آید. برای مثال، مقاومت بالای توده نفوذی قله‌برد در برابر عوامل فرسایشی و همچنین انرژی یخچال، سبب شده در این منطقه اشکالی همانند سیرک‌های یخچالی و دره‌ها درمقایسه با مجموعه آهکی زروه کمتر توسعه یابد و درمقابل، مقاومت کمتر آهک در زروه، تشخیص یخرفت‌ها را بسیار دشوار کرده است؛ ولی در محدوده نفوذی قله‌برد یخرفت‌ها به‌دلیل سختی و مقاومت همچنان بخشی از چشم‌انداز هستند.

منابع

- پدرامی، م. (۱۳۶۰). دیرینه‌اقلیم و پلیستوسن در ایران. تهران: سازمان زمین‌شناسی ایران.
- محمودی، ف. (۱۳۶۶). تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر. پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۲۰، شماره ۲۳، صص. ۴۲-۵.
- مقصودی، م.؛ خوش‌اخلاق، ف.؛ حنفی، ع.؛ روستا، ا. (۱۳۸۹). پهنه‌بندی فرایندهای هوازدهی سنگ‌ها براساس مدل‌های پلتیر در شمال غرب ایران. پژوهش‌های جغرافیایی. دوره ۴۲، شماره ۴، صص. ۳۵-۴۶.
- مقیمی، ا. (۱۳۷۸). مطالعه تطبیقی تغییرات اقلیمی با تغییرات ژئومورفولوژی معاصر (مورد ایران). پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۱، شماره ۳۷، صص. ۷۵-۸۷.
- یمانی، م. (۱۳۸۲). ژئومورفولوژی یخچال‌های زردکوه. پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۵، شماره ۵۹، صص. ۱۸-۱.
- یمانی، م.؛ شمسی‌پور، ع. ا.؛ جعفری‌آقدم، م.؛ باقری سید لشکری، س. (۱۳۸۹). تعیین حدود مناطق مورفودینامیکی و مورفوکلیماتیکی کواترنری در حوضه جاجرو؛ مدرس علوم انسانی - برنامه‌ریزی و آمایش فضا، دوره ۴۲، شماره ۴، صص. ۸۴-۱۱۰.
- Abtahi, M., Saif, A., Khosroshahi, M., 2012, **Investigation of the Last Quaternary Climate from the Geomorphic Evidence in Namak Lake Basin, Central Iran**, Journal of Geography and Regional Planning, Vol. 5, No. 3, PP. 93-107.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Løvlie, L. and Nesje, A., 2005, **Glacier Fluctuations, Equilibrium-line Altitudes and Palaeoclimate in Lyngen, Northern Norway, during the Lateglacial and Holocene**, The Holocene, Vol. 15, No. 4, PP.518-540.
- Blyth, F.G.H., Freitas, M.H.D., 2005, **A Geology for Engineers**, Butterworth-Heinemann, London.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A., Sugden, D. E., 1985, **Geomorphology**, Methuen & Co.; New York.
- Elorza, M.G., 2006, **Climatic Geomorphology**, Elsevier Science, Amsterdam, Netherlands.
- Fowler, R., Petersen, J., 2004, **A Spatial Representation of Louis Peltier's Weathering, Erosion and Climatic Graphs Using Geographic Information Systems (GIS)**, Proceedings of the ESRI Users Conference, USA, Esri: 1-32.
- Kusky, T., Guo, L., Xiang, S., Guo, X., Xu, X., 2011, **A Critical Examination of Evidence for a Quaternary Glaciation in Mt. Laoshan, Eastern China**, Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 40, No. 1, PP. 403-416.
- Lachniet, M.S., Selem, L.V., 2005, **Last Glacial Maximum Equilibrium Line Altitudes in the Circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela)**, Quaternary International, No. 138-139, PP. 129-144.

- Maghsoudi, M., Hanafi, K., Rusta, A. 2010, **Zoning of Stone Weathering Processes, based on Peltier Models in Northwest of Iran**, Physical Geography Research Quarterly, Vol. 42, No. 4, PP. 35-46.
- Mahmoudi, F., 1988, **Evolution of Iranian Reliefs in Quaternary**, Geography Research Quarterly, Vol. 20, No. 23, PP. 5-42.
- Moqimi, I., 1999, **Comparative Study of Current Climatic Changes with Geomorphologic Changes (Case Study Iran)**, Physical Geography Research Quarterly, Vol. 31, No. 37, PP. 75-87.
- Pedrami, M., 1982, **Pleistocene and Paleo Climate in Iran**, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Phillips, J.D., 2003, **Evolutionary Geomorphology: Thresholds and Nonlinearity in Landform Response to Environmental Change**, Hydrology and Earth System Sciences Discussions, No. 3, PP. 365-394.
- Porter, S. C., 2001, **Snowline Depression in the Tropics during the Last Glaciation**, Quaternary Science Reviews, Vol. 20, No. 10, PP. 1067-1091.
- Porter, S. C., 2005, **Pleistocene Snowlines and Glaciation of the Hawaiian Islands**, Quaternary International, Vol. 138-139, PP. 118-128.
- Rhoads, B. L., Thorn, C. E., 1993, **Geomorphology as Science: the Role of Theory**, Geomorphology, Vol. 6, No. 4, PP. 287-307
- Smith, M. J., 2003, **Technical Developments for the Geomorphological Reconstruction of Palaeo Ice Sheets from Remotely Sensed Data**, Department of Geography, University of Sheffield.
- Vieira, G., 2008, **Combined Numerical and Geomorphological Reconstruction of the Serra da Estrela Plateau Icefield, Portugal**, Geomorphology, Vol. 97, No. 1-2, PP. 190-207.
- Wright, H. E., 1980, **Shorter Notices on Climatic Change and Plant Domestication in the Zagros Mountains**, Journal of Persian Studies, Vol. 18, PP. 145-148.
- Xu, X., Wang, L., Yang, J. 2010, **Last Glacial Maximum Climate Inferences from Integrated Reconstruction of Glacier Equilibrium-line Altitude for the Head of the Urumqi River, Tianshan Mountains**, Quaternary International, Vol. 218, No. 1-2, PP. 3-12.
- Yamani, M., 2002, **Geomorphology of Zardkuh Glaciers**, Geography Research Quarterly, Vol. 35, No. 59, PP. 1-18.
- Yamani, M., Shamsipour, A.A., Jafari, A.M., Baghery, S.S.H.S., 2011, **Determination of Quaternary Morphodynamic and Morphoclimatic Extends in Jajroud Basin**, the Modares Journal Of Spatial Planning, Vol. 42, No. 4, PP. 83-110.
- Zasadni, J., Klapysa, P., 2009, **An Attempt to Assess the Modern and the Little Ice Age Climatic Snowline Altitude in the Tatra Mountains**, Landform Analysis, No.10, PP. 124-133.