پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۷، بهار ۱۳۸۸
صص ۱۰۶-۸۹

رودسنگ قلعه در دامنهٔ شمالی کوه کیامکی در شمال‌غرب ایران و دلالت آن بر تغییرات اقلیمی هولوسن

داود مختاری* – دانشیار گروه پژوهشی جغرافیا، دانشگاه تبریز
پذیرش مقاله:۱۳۸۶/۱۱/۱۳ تأیید نهایی:۱۳۸۶/۱۲/۲۶

چکیده

در سال‌های اخیر مطالعاتی در مورد شناسایی آثار ژئومورفیکی بزرگ‌مقیاس مرتبط با تغییرات اقلیمی کواترنری در منطقه صورت گرفته است. با این حال، بسط دانسته‌ها در مورد چگونگی تکامل اشکال دامنه‌ای منطقه در گذشته، بدون تحلیل‌های دقیق اشکال ژئومورفیکی دامنه‌ای امکان‌پذیر نیست و بدون این تحلیل‌ها، اطلاعات مرتبط با چنین مناطقی ناقص خواهد بود. رودسنگ‌ها از جمله اشکال مرتبط با اقلیم‌های گذشته در دامنه شمالی توده نفوذی کوه کیامکی در شمال غرب هستند که در کنار سایر اشکال پریگلاسیری منطقه، آثاری از تغییرات اقلیمی هولوسن را در خود دارند. رودسنگ قلعه به طول ۶۳۰ متر و عرض متوسط ۸۰ متر، مهم‌ترین و کامل‌ترین این رودسنگ‌ها به‌شمار می‌آید. در پژوهش حاضر سعی شده است که تغییرات اقلیمی هولوسن بر اساس داده‌های حاصل از کارهای میدانی و تفسیر ویژگی‌های رودسنگ قلعه مورد ارزیابی قرار گیرد. رویش و استقرار درختچه‌ها در دورتادور رودسنگ‌های منطقه، ساختمان رودسنگ و وجود سه لایهٔ مجزا، از جمله شواهد قابل استناد برای این تغییرات هستند. بر اساس نتایج این تحقیق، رودسنگ مورد مطالعه در واقع مشابه همنوعان خود در سایر مناطق دنیاست و در زمرهٔ رودسنگ‌های ارتفاعات پایین‌تر و دامنه‌های پرشیب و رودسنگ‌هایی که بر روی بستری از خاک سطح دامنه قرار گرفته‌اند، واقع شده است. باوجود ناچیز بودن تغییرات اقلیمی هولوسن، وجود عواملی همچون شرایط مناسب هوازدگی سنگ‌های سازندهٔ دامنه در ناحیه منبع، فعال بودن سازوکارهای حمل نظیر بهمن‌های سنگی و فرایند جریان دانه‌ای با پوشش یخی، و شدت فعالیت فرایند ذوب و یخبندان در شرایط عاری از پوشش یخی، فعالیت رودسنگ را در دوره‌های سرد هولوسن شدت بخشیده است. در زمان حاضر چهار دورهٔ گرم کنونی، دورهٔ همزمان با عصر کوچک یخبندان، دورهٔ گرم هولوسن فوقانی و دورهٔ سرد همزمان با عصر آهن از روی ویژگی‌های رودسنگ مذکور قابل شناسایی است.

کلیدواژه‌ها: اشکال پریگلاسیری، رودسنگ، تغییرات اقلیمی، هولوسن، کوه کیامکی.

مقدمه

اشکال و نهشته‌های پریگلاسیری، نتیجه فرایندهای غیریخچالی هستند و در اغلب موارد در اثر فعالیت فرایند ذوب و یخبندان ایجاد می‌شوند. تشخیص و تفسیر صحیح این اشکال و نهشته‌ها به چند دلیل بسیار مهم است: تأکید و مطالعهٔ

نویسنده مسئول: ۰۹۱۴۴۱۵۶۷۱۴
* E-mail: d_mokhtari@tabrizu.ac.ir

روزافزون فعالیت سامانه‌های پریگلاسیری به‌عنوان یکی از مهم‌ترین عوامل مؤثر در تکامل ژئومورفیکی هر ناحیه و به‌عنوان شاخصی از شرایط اقلیمی و محیطی حاکم در گذشته، نیازمندی‌های فزاینده به بانک‌های اطلاعاتی زمینی به‌منظور برنامه‌ریزی‌های آمایش و توسعه، و نیاز روزافزون به درک تغییرات اقلیمی و محیطی مرتبط با فرایندها، واکنش‌های متقابل، و آثار پدید آمده (Cremeens etal., 2005, 72).

یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های محیط‌های پریگلاسیری، فرایندهای دامنه‌ای است. بی‌تردید این فرایندها در گذشته شدت بیشتری در مقایسه با امروز داشته‌اند. در سال‌های اخیر، مطالعاتی در مورد شناسایی آثار ژئومورفیکی بزرگ‌مقیاس مرتبط با تغییرات اقلیمی کواترنری از قبیل دره‌های پرشده، رودسنگ‌ها، سامانه‌های پرتگاه تالوس، تالوس بهمنی و یخچال‌های سنگی در محدودهٔ حوضهٔ آبریز کلزیر (مختاری و همکاران، ۱۳۸۶الف) و سامانه‌های مورفوژنتیک فعال در منطقه (مختاری و همکاران، ۱۳۸۶ب) صورت گرفته است. چنین اشکالی از دامنه‌های کوه گچی قلعه سی در ۵۰ کیلومتری جنوب غربی منطقهٔ مورد مطالعه نیز گزارش شده است (مختاری، ۱۳۸۳الف و ۱۳۸۳ب). با این حال، بسط دانسته‌ها در مورد چگونگی تکامل دامنه‌های حوضه آبریز کلزیر در گذشته، بدون تحلیل‌های دقیق اشکال ژئومورفیکی دامنه‌ای امکان‌پذیر نیست و بدون این تحلیل‌ها، اطلاعات مرتبط با چنین مناطقی ناقص خواهد بود. بنابراین، هدف اصلی پژوهش حاضر، تشریح مورفولوژی رودسنگ‌ها، بحث در مورد فرایندهای ژئومورفیکی دیرینهٔ مؤثر در ایجاد آنها و دلالت‌های آنها بر تغییرات اقلیمی، است. بی‌تردید چنین تحلیلی مستلزم شناسایی فرایندهای ژئومورفیک مؤثر در شکل‌گیری اشکال دامنه‌ای در منطقه است.

اهمیت رودسنگ‌ها از نظر دیرینه اقلیم‌شناسی مورد تأیید بسیاری از محققان عرصهٔ مطالعات اشکال پریگلاسیری است (White, Shafer, Clark & Ciolkosz, Boelhouwers, Grab, Steijn et al., Millar & Westfall, 2008, 7) بر همین اساس، پژوهش حاضر بر رودسنگ‌های منطقه و به‌ویژه بر روی یکی از کامل‌ترین آنها به نام رودسنگ قلعه (شکل ۱) تمرکز دارد.

شواهد ژئومورفیکی از این قبیل، اطلاعات زیادی را در ارزیابی فرایندهای دامنه‌ای دامنه‌های رو به شمال در طول دوره‌های سرد گذشته در اختیار می‌گذارند. از سوی دیگر، پژوهشگرانی نظیر واشبورن[1] (1985) نهشته‌های سنگی دامنه‌ها را اشکالی ناشناخته معرفی می‌کند، هریس[2] (1988) بر ناقص بودن معلومات در مورد رودسنگ‌ها تأکید دارد و گرب (1999,14) بر وجود ابهامات فراوان در مورد منشأ رودسنگ‌ها تأکید می‌ورزد. این مقاله بر آن است تا با تشریح ویژگی‌های رودسنگ‌های منطقه و تعیین برخی فرایندهای ژئومورفیکی دخیل در تشکیل آن، بتواند گامی در جهت رفع این مسائل و ابهامات بردارد.

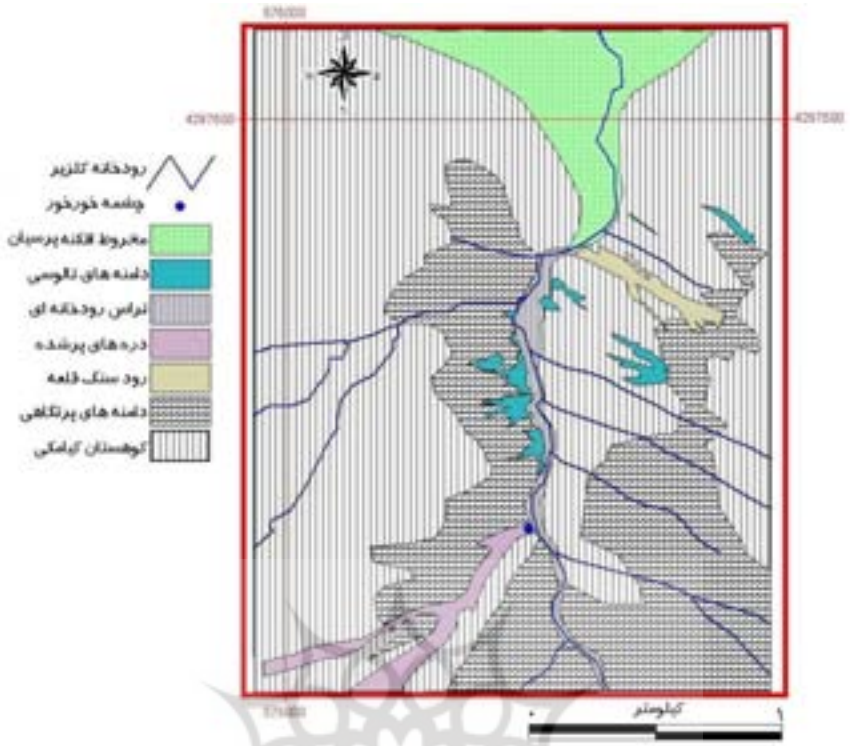
1. Washburn
2. Harris

شکل ۱. موقعیت حوضه آبریز کلزیر و رودسنگ قلعه

منطقه مورد مطالعه

توده نفوذی کیامکی با ارتفاع ۳۴۱۴ متر به‌عنوان بلندترین قلهٔ رشتهٔ کوهستانی قره‌داغ، در شهرستان جلفا در شمال‌غرب ایران قرار گرفته است (شکل ۱). این کوه که مرتفع‌ترین و شمالی‌ترین ناهمواری عمده در خاک ایران را شامل می‌شود، در دامنه شمالی خود مشرف به درهٔ رود ارس (در محل مرز ایران با جمهوری خودمختار نخجوان و کشور ارمنستان) واقع است. با توجه به ارتفاع زیاد و جهت‌گیری دامنهٔ شمالی کوه کیامکی و نیز فقدان عوامل تأثیرگذار دیگر – نظیر عامل فعالیت‌های تکتونیکی و ناچیز بودن دخالت‌های انسانی – به‌نظر می‌رسد که منطقهٔ موردنظر نمونهٔ موردی خوبی برای طرح موضوع ارتباط فرایندهای دامنه‌ای با تغییرات اقلیمی است، به‌ویژه اینکه اشکال مختلف دیگری مثل درهٔ نامتقارن، مخروط‌افکنهٔ پرسیان، دامنه‌های تالوسی، تراس‌های رودخانه‌ای و دره‌های پرشده که با اقلیم‌های حاکم در گذشته بر منطقه مرتبط‌اند، نیز در محدوده حوضه آبریز وجود دارند (شکل ۲).

حوضه آبریز کلزیر با وسعت ۶/۲۹ کیلومترمربع حوضه‌ای رو به شمال است و آبراهه اصلی آن که رودخانه‌ای فصلی است، در جهت جنوب به شمال و در داخل دره‌ای تنگ و نامتقارن جریان دارد. شیب دامنه‌ها در همه بخش‌های حوضه بیش از ۴۵ درصد است و دامنه تغییرات ارتفاعی آن از ۱۵۰۰ متر در خروجی حوضه تا ۳۴۱۴ متر در بلندترین قله کوه کیامکی کشیده شده است. این حوضه یکی از زیرحوضه‌های حوضهٔ آبریز آسیاب خرابه و بخشی از محدودهٔ حفاظت‌شدهٔ حیات‌وحش کیامکی است و به همین دلیل و با توجه به ویژگی‌های توپوگرافی ذکرشده می‌توان این حوضه را در مقایسه با حوضه‌های دیگر منطقه دست‌نخورده و بکر قلمداد کرد. همین مسئله موجب می‌شود تا مطالعه ژئومورفولوژیکی منطقه در بستری طبیعی و به دور از تبعات دستکاری‌های انسان صورت گیرد.



شکل ۲. نقشه ژئومورفولوژی بخشی از پایین‌دست حوضه آبریز کلزیر در مجاورت رودسنگ قلعه

مطالعات انجام‌شده نشان می‌دهد که اکثر نهشته‌های آواری سطح دامنه‌های کوه کیامکی در دامنه‌های شمالی آن و به‌ویژه در محدودهٔ حوضه آبریز و در بالاتر از ارتفاع ۱۵۰۰ متر قرار دارند. به‌نظر می‌رسد بخش اعظم نهشته‌های دامنه‌ای، محصول اولیه یا ثانویهٔ فرایندهای دامنه‌ای پریگلاسیری فعال در گذشته و حال هستند. این مسئله ارتباط تشکیل این نهشته‌ها را با ارتفاع زیاد و رو به شمال بودن دامنه‌ها نشان می‌دهد، زیرا این دامنه‌ها بیشتر در سایه‌اند و دماهای سردتری دارند. چنین دامنه‌های مرتفعی پوشیده از عناصر هوازده‌اند و به‌صورت منبع تدارک رسوب برای فرایندهای رودخانه‌ای حوضه عمل می‌کنند.

ساختار یک‌دست لیتولوژیکی حوضه آبریز کلزیر از ویژگی‌های منحصربه‌فرد آن به‌شمار می‌آید. سنگ بستر این حوضه در تمامی سطوح آن از داسیت‌های گنبد آتشفشانی مربوط به دوره الیگوسن تشکیل یافته است. سنگ‌های داسیتی سازندهٔ این گنبد آتشفشانی دارای بافت پورفیری در زمینهٔ میکروگرانولر هستند و فلدسپات، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن از جمله پورفیرهای موجود در این سنگ‌هاست (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۵).

این منطقه از نظر اقلیمی جزو مناطق نیمه‌خشک ایران به‌شمار می‌آید و دمای سالانه برای حوضه آبریز آسیاب خرابه ۱۰/۶ درجه و متوسط بارندگی آن ۳۱۳/۳ میلی‌متر برآورد شده است (وزارت جهاد سازندگی، ۱۳۷۶).

رودسنگ‌ها

پژوهشگران، نام‌های متعددی برای انباشت خطی سنگ‌ها بر روی دامنه برشمرده‌اند، که رودسنگ[۱]، تخته‌سنگ زار[۲]، تخته‌سنگ رود[۳]، سنگ رود[۴]، تیزشن رود[۵]، واریزه‌سنگ[۶] و رشته سنگی[۷] (White, 1981, 135) و همچنین نوارهای جورشده[۸]، نوارهای سنگی[۹]، رودخانه‌های سنگی[۱۰] و نوارهای سنگ رود[۱۱](Grab, 1999, 5) از آن جمله‌اند. این رودسنگ‌ها درواقع در امتداد دره‌های کم‌عمق سطح دامنه‌ها تشکیل می‌شوند (Colhoun, 2002, 58) و منحنی‌های میزان را قطع می‌کنند (White,1976, 77). پس از توقف فعالیت فرایندهای ایجادکننده و عدم تغذیهٔ آن از طرف بالادست، این دره‌های کم‌عمق مجدداً در اختیار جریان‌های سطحی قرار می‌گیرند. با توجه به مشخصه‌های مذکور در رودسنگ‌های منطقه و از آنجا که ابعاد رودسنگ مورد مطالعه بسیار بزرگ است – در حدود ۶۳۰ متر طول و به‌طور متوسط ۷۰ متر عرض – در نظر گرفتن رودسنگ برای اشکال مورد بررسی در این مقاله منطقی می‌نماید.

رودسنگ متشکل از تخته‌سنگ‌ها و قطعات سنگی با ضخامت چندمتر است که در داخل دره‌ها انباشته می‌شوند و یا به صورت نهشته‌های خطی باریک متشکل از بلوک‌ها (Steijn et al., 2002, 553) بر روی پرشیب‌ترین دامنهٔ قابل دسترس، گسترش می‌یابند (White, 1981, 135 & Grab, 1999, 5). این نهشته‌ها در اکثر موارد به نهشته‌های بلوکی آویزانی می‌مانند که در بالادست خود به انباری از سنگ‌ها متصل‌اند. این در حالی است که کرمینز و همکاران وی (2005, 72) رودسنگ‌ها را مستقل از چنین منبعی می‌دانند. زاویه‌دار بودن، کمی آثار هوازدگی شیمیایی، جدا شدن قطعات سنگی از توده‌سنگ مادر و شباهت لیتولوژیکی عناصر سازندهٔ روانه‌ها با سنگ بستر دامنه (استقرار روانه مستقیماً بر روی سنگ بستر و یا به‌واسطهٔ یک لایهٔ کم‌ضخامت خاک) و درنهایت برجستگی مرزهای رودسنگ در مقایسه با زمین‌های مجاور، از ویژگی‌های رودسنگ‌ها به‌شمار می‌آیند (Harris, 1994, 184).

به‌نظر هریس (1994, 190) رودسنگ‌ها مختص مناطقی از رشته‌کوه اورال، سیبری، دامنه‌های شمالی فلات تبت، و شمال شرق سرزمین یوکون[۱۲] در کانادا هستند و در مناطقی که میانگین دمای سالانهٔ آنها بین ۵ و ۱۶- درجه سانتی‌گراد است و بین ۳۵۰ تا ۴۸۰ میلی‌متر بارندگی دارند، ایجاد می شوند. به نظر وی این رودسنگ‌ها در ارتفاع بالای ۵۰۰۰ متر تشکیل می‌شوند. این در حالی است که در تحقیقات بعدی در سایر نقاط جهان، وجود رودسنگ‌ها در خارج از محدوده‌های تعیین‌شده از طرف هریس (1994, 187) نظیر ماتروسبرگ[۱۳] افریقای جنوبی در ارتفاع ۱۹۰۰ تا ۲۱۰۰

1. Block stream
2. Boulder field
3. Boulder stream
4. Rock stream
5. Rubble stream
6. Scree
7. Stone run
8. Sorted strips
9. Stone strips
10. Rock rivers
11.Rock stream strips
12. Yukon
13. Matroosberg

متری (Boelhouwers, 1999, 246)، درکنزبرگ[1] افریقای جنوبی در ارتفاع ۲۹۶۰ تا ۳۱۸۰ متـری (Grab, 1999, 5) جزیره تاسمانی در ارتفاع ۹۰۰ متری (Colhoun, 2002, 58)، کوهستان راوین[2] در جنوب شرق استرالیا در ارتفاع ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ متری (Barrows et al., 2004, 698)، کوه‌های آپالاش در ارتفاع ۶۰۰ تا ۱۵۰۰ متری (Cremeens et al., 2005, 72)، سیرانوادا در حد فاصل ۲۷۴۳ متر تا ۳۷۸۰ متر (Millar & Westfall, 2008, 7) و در شمال غرب ایـران در کوه گچی قلعه سی در ارتفاع ۱۴۸۰ تا ۱۵۲۰ متر (مختاری، ۱۳۸۳) نیز گزارش شده است.

شیب سطح رودسنگ قلعه ۳۶ درجه (۶۰ درصد) است. این در حالی است که اکثـر پژوهـشگران شـیب سـطح ایـن اشکال را ۵ و حداکثر ۲۰ درجه (Colhoun, 2008, 58) و ۲۰ درصد (Cremeens et al., 2005 , 80) مـی‌داننـد و از نظر گرب (1999,6) شیب رودسنگ در قسمت‌های مختلف آن متفاوت است. وی شیب قسمت‌هـای مختلـف رودسـنگ قله پوپل[3] را در کوهستانِ درکنزبرگ ۱۸ تا ۴۳ درجه برآورد کرده است.

شکل ورنی‌شدگی و رویش گلسنگ‌ها و خزه‌ها بر روی آنها – همانند موارد مشابه در سایر نقاط دنیا – (Colhoun, 2002, 58) نشانگر گذشت زمان طولانی از استقرار آنها بر روی دامنـه اسـت. ایـن آثـار، عـدم فعالیـت رودسـنگ را در سال‌های اخیر نشان می‌دهند و همان‌طـوری کـه وایـت (1981, 135) نیـز در مقالـه خـود وجـود چنـین اشـکالی را در عرض‌های میانی به اقلیم‌های پریگلاسیری گذشته نسبت می‌دهد، این اشکال را نیز باید جزو اشکال موروثی دانست.

شکی نیست که منشأ همهٔ رودسنگ‌ها از پرتگاه‌های واقع در بالادست آنهاسـت و پراکنـدگی دامنـه‌هـای تالوسـی و رودسنگ‌های منطقه مؤید این مسئله است (شکل ۲).

ون استین و همکاران وی (2002, 553) با جمع‌بندی نظر پژوهشگران مختلف به این نتیجه رسیده‌انـد کـه دمـای سطح این مجموعه‌های بلوکی ۴ تا ۷ درجه سانتی‌گراد از سطح دامنه‌های مجاور سردتر است. این پدیده به‌دلیل زیادبودن تبادلات دمایی با اتمسفر در ۵۰ سانتی‌متر فوقانی این نهشته‌هاست.

وایت (1981) در بیان ویژگی‌های رودسنگ‌ها به استقرار ردیفی از درختان در بالادست و یا پایین‌دست این اشـکال اشاره می‌کند، که در مورد منطقه نیز وجود درختان در حاشیه بیرونی این اشکال صدق می‌کنـد و مـی بایـست در توجیـه تغییرات اقلیمی مورد توجه قرار گیرد. پژوهشگران دیگری از جمله هوپ[4] (1983, 439)، کرمینز و همکاران وی (2005, 73) و کلوزه[5] (2006, 101) نیز در مطالعات خود از شواهد گیاه‌شناسی برای تعیین میزان فعالیت رودسـنگ‌هـا اسـتفاده کرده‌اند.

روش تحقیق

با توجه به نقش یافته‌های ژئومورفولوژی در تحقیقات مربـوط بـه اقلـیم‌هـای دیرینـه و فراینـدهـای دیرینـه، شناسـایی ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی رودسنگ‌های منطقه – به‌ویژه رودسنگ قلعه – که می‌توانند به‌عنوان شـواهدی از تغییـرات

1. Drakensberg
2. Ravine
3. Popple
4. Hupp
5. Klose

اقلیمی تلقی شوند، از طریق مشاهدات میدانی در اولویت قرار گرفت. در کنار اطلاعات به‌دست آمده از مطالعات میدانی، داده‌های توپوگرافی از نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ ، داده‌های زمین‌شناسی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، و برخی ویژگی‌های مورفولوژیکی بزرگ مقیاس از تصاویر هوایی ۱:۲۰۰۰۰ سال ۱۳۴۵ استخراج شده است.

اطلاعات مربوط به مورفومتری رودسنگ قلعه و نوع پوشش گیاهی اطراف آن از طریق کارهای میدانی حاصل شده و ابعاد آن از طریق تعیین مختصات قسمت‌های مختلف با استفاده از سامانهٔ اطلاعات جغرافیایی (GIS) و همچنین از روی عکس‌های هوایی منطقه برآورد شده است. به‌منظور بررسی ساختمان لایه‌های زیرین، لوگ‌هایی از ۶۰ سانتی‌متر تا ۲/۵ متر در قسمت‌های مختلف و در شرایطی دشوار ایجاد شد (شکل ۳) و لایه‌های متعدد موجود – که تفاوت‌هایی از نظر اندازهٔ سنگ‌ها در آنها دیده می‌شد – شناسایی گردید.

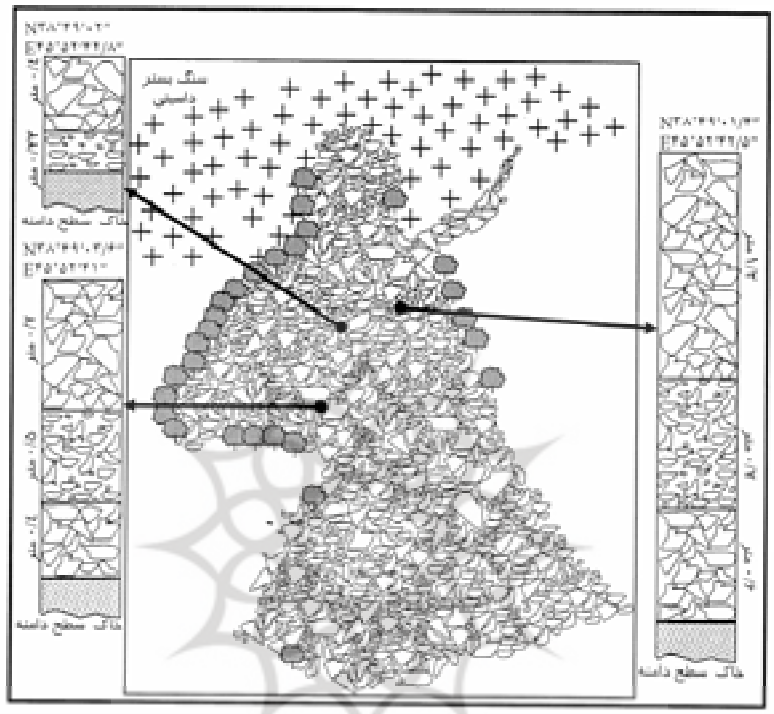
شرایط اقلیمی گذشتهٔ منطقه با استفاده از اطلاعات حاصل از پدیده‌های ژئومورفولوژیکی موجود (مختاری و همکاران، ۱۳۸۶الف) و در کنار آن، بررسی‌های کتابخانه‌ای در مورد اقلیم کواترنری ایران (علیجانی، ۱۳۷۴؛ مقیمی، ۱۳۷۸؛ مهرشاهی، ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱؛ دلال اوغلی، ۱۳۸۱، مختاری، ۱۳۸۳، و رامشت و شوشتری، ۱۳۸۳) و سایر مناطق دنیا – به‌ویژه عرض‌های میانی نیمکره شمالی – بازسازی شده است.

شکل ۳. یکی از لوگ‌های ایجادشده بر روی رودسنگ قلعه به‌منظور بررسی لایه‌های زیرین آن

رودسنگ قلعه

یک واحد رودسنگ در دامنهٔ رو به غرب قلعه داغ و دامنهٔ شرقی مشرف به دره کلزیر شناسایی شد (شکل ۱ و ۲) که در این مقاله از آن با عنوان رودسنگ قلعه یاد خواهد شد. این رودسنگ بین منحنی میزان ۱۶۰۰ متر و ۲۰۰۰ متر واقع شده است. پرتگاه واقع در بالادست – رودسنگ به ارتفاع متوسط ۱۰۰ متر – بلوک‌های سنگی برای رودسنگ را تدارک می‌بیند. برش‌های ایجادشده در قسمت‌های مختلف سطح روانه نشان می‌دهد که ضخامت عناصر به‌جاگذاشته‌شده از ۰/۵ متر تا ۳/۵ متر متغیر است (شکل ۴). این روانه بر روی لایه‌ای از خاک در سطح دامنه قرار گرفته است و در کف گودال‌های ایجاد شده می‌توان این لایهٔ خاکی را دید که از نظر ترکیب چندان تفاوتی با خاک‌های سطح دامنهٔ واقع در اطراف روانه ندارد.

رودسنگ‌های متعدد دیگری نیز با ابعاد مختلف در سطح دامنه‌های قلعه‌داغ – چه در محدودهٔ حوضه آبریز کلزیر و نیز خارج از آن – مشاهده می‌شوند، که یا مثل رودسنگ‌های درهٔ قلعه‌داغ با هم تلاقی کرده و در بیشتر قسمت‌ها ویژگی‌های دامنه‌های سنگی را به خود گرفته‌اند (شکل ۵ راست) و یا همانند دیگر رودسنگ‌های دره کلزیر، ارتباط‌شان با منبع تغذیه‌کننده قطع شده است (شکل ۵ چپ) و به‌صورت رودسنگ‌هایی غیر فعال درآمده‌اند.



شکل ۴. شکل شماتیک از رودسنگ قلعه و مقاطع حاصل از چند لوگِ ایجادشده بر روی آن

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

شکل ۵. اشکال دامنه‌ای منطقه: راست) دامنه‌های سنگی قلعه‌داغ که ویژگی‌هایی نزدیک به رودسنگ قلعه دارند، و چپ) رودسنگ غیرفعالی که ارتباط آن با منبع سنگ قطع شده است

اندازهٔ متوسط قطعات سنگی که جنس آنها از داسیت است، در سطح رودسنگ‌ها بیش از ۰/۵ متر است و بر روی آنها آثار هوازدگی به‌وضوح دیده می شود (شکل ۶). باوجود دارا بودن طول و عرض زیاد، ضخامت این قطعات به‌ندرت به

۰/۵ متر می‌رسد و بیشتر از نوع تخته‌سنگ هستند. این خاصیت با ساختار عمودی دیاکلازهای سنگ‌های داسیتی در سطح دامنه‌ها ارتباط دارد (شکل ۷).

شکل ۶. سنگ‌های داسیتی تشکیل‌دهندهٔ رودسنگ قلعه
به رویش گلسنگ‌ها بر روی سنگ‌ها توجه کنید.

شکل ۷. متلاشی شدن سنگ‌های مادر داسیتی در ناحیه منبع (محل پرتگاه) در امتداد دیاکلازهای عمودی

بررسی و تحلیل

تغییرات اقلیمی هولوسن

تغییرات اقلیمی هولوسن در دنیا

اطلاعات روزافزون در مورد دورهٔ هولوسن به‌عنوان مرحله‌ای بین‌یخچالی، نشانگر تغییرات فراوان اقلیمی در این دوره است (Allen, 1997,76). دورهٔ گذر از آخرین دورهٔ یخچالی پلئیستوسن به دورهٔ بین‌یخچالی هولوسن با تغییرات سریع آب‌وهوایی همراه بوده است (Staijn, 2002, 1197; Bogart, 2008, 2) . مطالعات انجام‌شده در عرض‌های جغرافیایی

مشابه منطقهٔ مورد مطالعه، حاکی از این است که در اوایل هولوسن، آب‌وهوا در مقایسه با حال، گرم‌تر و مرطوب‌تر بوده است (Mudie et al., 2007, 17). افزایش دما در آغاز دورهٔ هولوسن در حدود ۱/۵ تا ۳ درجه سانتی‌گراد بوده است (Magny et al., 2006, 414).

دورهٔ بین افزایش سریع دمایی اوایل هولوسن و متعاقب آن کاهش دما در اواسط هولوسن، به وضعیت بهینهٔ اقلیمی[1] معروف است. طول مدت این دوره در مناطق مختلف دنیا و با توجه به روش‌های سن‌یابی متفاوت است. پایان وضعیت بهینه در برخی مناطق از ۵۰۰۰ تا ۶۰۰۰ سال پیش بوده، درحالی‌که در مناطقی دیگر تا ۲۵۰۰ سال قبل ادامه داشته است. به دنبال این دوره، دما رو به کاهش گذاشته و این وضعیت تا قرون وسطی (۷۵۰ تا ۱۳۰۰ میلادی) ادامه داشته است؛ در این زمان افزایش دمای جزئی به چشم می‌خورد. پس از این دورهٔ کوتاه‌مدت دوباره – ولی با شدت بیشتر – کاهش دما اتفاق افتاده است. به‌طورکلی، در هولوسن فوقانی دو دورهٔ سرد و مرطوب تشخیص داده شده است:

۱. دورهٔ سردتر و مرطوب‌تر اول از ۲۹۰۰ تا ۲۳۰۰ سال قبل که همزمان با عصر آهن بوده است، (Gurierrez – Elorza & Pena – Monné, 1996, 213)

۲. دورهٔ سردتر و مرطوب‌تر از ۱۳۰۰ تا ۱۶۰۰ میلادی (Calkin, 2002, 45)، از این دوره با عنوان عصر کوچک یخچالی یاد می‌شود (Gutierrez et al., 1996, 1; McFadden & McAuliffe, 1997, 327; Gutierrez – Elorza & Pena-Monne, 1998, 214; Calkin, 2002, 45)

در حد فاصل دو دورهٔ گفته شده، دومین دورهٔ گرمایی هولوسن حاکم بوده و از قرن ۱۶ تا امروز آب‌وهوا رو به گرمی نهاده و موجبات پسروی یخچال‌های مناطق جنب قطبی و معتدله را فراهم آورده است (Calkin, 2002, 45). از سوی دیگر مطالعات انجام شده در مورد تغییرات اقلیمی هولوسن نشان می‌دهد که این‌گونه تغییرات بسیار جزئی بوده و در مقایسه با وضعیت امروزی، نوساناتی در حدود ۲ $\pm$ درجه سانتی‌گراد داشته است (Lamb, 1997, 305). به نظر می‌رسد این نوسانات قادر به ایجاد تغییرات جدّی در آب‌وهوا و پوشش گیاهی نیستند، ولی در نواحی نیمه‌خشک این نوسانات می‌توانند تغییراتی را در شدت اکثر فرایندهای ژئومورفولوژیکی – که تعیین‌کنندهٔ میزان پایداری دامنه‌ها هستند – ایجاد کنند. به‌ویژه اینکه در نواحی نیمه‌خشک زمانی که میزان خورتابی و بادهای غالب در نظر باشد، تغییرات آب‌وهوایی از شاخص‌هایی از قبیل ارتفاع و جهت دامنه‌ها نیز متأثر می‌شوند (Gutierrez – Elorza & Pena – Monné, 1998, 213) لازم به یادآوری است که حاکمیت این دوره‌ها در مناطق مختلف کرهٔ زمین با اندکی تقدم و تأخر همراه بوده است.

تغییرات اقلیمی هولوسن در ایران

به‌دنبال پسروی پهنه‌های یخی اواخر پلئیستوسن و گرم شدن هوای کرهٔ زمین در ۹۰۰۰ سال قبل، دورهٔ هولوسن با آب‌وهواهایی خشک‌تر (مهرشاهی از قول چایلد[2]، ۱۳۸۰، ۵) شبیه آب‌وهواهای امروزی آغاز شده است (مقیمی از قول علیجانی، ۱۳۷۸، ۷۸). مطالعات ون زایست و بوتما[3] در سال ۱۹۸۲ بر اساس تجزیه و تحلیل‌های گرده‌های گیاهی در

1. Climatic Optimum
2. Childe
3. Van Zeist & Bottema

دریاچهٔ زریوار کردستان، نشان می‌دهد که این دوره در غرب ایران با آب‌وهوایی گرم و مرطوب آغاز شده است (مهرشاهی، ۱۳۸۰: ۵). این تغییرات آب‌وهوایی در اوراسیا و امریکای شمالی، به‌دلیل افزایش میزان خورتابی تابستانی در نیمکرهٔ شمالی از ۱۰۰۰۰ سال قبل و در دریاچهٔ زریوار کردستان از ۱۳۰۰۰ سال قبل (مهرشاهی از قول ون زایست و بوتما،۱۳۸۰، ۷) آغاز شد و به همین دلیل دمای هوا ۲ تا ۴ درجه نسبت به امروز افزایش یافت. این دوره به‌نام دورهٔ اوج گرمایی[1] (Nesje, 1996, 38; Calkin, 2002;2) یا اوج مرحلهٔ مابین یخچالی یا هولوسن گرم (مهرشاهی،۱۳۸۱، ۱۴۶) معروف است، و علت آن جابه‌جایی موقعیت مسیر جبهه‌های سیکلونی ۳ تا ۵ درجه به‌طرف شمال بوده است (Gutierrez-Elorza & Pena – Monné, 1998, 215).

بررسی‌های انجام‌شده به‌وسیلهٔ پدرامی (دلال اوغلی،۱۳۸۱، ۱۹۳) در چاه‌ها و قنات‌های مخروط‌افکنهٔ کرج نشان می‌دهد که این تغییرات آب‌وهوایی (آغاز دوره‌های سرد هولوسن) از ۴۰۰۰ سال قبل در ایران بوده است، به‌طوری‌که رسوبات به‌جا گذاشته‌شده در هولوسن پسین نسبت به رسوبات هولوسن پیشین کمتر هوازده‌اند. دلال اوغلی (۱۳۸۱، ۱۱۳) این دوره را دورهٔ اصلی تشکیل یخچال‌های سنگی در منطقه آذربایجان و به‌ویژه دامنه‌های سبلان می‌داند.

مطالعات نشان می‌دهد که تغییرات آب‌وهوایی مربوط به دورهٔ گذار از دورهٔ یخچالی به دورهٔ بین‌یخچالی (اواخر پلیوستوسن و اوایل هولوسن) با افزایش شدید عناصر قابل فرسایش سطح دامنه‌ها و درنتیجه افزایش بار رسوبی رودخانه‌ها همراه بوده است، زیرا در اثر تغییر آب‌وهوا از شرایط سرد و مرطوب به شرایط گرم‌تر و خشک‌تر، پوشش گیاهی سطح دامنه‌ها کاهش چشمگیری داشته است (Bull, 1991) . درواقع همزمان با دوره‌های یخچالی – به‌دلیل فعالیت شدید ذوب و یخبندان – میزان تدارک رسوب زیاد بوده و بستر رودخانه‌های منطقه انباشته از عناصر تدارک‌شده از دامنه‌ها بوده است. به‌دنبال پایان دورهٔ یخچالی و گرایش آب‌وهوای منطقه به خشکی و در نتیجه کاهش پوشش گیاهی دامنه‌ها، زمینه برای فرسایش هرچه بیشتر دامنه‌ها و رسوبات انباشته در بستر رودخانه‌ها فراهم بوده است، زیرا کاهش پوشش گیاهی می‌تواند عمل فرسایش سطح دامنه‌ها را تسریع کند (Gutierrez & Sese, 2001, 21). تشکیل تراس‌های رودخانه‌ای و حجم عظیم عناصر به‌جا گذاشته شده در دشت پرسیان (مخروط‌افکنهٔ پرسیان ـ شکل ۲) نیز، تنها با این فرض که در زمان‌های گذشته تأمین آب و رسوب برای مخروط‌افکنه‌های منطقه بیش از زمان حال بوده توجیه‌پذیر است. در دوره‌های سرد و مرطوب هولوسن پسین نیز همانند دورهٔ یخچالی پلئیستوسن، سرعت تشکیل آبرفت به‌میزان ۵۰ درصد افزایش داشته است. در آبرفت‌های هولوسن پسین – برخلاف هولوسن پیشین – افق‌های هوازده کمیاب یا نادر است و از این لحاظ شبیه به آبرفت فاز یخچالی (۱۰ تا ۳۰ هزار سال قبل) است (دلال اوغلی از قول پدرامی، ۱۳۸۱، ۱۹۳).

آثار تغییرات اقلیمی هولوسن بر روی رودسنگ قلعه

رودسنگ قلعه، رودسنگی غیرفعال است که گاه‌به‌گاه قطعاتی از سنگ از پرتگاه بالادست بر روی آن سقوط می‌کنند، ولی تعداد این قطعات به‌قدری نیست که بتواند با هدایت قطعات سنگی به طرف پایین‌دست، قسمت‌های دیگر رودسنگ را تحت تأثیر قرار دهد.

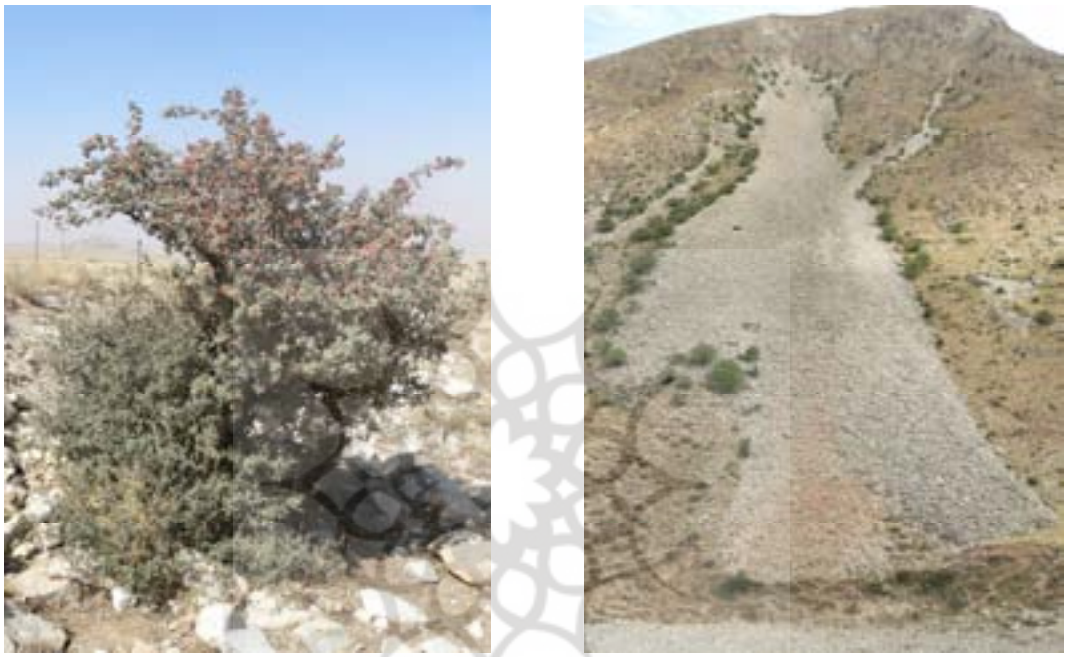
1. Hypsithermal

ساختمان رودسنگ متشکل از سه لایهٔ مشخص است (شکل ۴ و ۸) که لایه فوقانی با ضخامتی بیشتر و با قطعاتی به ابعاد بزرگ‌تر در مقایسه با لایه‌های دیگر شناخته می‌شود. در زیر این لایه، لایه‌ای از قطعات کوچک‌تر سنگی دیده می‌شود و لایهٔ زیرین از قطعاتی بزرگ‌تر از لایهٔ میانی ولی کوچک‌تر از لایه بالایی تشکیل شده است. همین توالی لایه‌ها با ویژگی‌های متفاوت، نشان از تأثیرپذیری ساختمان رودسنگ از تغییرات محیطی گذشته دارد.

شکل ۸. مقطعی از رودسنگ قلعه به عمق ۳ متر
ضخامت لایه های به ترتیب ازبالا به پایین ۱۲۰ ، ۷۰ و ۱۱۰ سانتی‌متر است.

از سوی دیگر، استقرار درختچه‌هایی از گونهٔ زالزالک و گلابی وحشی در دورتادور رودسنگ‌های منطقه (شکل ۵ و ۹) نشان از نوعی کندی فعالیت روانه‌ها در سده‌های اخیر دارد. اندازه‌گیری دما در اعماق مختلف لوگ‌های ایجادشده در مردادماه نشان داد که در این زمان از سال به ازای هر نیم متر به طرف کف رودسنگ، یک درجه از دمای هوا کاسته می‌شود. به نظر می‌رسد آثار رودسنگ‌ها بر ویژگی‌های خاک – به‌ویژه ظرفیت نگهداشت آب و زهکشی آن (هریس، ۱۹۹۴: ۱۸۹)، مرطوب بودن کف رودسنگ‌ها به‌دلیل پایین بودن دما و وجود خاک مناسب در مجاورت آنها – استقرار چنین پوشش گیاهی را در این محیطها فراهم آورده است. با توجه به جثهٔ کوچک این درختچه‌ها، گمان نمی‌رود که سن‌شان بیش از چند دهه باشد و جالب اینکه اثری از فعالیت روانه در آن سوی خط استقرار درختچه‌ها دیده نمی‌شود. لذا می‌توان با قاطعیت، غیرفعال بودن این روانه‌ها را در دهه‌های اخیر تأیید کرد. لازم به ذکر است که کاهش تدارک رسوب در برخی از رودسنگ‌های منطقه در دورهٔ بعد از دورهٔ سرد اواخر هولوسن، منجر به قطع ارتباط ناحیهٔ منبع (پای پرتگاه) و رودسنگ واقع در پای دامنه شده است (شکل ۵ چپ). عدم تغذیهٔ رودسنگ، زمینه را برای استقرار درختچه‌ها در دورتادور

آن فراهم ساخته است. به‌نظر می‌رسد توقف فعالیت این رودسنگ‌ها در دامنهٔ شرقی مشرف به دره کلزیر، با پایان اثر دوره سرد، همزمان با عصر کوچک یخبندان مصادف بوده است. در دامنه غربی مشرف به دره کلزیر و در دامنهٔ روبه‌روی رودسنگ مورد مطالعه – که آفتابگیری کمتری دارد – سامانه‌های پرتگاه تالوس همچنان فعال‌اند، ولی وجود درختچه‌هایی کوچک‌تر و به تعداد کمتر در پیرامون دامنه‌های تالوسی نشانگر کاهش روند فعالیت این سامانه‌ها در سال‌های اخیر است.



شکل ۹. راست) استقرار پوشش گیاهی درختچه‌ای در حواشی رودسنگ قلعه، و چپ) تصویر یکی از درختچه‌های زالزالک حاشیهٔ رودسنگ قلعه

بر این اساس، اگر رویش درختچه‌ها و تطابق آنها با شرایط محیطی مجاورت رودسنگ‌ها را به دورهٔ گرم بعد از دورهٔ سرد اواخر هولوسن نسبت دهیم – که با کاهش تدارک سنگ از بالادست دامنه همراه بوده است – تشکیل لایهٔ بالایی روانه خرده‌سنگی با ویژگی‌های شناخته‌شدهٔ متعلق به دوره سرد همزمان با عصر کوچک یخبندان خواهد بود. با این توصیف، لایهٔ میانی رودسنگ‌ها به دورهٔ گرم هولوسن فوقانی و لایهٔ زیرین به دورهٔ سرد اول هولوسن فوقانی متعلق خواهد بود (جدول ۱).

جدول ۱. وضعیت رودسنگ قلعه در دوره‌های مختلف اقلیمی هولوسن

هولوسن			
دوره گرم کنونی	دوره همزمان با عصر کوچک یخبندان	دوره گرم هولوسن فوقانی	دوره سرد همزمان با عصر آهن
کندی فعالیت رودسنگ‌ها و امکان استقرار پوشش درختچه‌ای در مرزهای آنها	فعالیت شدید و به‌جاگذاری لایه‌ای نسبتاً ضخیم (کمتر از ۲ متر) و با عناصری درشت به قطر کمتر از ۲ متر	فعالیت کند و به‌جاگذاری لایه‌ای نسبتاً کم‌ضخامت (کمتر از ۱ متر) و با عناصری ریزتر به قطر کمتر از ۰/۵ متر	فعالیت شدید و به‌جاگذاری لایه‌ای نسبتاً ضخیم (کمتر از ۱/۵ متر) و با عناصری درشت به قطر کمتر از ۱ متر

ممکن است این سؤال پیش بیاید که با وجود تغییرات جزئی تغییرات اقلیمی هولوسن و کوتاه بودن زمان، تشکیل چنین مجموعه بزرگی از سنگ‌ها بر روی دامنه‌ها چگونه ممکن است؟ برای پاسخ به این سؤال باید دخالت چند عامل را در نظر داشت:

۱. سنگ‌های سطحی توده نفوذی در اثر کاهش فشار و یا سردشدگی، دارای درز و شکاف‌های بسیار زیادی هستند که به‌صورت عمودی در بدنهٔ سنگ‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۷)، از این‌رو زمینه برای نفوذ آب‌ذوبان برف و فعالیت ذوب و یخبندان و در کل هوازدگی مناسب است. وجود چنین زمینه‌ای اگر با طولانی شدن دورهٔ یخبندان در طول سال همراه شود، نتیجه‌ای جز افزایش تدارک سنگ برای اشکال دامنه‌ای سنگی نخواهد داشت، و این پدیده تشکیل گونه‌های تالوسی، دره‌های پرشده، رودسنگ‌ها و دامنه‌های سنگی را در منطقهٔ مورد مطالعه توجیه می‌کند.

۲. با توجه به نتایج مطالعات گذشته بر روی روانه‌های خرده‌سنگی و ساختمان مخروط‌افکنهٔ پرسیان در مجاورت منطقهٔ مورد مطالعه، در دوره‌های همزمان با دوره‌های یخچالی علاوه بر حاکمیت شرایط اقلیمی سرد بر منطقه، میزان بارش و تعداد بارش‌های سنگین نیز نسبتاً بیشتر بوده است (مختاری و همکاران، ۱۳۸۶ الف). درنتیجه با توجه به موقعیت دامنه و بالابودن میزان ساعت‌های آفتاب‌گیری و وجود ذخیرهٔ برفی به‌همراه ذخیرهٔ سنگی، به احتمال زیاد بخش اعظم این سنگ‌ها به‌وسیلهٔ بهمن‌های سنگی به پایین‌دست دامنه منتقل شده‌اند. به‌عبارت دیگر، سازوکار حمل در این دوره‌ها بر روی رودسنگ‌ها، بهمن‌های سنگی بوده‌اند. وجود آثار یک تالوس بهمنی در یکی از دره‌های مجاور منطقه مؤید این مسئله است. البته وجود اقلیم‌های سرد و مرطوب در منطقهٔ مورد مطالعه با نظر هریس (1994, 188) که رودسنگ‌ها را از اشکال چشم‌انداز در نواحی دارای اقلیم‌های سرد و خشک می‌داند، کاملاً متفاوت است.

۳. در زمان حاضر، نوع حرکت اتفاقی سنگ‌ها از بالادست رودسنگ به سمت پایین‌دست آن از طریق فرایند جریان دانه‌ای با پوشش یخی (Steijn et al., 2002, 560) صورت می گیرد. با توجه به صفحه‌ای بودن قطعات جدا شده از بدنهٔ کوه کیامکی که امکان سر خوردن هرچه بیشتر سنگ‌ها را بر روی همدیگر فراهم می‌کند، بی‌تردید با افزایش طول فصل سرد در دوره‌های سرد هولوسن عملکرد این فرایند نیز در سطح رودسنگ تشدید شده است.

۴. ارتفاع کم ناحیهٔ منبع (پرتگاه) و آفتاب‌گیری نسبی بالای آن، امکان فعالیت ذوب و یخبندان را در شرایط عاری از پوشش یخی در دوره‌های سرد فراهم آورده بود.

به‌نظر می‌رسد هر چهار عامل به هنگام دوره‌های سرد هولوسن با شدتی بیش از زمان حال در تغذیهٔ رودسنگ نقش داشته‌اند.

نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر اطلاعاتی تجربی را در مورد یکی از رودسنگ‌های حوضهٔ آبریز کلزیر در دامنه شمالی کوه کیامکی در اختیار گذاشت. رودسنگ مورد مطالعه درواقع مشابه همنوعان خود در سایر مناطق دنیاست و با توجه به ویژگی‌هایی که دارد، می‌تواند به‌عنوان شاهدی از تغییرات اقلیمی در منطقهٔ مورد مطالعه تلقی شود. نتایج این پژوهش را می‌توان در دو مقوله خلاصه کرد:

ویژگی‌های رودسنگ

۱. مطالعهٔ ویژگی‌های مورفولوژیکی اشکال پریگلاسیری موجود در سطح دامنه‌های حوضه آبریز کلزیر نشانگر وجود رودسنگ‌ها در کنار سایر اشکال از قبیل سامانه‌های پرتگاه–تالوس، دره‌های پرشده و یخچال‌های سنگی است.

۲. رودسنگ قلعه به‌عنوان مورد نمونهٔ این پژوهش، ویژگی‌های کامل و شناخته‌شدهٔ رودسنگ‌ها را داراست و نمونهٔ خوبی از رودسنگ‌های ارتفاعات پایین‌تر و دامنه‌های پرشیب و رودسنگ‌هایی که بر روی بستری از خاک سطح دامنه قرار گرفته‌اند، به حساب می‌آید.

۳. رودسنگ قلعه، رودسنگی غیرفعال است و ایجاد و اوج فعالیت آن در گذشته صورت گرفته است و از این حیث جزو اشکال موروثی پریگلاسیری منطقه به‌شمار می‌آید.

۴. صفحه‌ای بودن قطعات سنگی، وجود سه لایهٔ مشخص در ساختمان رودسنگ و استقرار ردیفی از درختچه‌ها در دورتادور آن، از ویژگی‌های رودسنگ قلعه به‌شمار می‌آید.

دلالت رودسنگ بر تغییرات اقلیمی هولوسن

۱. رویش و استقرار درختچه‌هایی از گونهٔ زالزالک و گلابی وحشی در دورتادور رودسنگ‌های منطقه به‌وجود این رودسنگ‌ها بستگی دارد و با کاهش فعالیت رودسنگ‌ها زمینه برای شکل‌گیری این نوع پوشش گیاهی فراهم آمده است. این پدیده به همراه قطع‌شدگی رابطهٔ برخی از رودسنگ‌ها با ناحیهٔ منبع، حاکی از وقوع تغییراتی اقلیمی در حداکثر ۲۰۰ تا ۳۰۰ سال گذشته است.

۲. مقایسهٔ متوسط دمای سالانه و بارش سالانهٔ منطقهٔ مورد مطالعه با دامنهٔ دما و بارش تعریف‌شده مدل هریس (1994, 188) برای تشکیل رودسنگ‌ها و همچنین بررسی نوشتارهای پژوهشی در سایر مناطق دنیا نشان می دهد که لازمهٔ تشکیل رودسنگ در منطقهٔ مورد مطالعه پایین بودن دما در حدود ۵ تا ۱۰ درجه و زیاد بودن بارش در حدود ۵۰ تا ۱۰۰ میلی متر – در مقایسه با مقادیر دما و بارش فعلی منطقه – است. این ویژگی، نشانه‌های دیگر موجود در سامانهٔ مخروط‌افکنه‌ای منطقه (مختاری و همکاران، ۱۳۸۶ الف) را مبنی بر حاکمیت اقلیم‌های سرد و مرطوب در مقایسه با امروز در دوره‌های سرد و کواترنری، تأیید می‌کند.

۳. ساختمان رودسنگ و وجود سه لایهٔ مجزا، اثرپذیری فعالیت رودسنگ را از تغییرات اقلیمی هولوسن نشان می‌دهد. بر این اساس چهار دورهٔ گرم کنونی، دورهٔ همزمان با عصر کوچک یخبندان، دورهٔ گرم هولوسن فوقانی و دورهٔ سرد همزمان با عصر آهن در منطقه قابل شناسایی است.

۴. وجود شرایط مناسب هوازدگی سنگ‌های سازندهٔ دامنه در ناحیه منبع، فعال بودن سازوکارهای حمل- نظیر بهمن‌های سنگی و فرایند جریان دانه‌ای با پوشش یخی – و شدت فعالیت فرایند ذوب و یخبندان در شرایط عاری از پوشش یخی، از عوامل مؤثر در تشدید فعالیت رودسنگ در دوره سرد هولوسن – به‌رغم ناچیز بودن تغییرات اقلیمی هولوسن در منطقه – به‌شمار می‌آیند.

بررسی دقیق ویژگی‌های سایر نهشته‌های دامنه‌ای پریگلاسیری موجود در محدودهٔ دامنه شمالی کیامکی و استفاده از روش‌های سن‌یابی مطلق می‌تواند به حل معمای تغییرات اقلیمی هولوسن کمک کند.

منابع

دلال اوغلی، علی، ۱۳۸۱، **پژوهش در سیستم‌های مورفوژنز در دامنهٔ شمالی سبلان و شکل‌گیری دشت انباشتی مشکین‌شهر**، پایان‌نامه دورهٔ دکتری، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.

رامشت، محمدحسین و شوشتری، ن.، ۱۳۸۳، **آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم**، فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، شمارهٔ ۷۳.

سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۵، نقشه زمین شناسی به مقیاس ۱۰۰۰۰۰: ۱ جلفا.

علیجانی، بهلول،۱۳۷۴، **آب وهوای ایران**، انتشارات پیام نور، تهران.

مختاری، داود،۱۳۸۳ الف، **ژئومورفولوژی و تغییرات آب‌وهوایی هولوسن در کوه گچی قلعه سی و دامنه‌های مجاور آن (شمال غرب ایران)**، پژوهش‌های جغرافیایی، شمارهٔ ۴۹، صص ۱۲۵-۱۴۵.

مختاری، داود،۱۳۸۳ب، **نهشته‌های دامنه‌ای موروثی پریگلاسیری در کوه گچی قلعه سی و دامنه‌های مجاور آن، شمال‌غرب ایران: با تأکید بر مشاهدات و محیط دیرینهٔ منطقه**. تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۴.

مختاری، داود، مجید زاهدی، مریم بیاتی خطیبی، فریبا کرمی، ۱۳۸۶الف، **پژوهشی در ژئومورفولوژی و تغییرات آب‌وهوایی هولوسن در دامنهٔ شمالی کیامکی داغ (شمالغرب ایران)**، گزارش طرح تحقیقاتی دانشگاه تبریز.

مختاری، داود، علی‌اکبر رسولی، غلامحسین بی‌باک، ۱۳۸۶ب. **تحلیل اثرات برخی از سیستم‌های مورفوژنتیک در دامنه شمالی کیامکی داغ به‌منظور برنامه‌ریزی محیطی(اکوتوریسم)، مثال موردی: منطقه آسیاب خرابه**. گزارش طرح تحقیقاتی دانشگاه آزاد اسلامی.

مقیمی، ابراهیم، ۱۳۷۸، **مطالعهٔ تطبیقی تغییرات اقلیمی با تغییرات ژئومورفولوژی معاصر، مورد ایران**، پژوهش‌های جغرافیایی، شمارهٔ ۳۷،صص ۷۵-۸۷.

مهرشاهی، داریوش، ۱۳۸۰، **آشنایی با پژوهش‌های دیرینهٔ محیطی کواترنر در دریاچهٔ زریوار کردستان**، رشد آموزش جغرافیا، شمارهٔ ۵۷، صص ۴-۸.

مهرشاهی، داریوش، ۱۳۸۱، **تشخیص تغییرات اقلیمی اواخر دوران چهارم در ایران از طریق اطلاعات حاصل از مطالعهٔ دریاچه‌ها: یافته‌ها و نظریات جدید و پیچیدگی‌های تفسیر شواهد موجود**، فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، شمارهٔ پیاپی ۶۳ و۶۴، صص ۱۳۳-۱۴۸.

وزارت جهاد سازندگی، ۱۳۷۶، **گزارش طرح مطالعات حفاظت خاک و کنترل رسوب حوضه آسیاب خرابه جلفا**، سازمان جهاد سازندگی استان آذربایجان شرقی، مدیریت آبخیزداری.

Allen, A., 1997, **Earth surface processes**, Blachwell science, 404 pp.

Barrows, T. T., Stone G. O., Fifield, L. K., 2004, **Exposure ages for Pleistocene periglacial deposits in Australia**, Quaternary Science Reviews, 23, 697–708.

Bogaart, P.W, 2003, **Process-based modelling of the fluvial response to rapid climate change: With reference to the River Maas during the Last Glacial–Interglacial Transition,** Ph.D. thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands, 208.

Buelhouwers, J.C., 1999, **Relict Periglacial slope deposites in the Hex River Mountaines, South Africa: observations and palaeoenvironmental implications**, Geomorphology, 30, 245-258.

Bull, W.B., 1991, **Geomorphic response to climatic change**, Oxford Univ. Press, Oxford.

Calkin, P.E., 2002, **Global glacial chronologies and couses of glaciation**, In: J. Menzies(ed.), Modern & past glacial environments. Planta tree, P.15-53.

Clark, G. M., Ciolkosz, E. J., 1988, **Periglacial geomorphology of the Appalachian highlands and interior highlands south of the glacial border** — A review, Geomorphology, Volume 1, Issue 3, Pages 191-220.

Colhoun, E. A., 2002, **Periglacial landforms and deposits of Tasmania**, South African Journal of Science 98, 57-63.

Cremeens, D. L., Darmody, R. G., George, S. E., 2005, **Upper slope landforms and age of bedrock exposures in the St. Francois Mountains, Missouri: A comparison to relict periglacial features in the Appalachian Plateau of West Virginia**, Geomorphology Volume 70, Issues 1-2, Pages 71-84.

Grab, S., 1999, **Block and debris deposites in the high Drakensberg, Lesotho, Southern Africa: Implicationa for hig altitude slope processes**, Geografiska Annalar,81a,1-16.

Gutierrez-Elorza, M., Pena, J. L., 1998, **Geomorphology and late Holocene Climatic change in Northeastern Spain**, Geomorphology, 23, P. 205-217.

Gutierrez-Elorza, M., Sancho, C., Arauzo, T., Pena, J. L., 1996, **Evolution and paleoclimatic meaning of the talus flatirons in the Ebro Basin (NE of Spain)**, In: Alsharhan, A. S., Glennie, K. W., Whittle, G. L. (Eds.). Quaternary deserts and climatic change. Balkema.

Gutierrez-Elorza, M., Sese, M. V. H., 2001, **Multiple talus flatirons, variations of scarp retreat rates and the evolution of slopes in Almazan Basin (semi- arid central spain)**, Geomorphology, 38, p. 19-29.

Harris, S.A. 1988, **The alpine periglacial zone**, In M. J. Clark (ed.), Advances in periglacial geomorphology, Chichester: J. Wiley and Sons Ltd, 385-391.

Harris, S. A., 1994, **Climatic zonality of periglacial land forms in mountain areas**, Arctic 47, P. 184-192.

Hupp, C. R., 1983, **Geo-botanical evidence of late quaternary mass wasting in block field areas of Virginia**, Earth Surface Processes and Landforms, Volume 8, Issue 5 , Pages 439 – 450.

Klose, C., 2006, **Climate and geomorphology in the uppermost geomorphic belts of the Central Mountain Range, Taiwan**, Quaternary International 147, 89–102.

Magny, M., Aalbersberg, G., Be´ geot, C., Benoit-Ruffaldi, P., Bossuet, G., Disnar, G. R., Heiri, O., Laggoun-Defarge, F., Millet, M. L., Peyron, O., Vannie` re, B., Walter-Simonnet, A. R., 2006, **Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial–Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey**, Quaternary Science Reviews, 25, 414– 445.

McFadden, L. D., McAuliffe, J. R., 1997, **Lithologically influenced geomorphic responses to Holocene Climatic changes in the Southern Colorado plateau, Arizona: A soil-geomorphic.**

Millar, C. I., Westfall, R. D., 2008, **Rock glaciers and related periglacial landforms in the Sierra Nevada, CA, USA; inventory, distribution and climatic relationships**, Quaternary International, ARTICLE IN PRESS.

Mudie, P. J., Marret, F., Aksu, A. E., Hiscott R. N. Gillespie, H., 2007, **Palynological evidence**

for climatic change, anthropogenic activity and outflow of Black Sea water during the late Pleistocene and Holocene: Centennial- to decadal-scale records from the Black and Marmara Seas, Quaternary International, article in press.

Nesje, A., 1996, **Geological indicators of rapid environmental change: Glacier fluctuations and avalanche activity**, In: A. R. Berger and W. J. Iams (eds), Geo indicators, A. A. Balkema pub. P.31-46.

Shafer, D. S., 1988, **Late Quaternary landscape evolution at Flat Laurel Gap, Blue Ridge Mountains, North Carolina**, Quaternary Research, Volume 30, Issue 1, Pages 7-11.

Steijn, H. V., 2002, **Long-term landform evolution: evidence from talus studies, Earth Surface Processes and Landforms**,Vol. 27, Issue 11 , 1189 - 1199

Steijn, H. V., Boelhouwers, J., Harris, S., Heto, B., 2002, **Recent research on the nature, origin and climatic relations of blocky and stratified slope deposits**, Progress in Physical Geography 26, 4, pp.551-575.

Washburn, A. L., 1985, **Periglacial problems, in Lectures in Geocryology, Field and Theory,** editedbyM.Church and O. Slaymaker, chap. 10, pp. 166–202, University of British Columbia Press, Vancouver, Canada.

White, S. E., 1976, **Rock glaciers and block fields, review and new data**, Quaternary Research, Volume 6, Issue 1, March 1976, Pages 77-97.

White, S.E.,1981, **Alpine mass movement forms(noncatastrophic): Classification, Description, and Significance**, Arctic and Alpine research, pp.127-137.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی