ژئومورفولوژی اقلیمی دامنه شمالی کیامکی داغ در شمال غرب ایران

داود مختاری*

دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

دریافت: ۸۶/۱۱/۱ پذیرش: ۸۸/۳/۱۶

چکیده

دامنه شمالی توده نفوذی کیامکی با توجه به ارتفاع زیاد (۳۴۱۴ متر) و جهت‌گیری دامنه شمالی آن و نیز نبود عوامل تأثیرگذار دیگر مثل عامل فعالیت‌های تکتونیکی و ناچیز بودن دخالت‌های انسانی، نمونه موردی خوبی برای طرح چنین موضوعی می‌باشد. در این پژوهش، برخی اشکال ژئومورفیکی که ایجاد آن مستلزم گذشت زمان‌های طولانی بوده و نقش اقلیم در ایجاد آن‌ها شناخته شده است، از راه کارهای میدانی، تفسیر نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی بررسی شده‌اند. دره‌های پرشده، سیستم‌های پرتگاه- تالوس، تالوس بهمنی، روانه‌های بلوکی و یخچال‌های سنگی موروثی از جمله اشکال دامنه‌ای، فازهای انباشتی و کاوشی، روانه‌های خرده‌سنگی، تغییرات در اندازه مواد و تشکیل توفا از جمله پدیده‌های مرتبط با تغییرات اقلیمی در مخروط‌افکنه پرسیان هستند. براساس نتایج این پژوهش، سیمای ژئومورفیکی منطقه لااقل در کواترنری، از عوامل اقلیمی و تغییرات آن تأثیر پذیرفته است. تحلیل ساختار رخساره‌ای نهشته‌های مخروط افکنه و ترتیب لایه‌ها براساس سن نسبی نشان داد که نوع نهشته‌ها در دوره‌های گرم از نوع توفا و در دوره‌های سرد از نوع کنگلومرا بوده است. در بررسی اشکال ژئومورفیکی منطقه آثاری از دوره گرم اوایل هولوسن، دوره سرد «یانگر درایاس» و دوره گرم‌تر حد فاصل دوره‌های سرد هم‌زمان با عصر آهن و عصر کوچک یخبندان، نیز دیده می‌شود. آن‌چه مهم است این است که ما باید منتظر واکنش‌های سریع ژئومورفولوژیکی به تغییرات ناشی از عوامل بیرونی در این گونه نواحی و به‌خصوص منطقه مطالعه‌شده باشیم. با توجه به روند افزایشی دمای منطقه، در حال حاضر کنترل و پایش سیستم‌های هیدرولوژیکی منطقه در کنار توجه به روند افزایشی یا کاهشی دما و بارش، از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است.

کلیدواژه‌ها: ژئومورفولوژی اقلیمی، تغییرات اقلیمی کواترنری، نهشته‌های دامنه‌ای، مخروط‌افکنه پرسیان، کیامکی داغ، شمال غرب ایران.

---

* نویسنده مسؤول مقاله: E-mail: d_mokhtari@tabrizu.ac.ir

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

۱- مقدمه

یافته‌های ژئومورفولوژی در تحقیقات مربوط به اقلیم‌های دیرینه و فرایندهای دیرینه کواترنری نقشی حیاتی ایفا می‌کنند. در گذشته از این یافته‌ها به عنوان شواهدی برای توجیه مقیاس‌های زمانی کواترنری استفاده می‌شد، در حالی که امروزه روش‌های ژئومورفیکی- رسوب‌شناختی حتی در پژوهش‌های بسیار دقیق لایه‌نگاری از جایگاه ویژه‌ای برخور دارند (Dearing and et al., 200: 47). در این میان تمرکز فزاینده پژوهش‌های ژئومورفولوژیکی به سمت تغییرات اقلیمی هولوسن در سال‌های اخیر قابل توجه است (Knox, 2000; Faust and et al., 2004: 1757).

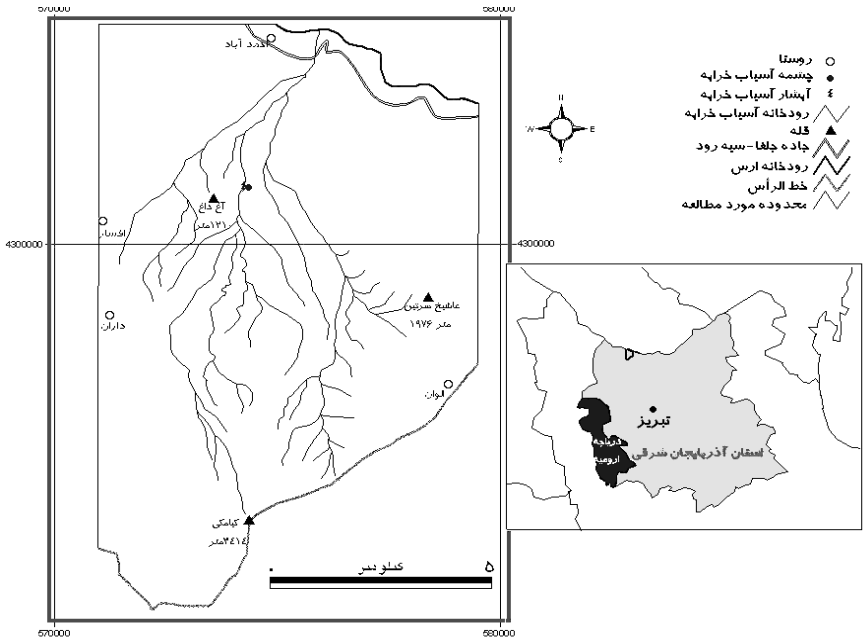
در حال حاضر مطالعه در تغییرات اقلیمی هولوسن یکی از محورهای مهم تحقیقاتی است (Oldfield, 2003). این مطالعات به‌ویژه در زمینه شناسایی شدت، فراوانی و میزان تغییرات اقلیمی از روی داده‌های حاصل از شواهد اقلیمی متمرکز شده است (Chambers and et al., 2007 : 440). گر چه تغییرات آب و هوایی پدیده ای جهانی است ولی روند و آثار آن در مقیاس‌های محلی متفاوت است، در این صورت بررسی این تغییرات در مقیاس محلی باید بیشتر مورد توجه قرار گیرد (Sharma and Shakya, 2006: 322).

وقوع تغییرات اقلیمی در دوره کواترنری و به‌ویژه اواخر آن، یعنی دوره هولوسن در ایران نیز مانند سایر نقاط جهان اثبات شده است(علیجانی، ۱۳۷٤؛ مقیمی، ۱۳۷۸؛ مهرشاهی، ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱؛ دلال اوغلی، ۱۳۸۱؛ رامشت و شوشتری، ۱۳۸۳؛ مختاری، ۱۳۸۳). با این حال پدیده‌ها و فرایندهای ژئومورفولوژیک فعلی دامنه شمالی کوه کیامکی و ارتباط آن‌ها با تغییرات اقلیمی هولوسن ناشناخته هستند. نواحی از این نوع با توجه به اینکه لااقل در کواترنری تحت‌تأثیر عوامل تکتونیکی قرار نگرفته‌اند (مختاری و همکاران، ۱۳۸٦: ۷۹) و از طرفی به دلیل کمی جمعیت و قرار گرفتن در محدوده حفاظتی حیات وحش کمتر به‌وسیله انسان دست‌کاری شده‌اند، برای مطالعات تغییرات اقلیمی بسیار مناسب هستند.

توده نفوذی کیامکی داغ با ارتفاع ۳٤۱٤ متر به عنوان بلندترین قله رشته کوهستانی قره داغ، در شهرستان جلفا (در شمال غرب ایران) قرار گرفته است (شکل۱). این کوه که مرتفع‌ترین و شمالی‌ترین ناهمواری عمده در خاک ایران را شامل می‌شود، در دامنه شمالی خود مشرف به دره رود ارس(در محل مرز ایران با جمهوری خودمختار نخجوان و کشور

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

ارمنستان) است. گسترش استفاده از منابع آب و خاک دامنه از طرف اهالی روستاهای مجاور و توسعه گردشگری در منطقه مطالعه شده و به‌خصوص وجود تفرجگاه آسیاب خرابه، ضرورت مدیریت صحیح در دامنه شمالی کیامکی را بیش از پیش نشان می‌دهد، به‌ویژه این که منبع تغذیه آب‌های زیرزمینی منطقه مثل چشمه آسیاب خرابه، همین نهشته‌های دامنه‌ای- احتمالا پریگلاسیری- هستند.



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعه شده

این مقاله سعی می‌کند تا به سؤالات ذیل در مورد ژئومورفولوژی اقلیمی منطقه پاسخ دهد:

۱- فرایندهای دخیل در ایجاد چشم‌انداز فعلی منطقه کدامند؟

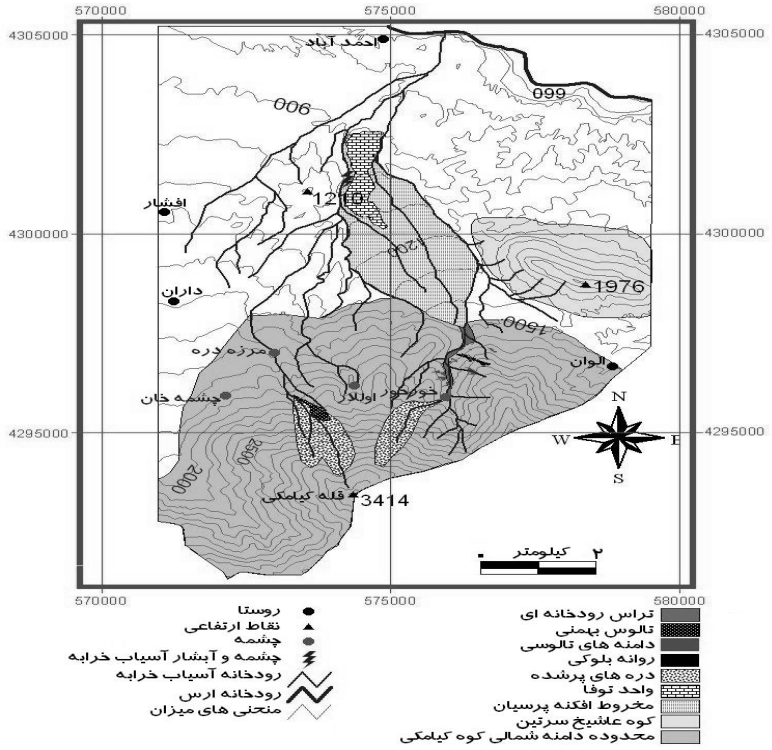
۲- سیمای ژئومورفیکی فعلی منطقه در چه شرایط اقلیمی شکل گرفته است؟

۳- آیا اشکال ژئومورفیکی موروثی که بتواند تغییرات اقلیمی منطقه را توجیه کند، در منطقه وجود دارد؟

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

۲- منطقه مطالعه شده

منطقه مطالعه شده شامل دامنه شمالی کوه کیامکی و ناهمواری‌های فلات مانند واقع در بین این توده نفوذی و رودخانه ارس می‌باشد که درواقع بخشی از منطقه حفاظت شده کیامکی را نشان می‌دهد. رودخانه آسیاب خرابه، مهم‌ترین سیستم زهکشی محدوده مطالعه شده است که در جهت جنوب به شمال جاری است و به رودخانه ارس می‌پیوندد(شکل ۲). این سیستم به همراه پدیده‌های ژئومورفولوژیکی مثل مخروط‌افکنه پرسیان، نهشته‌های توفایی، دامنه‌های تند توده کیامکی، مخروط‌های واریزه و پهنه‌های سنگی روی دامنه‌ها و دره‌های بریده شده از جمله ویژگی‌های ژئومورفیک قابل توجه منطقه هستند. هم‌چنین وجود چهار روستا و چشمه‌های متعدد و به‌خصوص آبشار و تفرجگاه آسیاب خرابه بر اهمیت منطقه افزوده است (شکل۲).



شکل ۲ نقشه توپوگرافی و واحدهای ژئومورفولوژی دامنه شمالی کیامکی داغ

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

از ویژگی‌های مهم منطقه نبود آثار گسلی عمده در آن است. بررسی منابع نشان می‌دهد گسل مهمی که بتواند ژئومورفولوژی منطقه را به طور عمده متأثر سازد، شناسایی نشده است. البته رسوبات فلیشی مربوط به کرتاسه به شدت در اثر فعالیت‌های تکتونیکی شکسته، چین‌خورده و متمایل شده‌اند ولی در رسوبات به جای گذاشته بعدی، اثری از این فعالیت‌ها دیده نمی‌شود .در این صورت می‌توان گفت که اگر هم گسلی در منطقه وجود داشته باشد بر اساس تقسیم‌بندی‌های شناخته شده Slemmons and McKinney,1977; Panizza and Castaldini, 1987; RFAFJ(The Research Group for Active Faults of Japan), 1980; Keller and Pinter, 2002; Machette, 2000; Galadini and et al. 2001; Dehandschutter's, 2001) باید در زمره گسل‌های غیر فعال قرار گیرند؛ زیرا هیچ اثری از تمایل و یا شکستگی در نهشته‌های کواترنری و حتی به یقین مجری طرح در رسوبات نئوژن منطقه نیز دیده نمی‌شود.

رسوبات تیپ فلیش شامل مجموعه‌ای از نهشته‌های آهکی، شیل، مارن و ماسه‌سنگ اغلب نازک تا متوسط لایه با ستبرای قابل توجه (Miall, 1985)، قدیمی‌ترین سازند رسوبی منطقه هستند که در بخش اعظم منطقه مطالعه‌شده برونزد دارند. در امتداد دره کلزیر نگارنده مقاله شاهد استقرار سنگ‌های داسیتی توده نفوذی کیامکی روی رخساره‌های متعددی از سنگ‌های آهکی مانند شیلی، میکرایتی، ماسه‌ای و مارنی بود که به احتمال زیاد بقایای همان آهک‌های نومولیت‌دار مربوط به ائوسن هستند که در غرب روستای داران در خارج از منطقه مطالعه‌شده برونزد دارند. رنگ مشابه زرد رسوبات فوق نیز مؤید این مسأله است.

توده نفوذی کیامکی که ایجاد آن در دوره الیگوسن بوده است، حجیم‌ترین سازند آذرین منطقه است و کوه عاشیخ سرتین در شمال غرب آن، یک توده نفوذی کوچک به حساب می‌آید.

با توجه به مطالب فوق، رسوبات تیپ فلیش، سنگ‌های آذرین داسیتی و نهشته‌های کواترنری مهم‌ترین واحدهای لیتولوژیکی منطقه هستند که هر کدام به نوعی در شکل‌گیری واحدهای ژئومورفولوژیکی نقش داشته‌اند.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

۳- روش تحقیق

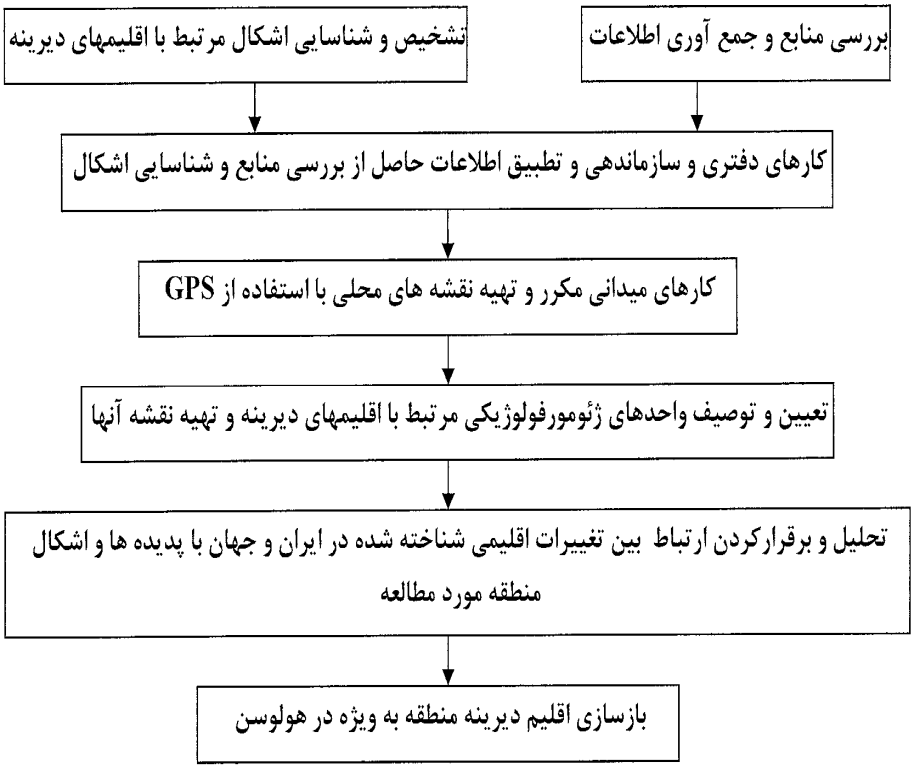
با توجه به نقش یافته‌های ژئومورفولوژی در تحقیقات مربوط به اقلیم‌های دیرینه و فرایندهای دیرینه، شناسایی ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی که می‌توانند به عنوان شواهدی از تغییرات اقلیمی تلقی شوند، از راه مشاهدات میدانی در اولویت قرار گرفت. در کنار اطلاعات به‌دست آمده از مطالعات میدانی، داده‌های توپوگرافی از نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، داده‌های زمین‌شناسی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و برخی ویژگی‌های مورفولوژیکی بزرگ مقیاس از تصاویر هوایی ۱:۲۰۰۰۰ سال ۱۳٤٥ استخراج شده است.

شرایط اقلیمی گذشته منطقه با استفاده از اطلاعات حاصل از پدیده‌های ژئومورفولوژیکی موجود و در کنار آن، بررسی‌های کتابخانه‌ای در مورد اقلیم کواترنری ایران و سایر مناطق دنیا به‌ویژه عرض‌های میانی نیمکره شمالی بازسازی شده است.

در بازسازی سیر تکاملی منطقه از روش تحلیل ساختار رخساره‌ای[1] (Miall, 1985, 1996) که یکی از قوی‌ترین و متداول‌ترین تکنیک‌های تحلیل رسوبات رودخانه‌ای به‌شمار می‌آید(Gani and Alam, 2004: 227)، استفاده شده است. از راه این نوع تحلیل می‌توان ارتباط عمودی و افقی مجموعه‌های رسوبی را با همدیگر نشان داد و در بازسازی هیدرولیک دیرینه منطقه از آن کمک گرفت. این تکنیک بر چگونگی پراکنش رخساره‌ای و سطوح چینه‌بندی مربوطه برای ایجاد سناریوی نهشته‌گذاری تأکید دارد. در طی مطالعات میدانی مکرر تصاویری از مقاطع موجود در دامنه‌های پرتگاهی موجود در امتداد دره‌های رودخانه ای حاشیه مخروط‌افکنه و هم‌چنین سطح آن تهیه شد و از راه پی‌جویی سطوح چینه‌بندی نهشته‌ها تحلیل ساختار رخساره‌ای روی همین تصاویر انجام شد. به دلیل دسترسی نداشتن به روش‌های سن‌یابی مطلق، ناچار به سن نسبی و تقدم و تأخر پدیده‌های ژئومورفولوژیکی نسبت به یکدیگر اکتفا شده است. شکل۳ فلوچارت پژوهش را نشان می‌دهد.

1. Facies architecture analysis

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]



شکل ۳ فلوچارت و مراحل تحقیق

همان طوری که در بالا نیز ذکر شد، اساس این پژوهش مبتنی بر کارهای میدانی است. با توجه به نبود اطلاعات و پیشینه لازم در مورد منطقه مطالعه‌شده، این قسمت از کار یکی از مهم‌ترین مقاطع این پژوهش به حساب می‌آید که در نهایت به تهیه نقشه واحدهای عمده ژئومورفولوژی (شکل ۲)، شناسایی و تعیین ویژگی‌های اشکال عمده ژئومورفولوژیکی منطقه منتهی شد(جدول ۱).

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

جدول ۱ اشکال ژئومورفیکی مرتبط با اقلیم و ویژگی‌های آن‌ها

مجموعه‌های ژئومورفولوژیکی مرتبط با اقلیم		مبانی نظری	ویژگی‌های اشکال ژئومورفولوژیکی
نهشته های دامنه ای	دره‌های پرشده	دره‌های پر شده از نهشته‌های کواترنری در نواحی کوهستانی شامل اطلاعات ارزشمندی از تغییرات در شکل و ساختار لایه‌بندی در اثر عوامل تکتونیکی و اقلیمی هستند(Meetai and et al., 2007: 32). وجود چنین قابلیتی در این نهشته‌ها امکان ایجاد یک رابطه علّی بین تغییرات اقلیمی کواترنری و رفتار رودخانه را از راه مطالعه مقاطع ایجادشده در اشکال کواترنری داخل دره ها فراهم می‌کند.	در محدوده مطالعه‌شده، دو مورد از این دره‌های پرشده از آوارها و عناصر حاصل از هوازدگی دامنه‌های مشرف به این دره‌ها بیش‌تر جلب توجه می‌کنند این دو دره به نام‌های مرزه دره و خورخور(شکل ٤) که بخش پرشده آن‌ها به‌ترتیب ۱/۳۲ و۰/۸ کیلومتر مربع مساحت دارند، از جمله دره‌های مهم دامنه شمالی کیامکی هستند که هیچ رودخانه‌ای در داخل آن ها جاری نیست؛ به عبارت دیگر آبراهه‌ای که در حال حاضر نشانگر فعالیت رودخانه‌ای در آن ها باشد، دیده نمی‌شود.
	سیستم‌های پرتگاه- تالوس	سیستم‌های پرتگاه- تالوس یکی از مهم‌ترین پدیده‌های چشم‌اندازهای کوهستانی هستند که در اکثر محیط‌های آب و هوایی می‌توان آن‌ها را دید. در نتیجه فرایندهای مختلفی در ایجاد این سیستم ها می‌توانند دخیل باشند(Staijn, 2002: 1197; Steijn and et al.,2002: 556). در این پژوهش، نقش حاکم‌شدن آب و هواهای سرد در ایجاد آن‌ها مد نظر است.	سیستم واقع در بالادست دره خورخور (شکل۵) یکی از کامل‌ترین این سیستم‌ها است. این سیستم از نظر ظاهر بسیار شبیه به سیستم‌های رودخانه‌ای است و در آن بخش پرتگاهی بالادست،کانال انتقال عناصر و مخروط واریزه اجزای اصلی سیستم را تشکیل می‌دهند. در امتداد دامنه غربی مشرف به دره کلزیر دامنه‌های تالوسی ممتدی دیده می‌شوند که در آن‌ها رأس مخروط‌های واریزه برخلاف مورد دره خور خور، چسبیده به پای پرتگاه است (شکل۵).
	تالوس بهمنی	تالوس بهمنی مجموعه‌ای از سنگ‌ها با اندازه‌های مختلف، معمولاً زاویه‌دار، و حاصل وقوع بهمن‌های مخلوط برف با واریزه‌های سنگی است که از پای پرتگاه‌ها و دامنه‌های تند سنگی به سمت پایین حمل می‌شوند(White, 1981: 129; Scally and Owens, 2005: 52). بنابر یافته‌های بلیر(Blair, 1999: 210)، نهشته‌های حاصل از بهمن سنگی با ویژگی‌هایی مانند نبود لایه‌بندی و دانه‌بندی، نادر بودن تخته سنگ‌های بزرگ، وجود مواد گلی، قطعات پاره سنگی و قلوه سنگ‌های ریز و درشت در ترکیب آن‌ها شناخته می‌شوند.	تالوس بهمنی شناسایی‌شده در منطقه نیز کم وبیش خصوصیات شناخته شده تالوس‌های بهمنی را داراست(شکل٦) و تخته سنگ‌ها و پاره سنگ‌های بزرگ در ترکیب آن نادر هستندو ترکیب آن تا حدود زیادی همسان است و از سنگ‌های داسیتی که جنس سنگ‌های توده اصلی منطقه را تشکیل می‌دهد، می‌باشد(شکل ٦). بر خلاف نمونه موردی بلیر، در منطقه مورد مطالعه شده هیچ گونه تخته سنگ یا قلوه سنگ در خارج از محدوده تالوس دیده نمی‌شود و این به احتمال زیاد به دلیل قرارگیری این نهشته‌ها در لفافه‌ای از برف زمان سقوط می‌باشد(Decaulne and Saemundsson, 2006: 83-84).

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

مجموعه‌های ژئومورفولوژیکی مرتبط با اقلیم		مبانی نظری	ویژگی‌های اشکال ژئومورفولوژیکی
روانه های بلوکی (رودسنگ‌ها)		روانه بلوکی متشکل از تخته سنگ‌ها و قطعات سنگی با ضخامت چند متری است که در داخل دره‌ها انباشته می‌شوند و یا به صورت نهشته‌های خطی باریک روی پرشیب‌ترین دامنه قابل دسترس، گسترش پیدا می‌کنند(White, 1981: 135 ; Grab, 1999: 5). این نهشته‌ها در اکثر موارد به نهشته‌های بلوکی آویزانی شبیه هستند که در بالادست خود به انباری از بلوک‌ها متصل‌اند.	یک واحد روانه بلوکی کامل در دامنه رو به غرب قلعه داغ شناسایی شد(شکل ۷). وایت (White,1981) در بیان ویژگیهای روانه های بلوکی به استقرار ردیفی از درختان در بالا دست و یا پایین دست این اشکال اشاره می کند که در مورد منطقه نیز وجود درختان در حاشیه بیرونی این اشکال صدق می کند و می بایست در توجیه تغییرات اقلیمی مورد توجه قرار گیرد.
یخچال‌های سنگی موروثی		یخچال‌های سنگی یکی از جالب ترین و شایع ترین پدیده های پریگلاسیری هستند(Schrott , 1996: 161) که به‌طور عمده در نواحی کوهستانی مرتفع دیده می‌شوند(Frauenfelder and Kääb, 2000: 281). یخچال سنگی به جریان آرام مخلوطی از خرد و ریزه‌های سنگی و یخ اطلاق می‌شود که سطح آن را پوششی از واریزه پوشانده است (White, 1981: 134-135; Krainer and Mostler, 2000:267,2002:142; Humlum, 2005: 1). مطالعه در مورد یخچال‌های سنگی دارای جنبه کاربردی است و از آن‌ها به عنوان شاخصی برای تفسیر فرایندهای ژئومورفولوژیکی و هیدرولوژیکی گذشته و حال یاد می‌شود(Schrott, 1996: 162).	مورفولوژی یخچال‌های سنگی منطقه نشان از این است که این یخچال‌ها از نوع زبانه‌ای(Schrott, 1996: 165) نیستند بلکه نتیجه انباشت قطعات سنگی و واریزه‌های حاصل از دامنه‌ها در دره‌های منطقه است. بنابراین، این یخچال‌های سنگی از نوع شایع آن، یعنی یخچال‌های سنگی ناشی از انباشت واریزه در دامنه‌های تالوسی۱(Wilson,1990: 244; Payne, 1998: 3; Ikeda & Matsuoka, 2002:157; Hum Lum, 2003: 3, 2005: 3) بوده‌اند. این مواد در اثر فرایندهای مختلف مثل سنگ افت، بهمن‌های سنگی و... به داخل دره‌ها هدایت و به دلیل عدم وجود جریان‌های سطحی در داخل دره‌ها انباشته شده‌اند.گر چه بر طبق مدل‌های فوق و با در نظر گرفتن دمای سالیانه ۱۰/۶ درجه و متوسط بارندگی ۳۱۳/۳ میلی متری منطقه(وزارت جهاد سازندگی، ۱۳۷۶)، در حال حاضر زمینه برای تشکیل یخچال‌های سنگی در این ناحیه فراهم نیست ولی بقایای این یخچال‌های سنگی فسیل‌شده در جای جای دامنه شمالی کیامکی، امروزه تغذیه‌کننده آب چشمه‌های منطقه هستند (شکل ۲).

1. Talus-Derieved

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

مجموعه‌های ژئومورفولوژیکی مرتبط با اقلیم		مبانی نظری	ویژگی‌های اشکال ژئومورفولوژیکی
مخروط افکنه پرسیان	فازهای انباشتی و کاوشی	عوامل مؤثر در واکنش فرسایشی یا انباشتی یک شبکه رودخانه‌ای به تغییرات آب و هوایی یا کاربری زمین کدام‌اند؟ واکنش‌های ژئومورفیکی حوضه آبریز در بخش‌های مختلف آن و در مقاطع زمانی مختلف چگونه خواهد بود؟ تغییر در واکنش‌های سیستم رودخانه‌ای به صورت تابعی از تغییرات در ابعاد زمانی چگونه امکان‌پذیر است؟ پاسخ به این سؤالات هم در تفسیر آثار ژئومورفیکی تغییرات اقلیمی و هم برای پیش‌بینی آثار این تغییرات در آینده، از اهمیت خاصی برخوردار است (Tucker and Slingerland, 1997: 2031). اثر این تغییرات در قالب فازهای انباشتی و کاوشی در حوضه های آبریز و مخروط افکنه‌ها یکسان نیست. Balling and Wells معتقدند که در حوضه‌هایی که در تمامی یا بخش اعظمی از آن‌ها سنگ بستر برونزد دارد، بریدگی آبراهه‌ها و تشکیل آبکندها در داخل حوضه که حوضه کلزبر به عنوان بخشی از منطقه مطالعه شده در این پژوهش نیز جزو آن‌ها است(شکل ۸)، نتیجه افزایش بارش و رواناب و انباشتگی آبراهه نتیجه کاهش بارندگی‌ها است (Balling and Wells, 1990). وقوع انباشتگی یا کاوش بر روی مخروط افکنه‌ها بستگی به قدرت رودخانه در آبراهه‌های تغذیه کننده دارد که خود تابعی از حجم و مقدار آب و رسوب تدارک‌شده می‌باشد. تغییرات اقلیمی با تغییراتی که در این مقادیر ایجاد می‌کنند، دینامیک مخروط افکنه‌ها را تحت تأثیر قرار می دهند. انباشتگی سطح مخروط افکنه‌ها در کواترنر در اکثر نواحی خشک به عنوان واکنشی به افزایش تدارک رسوب در طول دوره‌های سردتر و مرطوب‌تر تلقی می‌شود(Harvey and et al., 1999: 2). کرونولوژی انباشت تراس‌های مخروط افکنه‌ای و کاوش رودخانه ای متعاقب آن می تواند نتیجه تغییرات اقلیمی باشد (۴۷، ص۱۳۷). با این‌که برخی محققان از جمله دورن (Dorn, 1996: 210) اعتقادی به تحلیل روابط بین فازهای انباشتی و کاوشی مخروط‌افکنه‌ها با تغییرات آب و هوایی ندارند، با این حال، به برقراری این رابطه در هولوسن تأکید می‌کنند.	وجود فازهایی از انباشت و کاوش بر روی مخروط‌افکنه پرسیان(شکل ۸) زمینه را برای تحلیل رابطه فوق فراهم کرده است.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

مجموعه‌های ژئومورفولوژیکی مرتبط با اقلیم	مبانی نظری	ویژگی‌های اشکال ژئومورفولوژیکی
روانه‌های خرده سنگی	روانه‌های خرده‌سنگی را باید از جمله آشفتگی‌های طبیعی (Dale and Adams, 2003: 101) دانست که نقش مهمی در شکل‌گیری چشم اندازها دارد. مطالعات انجام‌شده در دهه‌های اخیر در ارتباط با روانه‌های خرده‌سنگی به عنوان یکی از فرایندهای نهشته‌گذاری در تشکیل مخروط‌افکنه‌ها (Kostaschuk, 1986: 474) نشان داده‌اند که بین وقوع روانه‌های خرده‌سنگی و دو پدیده افزایش دما و تعداد بارش‌های شدید رابطه نزدیکی وجود دارد(Kochel, 1990: 112; Jomelliand and et al., 2004: 77). روانه‌های خرده‌سنگی اصولاً با بارندگی‌های سنگین (Garcia-ruiz and et al., 1988: 17; Beaty, 1990: 79, 86; Blair and Mcpherson, 1994: 366, 1998: 800; Oguchi & Oguchi, 2004: 138; Starkel and et al., 2006: 32) و ذوب سریع برف(Boelhouwers and et al, 2000: 25) مرتبط هستند.	ساختمان مخروط‌افکنه پرسیان و آثار روانه‌های خرده‌سنگی قدیمی و جدید در سطح مخروط‌افکنه (شکل ۹) نشان می‌دهد که به یقین روانه‌های خرده سنگی مهم‌ترین نقش را در ایجاد مخروط‌افکنه داشته‌اند. در این صورت، تحلیل آن ها می‌تواند به موضوع این پژوهش کمک کند.
تغییرات در اندازه مواد	روند کاهش اندازه ذرات از اعماق به طرف سطح مخروط‌افکنه‌ها با مراحلی از کاهش رسوب‌گذاری در ارتباط است. در مقابل، روند افزایشی اندازه ذرات از اعماق به طرف سطح مخروط‌افکنه‌ها با مراحلی از افزایش رسوب‌گذاری در ارتباط می‌باشد(Luzón, 2005: 19)	بررسی مقاطع ایجاد شده در ساختمان مخروط‌افکنه پرسیان به خوبی روند تغییرات در اندازه مواد را نشان می‌دهد(شکل ۹).
تشکیل توفا	توفاها یکی از بهترین شواهد برای ارزیابی تغییرات اقلیمی هستند، زیرا تشکیل آن‌ها بسیار سریع تر از زغال سنگ و نهشته‌های دریاچه‌ای صورت می‌گیرد. بنابراین توفاها این قابلیت را دارند تا امکان ارزیابی تغییرات اقلیمی کوتاه‌مدت هولوسن را فراهم کنند(Ford and Pedley, 1996: 167). اکثر محققان بر ارتباط دوره‌های تشکیل توفاها با تغییرات اقلیمی تأکید دارند و وجود انقطاع و توالی در فرایند نهشته‌گذاری توف‌ها را نشانگر این گونه تغییرات می‌دانند(Ford and Pedley, 1996: 148, 157). در نواحی معتدل فازهای نهشته‌گذاری توفا با دوره‌های گرم‌تر و مرطوب‌تر بین یخچالی پلئیستوسن منطبق است و این در حالی است که این پدیده در هولوسن، به اوایل این دوره با خصوصیات اقلیمی بارش و دمای زیاد نسبت داده می‌شود. در مقابل نواحی معتدل، تسریع در تشکیل توفا در نواحی جنب حاره‌ای و نیمه‌خشک با دوره‌های مرطوب‌تر و بارانی سرد مصادف بوده است(Ford and Pedley, 1996:167). کاهش روند تشکیل این نهشته‌ها در پایین دست مخروط‌افکنه پرسیان (شکل ۱) هم‌چون برخی دیگر از مناطق دنیا (Baker and Simms, 1998: 359) از جمله مسائلی است که می تواند به عنوان یکی از نتایج این تغییرات مطالعه قرار شود.	بررسی نقشه زمین‌شناسی جلفا به مقیاس ۱۰۰۰۰۰: ۱ نشانگر وجود سازندی از جنس تراورتن در پایکوه شمالی کوه کیامکی بود(شکل ۲) که به صورت محلی در حد فاصل این کوه و رودخانه ارس واقع است.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

ب الف

شکل ۴ دره‌های پرشده دامنه شمالی کیامکی؛ الف: دره مرزه دره؛ ب: دره خورخور

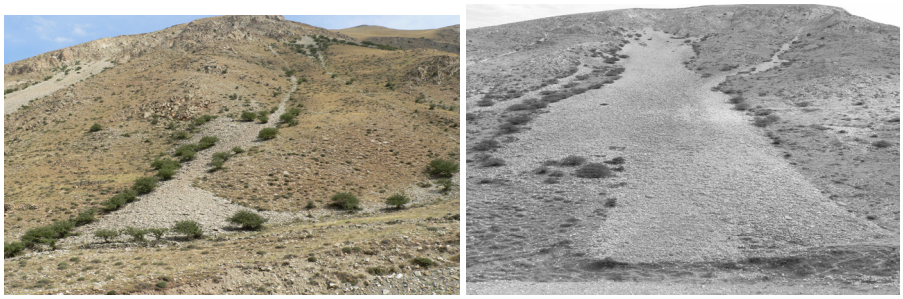
ب الف

شکل ۵ سیستم‌های پرتگاه- تالوس؛ الف: بالادست دره خورخور؛ ب: بالادست دره کلزیر

ب الف

شکل ۶ الف: تالوس بهمنی واقع در دره مرزه دره؛ ب: ترکیب عناصر تشکیل‌دهنده تالوس بهمنی

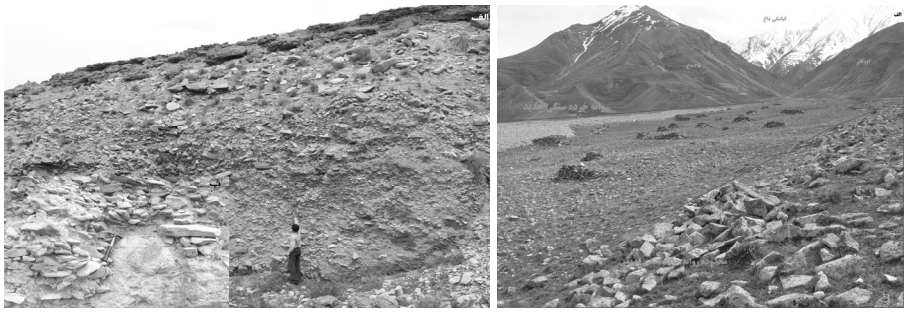
[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]



شکل ۷ روانه‌های بلوکی واقع در دامنه شرقی مشرف به دره رودخانه کلزیر. به استقرار درختچه‌ها و قطع ارتباط روانه با منبع تغذیه توجه شود.

الف **ب**

شکل ۸ الف: بریدگی آبراهه در مسیر رودخانه کلزیر؛ ب: جدیدترین آبراهه ایجاد شده در اثر بریدگی در سطح مخروط‌افکنه پرسیان



الف **ب**

شکل ۹ الف: آثار روانه‌های خرده سنگی قدیم و جدید در سطح مخروط‌افکنه پرسیان؛ ب: نهشته‌های کنگلومرایی پایین دست مخروط‌افکنه پرسیان، به لایه توفایی واقع در سطح نهشته‌ها توجه شود.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

۴- واکنش سیستم مخروط‌افکنه‌ای پرسیان به تغییرات اقلیمی

مخروط‌افکنه پرسیان در واقع بخشی از حوضه رسوب‌گذاری شمال کوه کیامکی است که در طول دوره کواترنری به عنوان فضای رسوب‌گذاری[1] (Mount and Twiss, 2005: 3) برای رودخانه‌های محلی عمل کرده است. نبود آثاری از رسوبات ترشیاری و اوایل پلئیستوسن و آغاز رسوب‌گذاری در اواسط پلئیستوسن، نشانگر تغییرات شدید محیطی منطقه در پلئیستوسن زیرین است؛ به طوری که رسوبات قاره‌ای اواسط پلئیستوسن به‌طور مستقیم و به صورت دگرشیب روی رسوبات تیپ فلیش کرتاسه قرار گرفته‌اند. مخروط‌افکنه پرسیان نیز از این قاعده مستثنا نیست و تکامل آن با تغییرات محیطی بالا رابطه‌ای تنگاتنگ دارد. برخی از آثار تغییرات اقلیمی کواترنری بر روی مخروط‌افکنه پرسیان عبارتند از:

۱- انتقال فضای رسوب‌گذاری رودخانه‌ها به طرفین مخروط‌افکنه و شمال آن و متروک شدن و بریده شدن سطح فضای گذشته(شکل ۱۰)؛

۲- از بین رفتن پیوستگی لازم در فضای رسوب‌گذاری؛

۳- ظهور برخی پدیده‌های مرتبط با تغییرات اقلیمی مثل نهشته‌های توفایی، تشدید روانه‌های خرده سنگی و تغییرات رسوبی ساختمان مخروط‌افکنه؛

٤- زیادبودن مساحت مخروط‌افکنه پرسیان نسبت به حوضه آبریز تغذیه‌کننده آن و ضخامت کم نهشته‌ها، به طوری که ضخامت نهشته‌ها در آن از ۵۰ متر تجاوز نمی‌کند؛

۵- وجود آبراهه‌های نوع اول(آبراهه‌های منشعب از شاخه اصلی رودخانه) و نوع دوم(آبراهه‌های حاصل از تمرکز جریان‌های سطحی محلی) (مختاری، ۱۳۸۱) به صورت دره‌های خشک در سطح آن به عنوان نشانه‌ای از حاکم بودن فازهای انباشتی و کاوشی(شکل ۱۰)؛

٦- تغییر در قدرت جریان و کاهش پیشروی روانه‌های خرده‌سنگی از ٦ کیلومتر به ۱/۷ تا ۲ کیلومتری؛

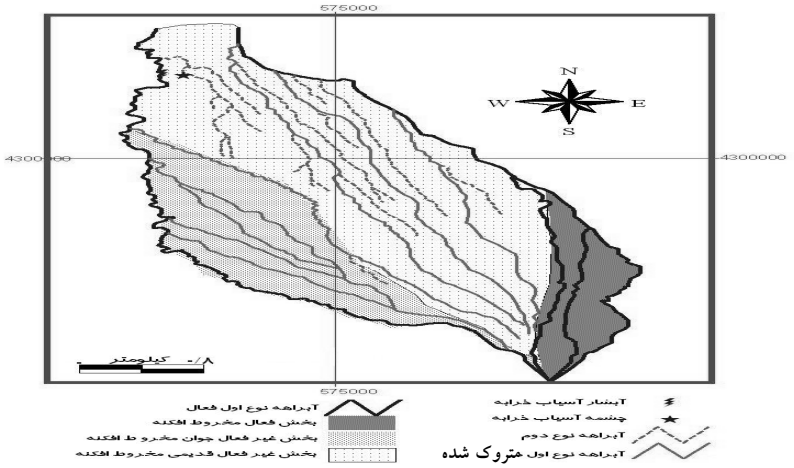
۷- وجود توالی بین نهشته‌های توفایی و کنگلومراها در ساختمان مخروط‌افکنه(شکل ۱۱)

.

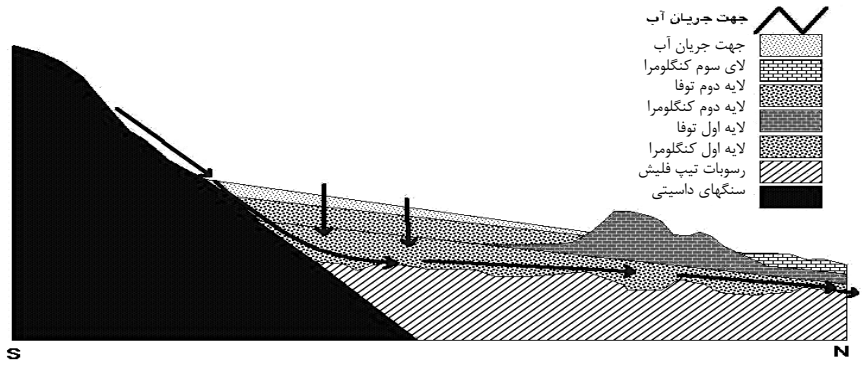
1. Accommodation space

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

وجود دو لایه توفایی در لابه‌لای نهشته‌های کنگلومرایی پایین دست مخروط‌افکنه (شکل ۱۱) نشانگر وجود آثار لااقل چهار فاز اقلیمی در کواترنر می‌باشد. علاوه براین، وجود انقطاع و توالی در فرایند نهشته‌گذاری توفاها خود می‌تواند نشانه‌ای از تغییرات اقلیمی باشد. به این ترتیب اگر نظر صاحب‌نظران در مورد رابطه ویژگی‌های اقلیمی و تشکیل توفا قبول شود، می‌توان با پیگیری منحنی تغییرات اقلیمی کواترنری (شکل ۱۲)، تقویم نهشته‌گذاری در روی مخروط افکنه را تنظیم کرد.

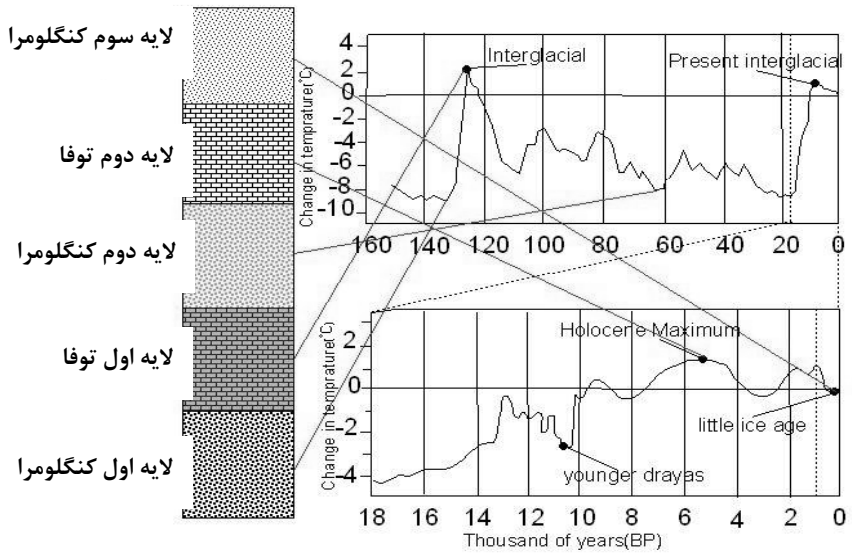


شکل ۱۰ انواع آبراهه‌ها و بخش‌های مختلف مخروط‌افکنه پرسیان



شکل ۱۱ مقطع عرضی از وضعیت فعلی سیستم مخروط‌افکنه‌ای پرسیان

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]



شکل ۱۲ تطبیق لایه‌های تشکیل‌دهنده مخروط‌افکنه با تقویم تغییرات اقلیمی(Siegert, 2001: 2).

بر اساس منحنی تغییرات دمایی(شکل۱۲) و نحوه استقرار توالی لایه‌های کنگلومرا و توفا، تشکیل لایه بالایی توفا که ضخامت کم‌تری نسبت به لایه زیرین دارد، با دوره افزایش سریع دمایی اوایل هولوسن(Allen, 1997: 77; Bogaart , 2003: 2 ; Magny and et al., 2006414; Mudie and et al.,2007:17) همراه بوده است که با کاهش دما در اواسط هولوسن، تشکیل آن نیز همانند موارد مشابه در سایر نقاط دنیا (Baker and Simms, 1998:359; Calderini and et al., 1998: 109) رو به کاهش رفته است و در منطقه مطالعه‌شده فقط محدود به چشمه و آبشار آسیاب خرابه شده است.

۵- تحلیل واکنش ژئومورفیکی سایر پدیده‌ها به تغییرات اقلیمی

به جاگذاری نهشته‌های کنگلومرایی از راه سازوکار روانه‌های خرده سنگی، نشان از سرعت وقوع فرسایش در داخل حوضه و نهشته‌گذاری در سطح مخروط‌افکنه دارد. از آن جایی که

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

نهشته‌های به جای گذاشته شده در قالب لایه‌های کنگلومرایی تا حد زیادی همگن هستند، در این صورت به نظر می‌رسد، فرسایش و دفع نهشته‌های پرشده در دره‌ها، بریدگی قسمت انتهایی دامنه‌های تالوسی و وقوع روانه خرده‌سنگی بسیار سریع اتفاق افتاده است. به عبارت دیگر سرعت فرسایش عناصر آواری انباشته در داخل حوضه زیاد بوده است. در هر حال تعیین شدت رگبارهای ایجاد کننده این وضعیت کاری دشوار است ولی در هر صورت شرط ایجاد آن، افزایش قابل توجه و ناگهانی قدرت رگبارها است.

وجود آثاری از دره‌های پرشده و تغذیه چندین چشمه آب سرد منطقه در حل این مسأله به ما کمک می‌کند. به این ترتیب که بلید در نظر داشت در دوره‌های سرد و بارانی منطقه، دره‌های پرشده حجیم و به تبع آن تشکیل یخچال‌های سنگی و ذوب تدریجی آن‌ها، زمینه را برای تغذیه مداوم چشمه‌ها در دوره‌های گرم فراهم می‌کرد؛ زیرا تشکیل و از بین رفتن یخچال‌های سنگی نسبت به تغییرات اقلیمی با تأخیر همراه است و این تأخیر با افزایش اندازه یخچال سنگی بیش‌تر است.

براساس مدل اولیفانت (Olyphant, 1987)، وجود چشمه‌های آب سرد در منطقه را باید با تشکیل یخچال‌های سنگی در دوره‌های سرد گذشته در ارتباط دانست (مختاری و همکاران، ۱۳۸٦: ۸۰) و کاهش تدریجی دبی آن‌ها را نیز باید در جهت رسیدن به نقطه تعادلی در نظر گرفت که در اثر تغییرات اقلیمی گذشته برهم خورده است.

مطالعه درباره یخچال‌های سنگی غیرفعال به‌طور عمده بر دلایل توقف فعالیت این یخچال‌ها متمرکز است. بارش(Barsch, 1996 ،1992) این دلایل را به دو دسته اقلیمی و دینامیک تقسیم کرده است. آیکدا و ماتسوکا(Ikeda and Matsuka, 2002: 145) ذوب یخ موجود در مغزه یخچال‌های سنگی را به دلایل اقلیمی نسبت می‌دهند. به این ترتیب وجود چشمه‌هایی با جریان مداوم، نوسان دبی کم و دمای پایین در منطقه مطالعه شده می‌تواند دلیلی بر توقف فعالیت یخچال‌های سنگی در نتیجه تغییرات اقلیمی باشد.

پوشش گیاهی نقش چندانی در برقراری سیستم نهشته‌های دامنه‌ای- مخروط‌افکنه نداشته است. چنین محیط خالی از پوشش گیاهی جنگلی و یا مرتعی بسیار غنی زمینه را برای

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

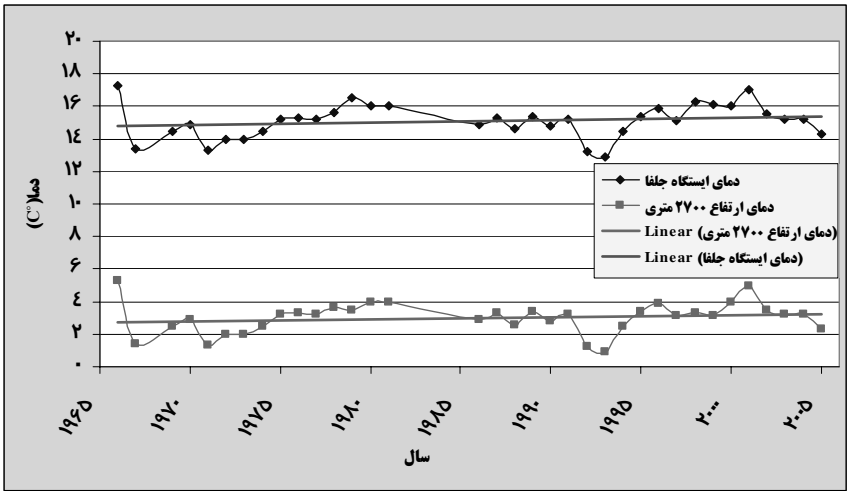
هوازدگی سنگ‌های داسیتی و گاهی اوقات آهکی برونزده در دامنه شمالی کیامکی داغ فراهم و انباشت مواد تالوسی را در دره‌های V شکل منطقه فراهم کرده است. در نتیجه نمی‌توان بریدگی تالوس‌ها را در دره‌های خالی شده منطقه ناشی از کاهش پوشش گیاهی دانست بلکه این موضوع به طور مستقیم با تغییرات اقلیمی منجر به وقوع بارش‌های رگباری شدید در رابطه است و نوع نهشته‌های مخروط افکنه‌ای نیز نشانگر آن است.

استقرار ردیفی از درختچه‌ها در اطراف روانه‌های بلوکی(شکل ۷) و حتی در انتهای پایینی روانه، نشان از پایداری این اشکال در دهه‌های اخیر دارد. به نظر می‌رسد مرطوب بودن کف این روانه‌ها و وجود خاک مناسب در مجاورت آن‌ها استقرار چنین پوشش گیاهی را در این محیط‌ها فراهم کرده است. با توجه به جثه کوچک این درختچه‌ها گمان نمی‌رود سن آن‌ها بیش از چند دهه باشد و جالب اینکه اثری از فعالیت روانه در آن سوی خط استقرار درختچه‌ها دیده نمی‌شود. در این صورت می‌توان با قاطعیت غیر فعال بودن این روانه‌ها را در دهه‌های اخیر تأیید کرد. در برخی از این روانه‌ها، این وضعیت به حدی پیش رفته که ارتباط پرتگاه و بالادست روانه به عنوان منبع با پایین‌دست آن به طور کامل قطع شده است. به نظر مجری طرح، توقف فعالیت این روانه‌ها در دامنه شرقی مشرف به دره کلزیر، با پایان اثر دوره سرد، هم‌زمان با عصر کوچک یخبندان هم‌زمان بوده است. در دامنه غربی مشرف به دره که از آفتاب‌گیری کم‌تری برخوردار است، سیستم‌های پرتگاه- تالوس هم‌چنان فعالند ولی وجود درختچه‌هایی کوچک‌تر و به تعداد کم‌تر در پیرامون دامنه‌های تالوسی نشانگر کاهش روند فعالیت این سیستم‌ها در سال‌های اخیر است.

۶- شواهد ژئومورفیکی تغییرات اقلیمی هولوسن

شکل ۱۳ روند تغییرات دمایی ایستگاه جلفا واقع در ارتفاع ۷۰۰ متری را به همراه روند این تغییرات برای ارتفاع ۲۷۰۰ متری که محل تشکیل یخچال‌های سنگی منطقه در دامنه شمالی کیامکی داغ است، نشان می‌دهد.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]



شکل ۱۳ روند تغییرات دمایی ایستگاه جلفا در ۴۰ سال اخیر و روند تغییرات دمایی در ارتفاع ۲۷۰۰ متری دامنه شمالی کیامکی داغ (داده‌های این نمودار از راه اعمال لپس ریت دما از روی داده‌های ایستگاه جلفا به‌دست آمده‌است).

همان طور که مشاهده می‌شود در ٤٠ سال اخیر روند تغییرات دمایی منطقه، روندی افزایشی بوده است و اگر این روند به سال‌هایی دورتر تعمیم داده شود، متوجه خواهیم شد که در ارتفاعات بالاتر منطقه دماهای متوسط سالیانه‌ای نزدیک به صفر را در گذشته داشته‌ایم. در هر صورت، استفاده از شواهد ژئومورفیکی یکی از راه‌های شناسایی اقلیم‌های گذشته در مناطق فاقد آمار است. در مورد تغییرات اقلیمی در مقیاس هولوسن و یا کواترنر چاره‌ای جز استفاده از این شواهد نیست. در این صورت با توجه به توضیحات بالا و هم‌چنین با توجه به موضوع طرح، در این قسمت از مقاله به شواهدی از پدیده‌های ژئومورفولوژیک منطقه مطالعه‌شده شامل تغییرات در تشکیل توفا، آبراهه‌های نوع دوم سطح مخروط‌افکنه پرسیان، روانه‌های خرده‌سنگی، تراس‌های رودخانه‌ای آبراهه اصلی کلزیر، روانه‌های بلوکی، دره‌های پرشده که با تغییرات اقلیمی کواترنری و به‌ویژه هولوسن در ارتباط هستند، پرداخته می‌شود. جدول۲ تغییرات اقلیمی هولوسن و پلئیستوسن را در منطقه مطالعه‌شده نشان می‌دهد.

لازم به ذکر است که تغییرات و نوسان‌های اقلیمی هولوسن بسیار ناچیز بوده است(lamb, 1977: 305; Magny and et al., 2006: 414). چنین تغییراتی در دما و بارش در طول دوره

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

هولوسن نمی‌تواند تأثیر چندانی در اقلیم یا پوشش گیاهی منطقه داشته باشد ولی به نظر می‌رسد این تغییرات در نواحی نیمه خشک قادرند تا شدت فرایندهای ژئومورفیکی را که عامل تعیین‌کننده پایداری دامنه‌ها هستند، کاهش یا افزایش دهند. چه بسا در نواحی مثل دامنه شمالی کیامکی داغ برای دامنه و عامل ارتفاع نیز اثر تغییرات اقلیمی را تقویت می‌کنند. بنابراین با قاطعیت می‌توان گفت که پدیده‌های شناخته شده منطقه با توجه به پراکنش جغرافیایی آن‌ها، با تغییرات اقلیمی به‌ویژه در هولوسن در ارتباط هستند.

۷- نتیجه‌گیری

بررسی سیر تکاملی چشم‌انداز ژئومورفولوژیکی منطقه مطالعه‌شده نشان داد که سیمای ژئومورفیکی دامنه شمالی کیامکی داغ لااقل در کواترنری از عوامل اقلیمی و تغییرات آن تأثیر گرفته است. آثار ژئومورفیکی این تغییرات در سه بخش مخروط‌افکنه، دره رودخانه کلزیر و نهشته‌های دامنه‌ای منطقه مورد بررسی قرار گرفت و سعی شد براساس این شواهد، شرایط اقلیمی منطقه در کواترنری و به‌ویژه در هولوسن بازسازی شود. در ذیل به اهم نتایج این پژوهش اشاره می‌شود:

۱- نهشته‌های توفایی و تناوب آن‌ها با نهشته‌های کنگلومرایی، نوع فرایند نهشته‌گذاری در مخروط‌افکنه، فازهای انباشتی و کاوشی، تشکیل آبراهه‌های محلی در سطح مخروط‌افکنه، روند تغییرات در اندازه مواد، قدرت و شدت روانه‌های خرده‌سنگی در زمان‌های مختلف از جمله شواهد اقلیمی در مخروط‌افکنه پرسیان هستند؛

۲- دامنه‌های تالوسی، روانه‌های بلوکی، یخچال‌های سنگی موروثی، تالوس بهمنی و دره‌های پرشده شواهدی از دامنه‌های شمالی کیامکی داغ در محدوده مطالعه‌شده هستند که تشکیل آن‌ها با عوامل اقلیمی در ارتباط است؛

۳- تراس‌های رودخانه‌ای و وجود آثاری از انباشت و کاوش در دره رودخانه کلزیر، نشانگر تأثیرپذیری این قسمت از منطقه از تغییرات اقلیمی است؛

٤- ویژگی‌های هیدرولوژیکی چشمه‌های پنج‌گانه مهم منطقه به نام‌های آسیاب خرابه، خورخور، اوللار، مرزه دره و چشمه خان نشان می‌دهد که منبع تغذیه این چشمه‌ها یخچال‌های سنگی موروثی منطقه هستند که در میان انبوهی از واریزه‌ها در داخل دره‌های پرشده منطقه جای گرفته‌اند.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

جدول ۲ وضعیت پدیده‌های ژئومورفیکی در دوره‌های مختلف اقلیمی اواخر پلیستوسن و هولوسن

	پلیستوسن			هولوسن			
...	دوره گرم بین دوم و سوم و ریس (سانگاموئن)	دوره سرد هم‌زمان با دوره یخچالی ریس	دوره گرم اوایل هولوسن	دوره سرد همزمان با عصر آهن	دوره گرم هولوسن فوقانی	دوره همزمان با عصر کوچک یخبندان	دوره گرم کنونی	
...	فعالیت شدید سیستم توفانی و تشکیل لایه اول توفانی و تپه توفانی سطح مخروط افکنه برسیان	...	قطع فعالیت سیستم توفانی	تشکیل لایه دوم توفانی در سطح مخروط افکنه	نامعلوم	توقف توفانی	تشکیل بطنی توفا در محل انبار اسباب خرابه	سیستم توفانی در سطح مخروط افکنه
...	شدت فعالیت رواناب های خرده سنگی و تشکیل لایه اول کنگلومرایی در وسعتی بزرگ تا کناره رود ارس	به‌جاگذاری لایه دوم کنگلومرایی در پهنه مخروط افکنه پرسیان و در محل فعلی بخش غیرفعال قدیمی آن	انباشت نهشته‌ها در بخش غیر فعال جدید مخروط الکندر(شکل ۱۰)	انتقال بخش فعال مخروط افکنه پرسیان به محل فعلی، انباشت عناصر درشت دانه در قسمت فعال مخروط افکنه و تداوم تشکیل سطح بخش‌های غیر فعال مخروط افکنه	نامعلوم	انباشت عناصر درشت دانه در قسمت فعال مخروط افکنه و تداوم تشکیل آبراهه‌های نوع دوم در بخش‌های غیر فعال آن	برید‌گی آبراهه اصلی به دلیل افزایش نیروی خالص رودخانه در اثر کاهش تدارک رسوب از حوضه زمان‌خرزان‌های عادی و برشدگی آن در اثر وقوع رواناب های خرده سنگی به‌هنگام بارش‌های سنگین توفان فرسایش قهقرایی در سر شاخه‌های آبراهه‌های نوع دوم سطح مخروط افکنه و تکامل تدریجی خاک در بستر این آبراهه‌ها	انباشت و کاوش در سطح مخروط افکنه
...	فعالیت بسیار شدید و گسترده در تمام سطح مخروط افکنه، قطر عناصر به‌جا گذاشته شده کمتر از ۲ متر	محدود شدن فعالیت رواناب های خرده سنگی به اراس مخروط افکنه	فعالیت شدید و گسترده در تمام سطح مخروط افکنه به غیر از منطقه سایه در پایین دست تپه توفانی سطح مخروط افکنه قطر عناصر به‌جا گذاشته شده کمتر از ۲ متر	فعالیت در ابعاد کوچک‌تر و در قسمت فعال مخروط افکنه. قطر عناصر به‌جا گذاشته کمتر از ۱ متر	نامعلوم	فعالیت در ابعاد کوچک‌تر ولی شدید در قسمت فعال مخروط افکنه قطر عناصر به‌جا گذاشته شده کمتر از ۲ متر	فعالیت در ابعاد کوچک‌تر و در قسمت فعال مخروط افکنه،قطر عناصر به‌جا گذاشته شده کمتر از ۲ متر	فعالیت روانه های خرده سنگی
...	افزایش تدارک رسوب از دامنه‌ها و برشدگی دره در سطح تراس اول فعلی حوضه	برید‌گی آبراهه اصلی در داخل حوضه در اثر افزایش بارش و ایجاد تراس اول	افزایش تدارک رسوب از دامنه ها و دره های بالادست و برشدگی دره در سطح تراس دوم فعلی حوضه	برید‌گی آبراهه اصلی و تشکیل تراس در اثر افزایش بارش و جریان در داخل حوضه در این زمان امکان برید‌گی در سطح مخروط افکنه وجود نداشت	نامعلوم	برید‌گی آبراهه اصلی و تشکیل تراس در اثر افزایش بارش و جریان در داخل حوضه در این زمان امکان برید‌گی در سطح مخروط افکنه وجود نداشت.	برید‌گی آبراهه اصلی و تشکیل تراس در اثر افزایش بارش و جریان در داخل حوضه در این زمان امکان برید‌گی در سطح مخروط افکنه وجود نداشت.	تراس‌های رودخانه‌ای
...	تدارک شدید رسوب از دامنه ها و تشکیل بختال سنگی حمل از تالوس در محل دره‌ها و در نتیجه ایجاد برشدگی دره‌ها	توقف فعالیت بختال‌های سنگی در این دره‌ها و تدریجی آن‌ها	وقوع بهمن‌های تالوسی متعدد و تشکیل زبانه تالوس بهمنی مزبور دره	فعالیت کند و پیچاپیچ‌گذاری لایه ای نسبتا کم ضخامت(کمتر از ۱۵ متر) و با عناصری ریزتر به قطر کمتر از ۰/۵ متر	نامعلوم	فعالیت کند و پیچاپیچ‌گذاری لایه ای نسبتا کم ضخامت(کمتر از ۱۵ متر) و با عناصری ریزتر به قطر کمتر از ۱ متر	فعالیت شدید و پیچاپیچ‌گذاری لایه‌ای بنسبت ضخیم(کمتر از ۲ متر) و با عناصری درشت به قطر کمتر از ۲ متر	روانه های بلوکی (رودسنگ‌ها)
...	نامعلوم	نامعلوم	نامعلوم	نامعلوم	نامعلوم	به احتمال زیاد در این دوره نیز مزبور پختال های سنگی این دره ها به طور تدریجی دوب می شده است.	وقوع بهمن‌های تالوسی متعدد و تشکیل زبانه تالوس بهمنی مزبور دره و تقویت و افزایش حجم مزبور پختال‌های سنگی این دره ها	قطع فعالیت فرایندهای تدارک کننده رسوب برای این دره ها، قبل وقوع بهمن‌ها و وقوع پایداری در سطح زبانه‌های تالوس سنگی حرکه‌های سطحی تمرکز یافته بخشی از آبراهه های سنگی حرکه‌های سطحی تمرکز یافته بخشی از عناصر سطح پرشده‌دره‌ها،جابجایی کند توپ تدریجی مزبور پختال‌های سنگی این دره‌ها	دره های پر شده

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

۵- مخروط‌افکنه پرسیان مخروط‌افکنه‌ای کواترنری است که فرایند نهشته‌گذاری آن روانه‌های خرده‌سنگی هستند و از این حیث یک مخروط‌افکنه منحصر به فرد است.

بررسی‌های انجام‌شده در طول این پژوهش روی اشکال ژئومورفولوژیکی مرتبط با اقلیم و تطابق آنا بر اساس سن نسبی با تغییرات اقلیمی شناخته شده در دنیا نشان داد که:

۱- بسیاری از اشکال مرتبط با سیستم فرسایشی پریگلاسیر منطقه مانند روانه‌های بلوکی، یخچال‌های سنگی موروثی، سیستم‌های پرتگاه - تالوس، تالوس بهمنی و ... نشانگر فعالیت بیش‌تر این سیستم در سده‌های گذشته، هم‌زمان با دوره‌های سرد هولوسن بالایی به‌ویژه دوره سرد هم‌زمان با عصر کوچک یخبندان است؛

۲- وجود آثاری از کاهش فعالیت سیستم فرسایشی پریگلاسیر و تثبیت اشکال موجود در دامنه‌ها، توقف فرایند بریدگی سطح مخروط‌افکنه به‌وسیله آبراهه‌های محلی و ... در دوره‌های بعد از دوره سرد اواخر هولوسن بالایی نشان از روند گرم شدگی و کاهش بارندگی در سده‌های اخیر در منطقه است. پدیده‌ای که آمار ٤٠ ساله ایستگاه جلفا نیز آن را در نیمه دوم قرن بیستم تأیید می‌کند؛

۳- تحلیل ساختار رخساره‌ای نهشته‌های مخروط‌افکنه و ترتیب لایه‌ها بر اساس سن نسبی نشان داد که دوره‌های مساعد برای تشکیل توفا با دوره‌های گرم اوایل هولوسن(لایه بالایی توفا) و دوره هم زمان با دوره بین یخچالی بین ریس و ورم(لایه پایینی توفا) تطابق دارند. در این میان به جاگذاری نهشته‌های کنگلومرایی از راه فرایند نهشته‌گذاری روانه خرده سنگی در فواصلی دور از رأس مخروط‌افکنه و بر روی نهشته‌های توفایی پایین دست مخروط‌افکنه با دوره‌های سرد هم‌زمان با آخرین دوره‌های یخچالی اواخر پلئیستوسن تطبیق می‌کند؛

٤- وجود آثاری از افزایش ناگهانی در اندازه نهشته‌های کنگلومرایی در بخش بالایی لایه دوم کنگلومرا، شاید با کاهش ناگهانی دما در دوره‌ای قبل از آغاز دوره گرم هولوسن که به دوره «یانگر درایاس» معروف است، هم‌زمان بوده است؛

۵- فعالیت یخچال‌های سنگی موروثی موجود در دل دره‌های پرشده منطقه با آغاز دوره گرم اوایل هولوسن متوقف شده است و اثر دوره‌های کوچک سرد اواخر هولوسن به صورت تقویت ذخیره یخ آن‌ها بوده است؛

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

٦- اگر تشکیل تالوس و روانه‌های بلوکی در دامنه‌های مشرف به دره کلزیر را متعلق به دوره‌های سرد اواخر هولوسن نسبت دهیم، وجود لایه‌ای متشکل از عناصر ریزدانه‌تر و کم ضخامت نشانگر حاکم‌شدن دوره‌ای گرم‌تر در حدفاصل دوره‌های سرد هم‌زمان با عصر آهن و عصر کوچک یخبندان می‌باشد؛

۷- شدت وقوع روانه‌های خرده‌سنگی نشان می‌دهد که در دوره‌های هم‌زمان با دوره‌های یخچالی علاوه بر حاکم شدن شرایط سرد اقلیمی سرد بر منطقه، میزان بارش و تعداد بارش‌های سنگین نیز به نسبت بیش‌تر بوده است و این پدیده با جابه‌جایی کمربندهای سیستم گردش عمومی جو زمین و به‌ویژه ورود سیکلون‌های بادهای غربی در مدت بیش‌تری از سال مرتبط است.

در هر صورت، بسیاری از شواهد ژئومورفیکی مرتبط با اقلیم منطقه در محدوده حوضه آبریز، با توجه به موقعیت خود در دامنه شمالی کیامکی داغ و تداوم برخی سیستم‌های پرتگاه - تالوس در دامنه غربی مشرف به دره کلزیر از جهت جغرافیایی دامنه‌ها و ارتفاع محل تأثیر پذیرفته‌اند. عامل توپوگرافی و وجود دره‌های عمیق پرشده از نهشته‌های کواترنری نقش عمده‌ای در حفظ ماهیت یخچال‌های سنگی منطقه دارند.

گرچه مطالعات قبلی محققان بر واکنش کند حوضه‌های آبریز به تغییرات اقلیمی در مناطق خشک اشاره دارند(Oguchi and Oguchi, 2004:139)، این پژوهش نشان می‌دهد که باید منتظر واکنش‌های سریع ژئومورفولوژیکی به تغییرات ناشی از عوامل بیرونی در این گونه نواحی و به‌خصوص منطقه مطالعه شده بود. در حال حاضر آن چه ضرورت دارد، مطالعه دقیق کرونولوژی منطقه با استفاده از تکنیک‌های سن‌یابی برای ارزیابی و شناسایی تغییرات محیطی و واکنش‌های ژئومورفیکی واحدهای ژئومورفولوژیکی منطقه به این تغییرات است. همکاری بین رشته‌ای باستان‌شناسان و ژئومورفولوژیست‌ها می‌تواند نشانه‌هایی جدید و دقیق از ماهیت فرایندهای ژئومورفولوژیکی را در واکنش به تغییرات محیطی در طی زمان در اختیار گذارد.

میزان اثرگذاری تغییرات اقلیمی بر منابع آب منطقه نیز از نکات مهمی است که نیاز به مطالعه بیش‌تر دارد. این تأثیرگذاری نه تنها به تغییرات در حجم، زمان‌بندی و وجود توازن در جریان رودخانه و دبی آن بستگی دارد بلکه تحت‌تأثیر عواملی مثل ویژگی‌های سیستم،

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

متغیرهای تأثیرگذار بر سیستم، چگونگی مدیریت سیستم و کیفیت تمهیدات به عمل آمده در ارتباط با تغییرات آب و هوایی نیز است. سیستم‌های مدیریت نشده بیش‌ترین آسیب‌پذیری را در مقابل تغییرات آب‌وهوایی دارند و تغییرات آب‌وهوایی با تحمیل ابهامات بیش‌تر مدیریت منابع آبی موجود را به چالش می‌کشند(Sharma and Shakya , 2006: 316).

با توجه به روند افزایشی دمای منطقه و شواهدی از مزارع و باغ‌های متروک شده که در زمان‌های گذشته با آب چشمه‌های منطقه آبیاری می‌شدند، به نظر می‌رسد که میزان ذخیره یخچال‌های سنگی منطقه در اثر ذوب زیاد کاهش پیدا کرده است. ادامه این روند و کاهش ذخایر آبی نتایج شومی را در اکوسیستم منطقه و زندگی ساکنان خواهد داشت.

در حال حاضر کنترل و پایش سیستم‌های هیدرولوژیکی منطقه در کنار توجه به روند افزایشی یا کاهشی دما و بارش، از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است. تحقق این موضوع نه تنها شرایط پیشرفت اقتصادی ساکنان منطقه را به دنبال خواهد داشت بلکه می‌تواند نوعی حرکت در جهت حفظ محیط زیست زیبای منطقه باشد.

۸- منابع

- دلال اوغلی ع.؛ پژوهش در سیستمهای مورفوژنز در دامنهٔ شمالی سبلان و شکل‌گیری دشت انباشتی مشکین‌شهر؛ پایان‌نامه دورهٔ دکتری، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز، ۱۳۸۱.
- رامشت م. ح.، شوشتری ن.؛ آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم؛ *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، ش.۱۳۸۳،۷۳.
- سازمان زمین‌شناسی کشور؛ نقشه زمین شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا؛ ۱۳۷۵.
- علیجانی ب.؛ آب وهوای ایران؛ انتشارات پیام نور، ۱۳۷٤.
- مختاری د.؛ ژئومورفولوژی و تغییرات آب‌وهوایی هولوسن در کوه گچی قلعه‌سی و دامنه‌های مجاور آن (شمال غرب ایران)؛ *پژوهشهای جغرافیایی*، ش. ٤۹، صص ۱۲۵-۱٤۵، ۱۳۸۳.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

- مختاری د.؛ عوامل مؤثر در گسترش و تکامل مخروط‌افکنه‌های کواترنری در دامنه شمالی میشوداغ (آذربایجان- ایران) و ارزیابی توان‌های محیطی آن؛ پایان‌نامه دورهٔ دکتری، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز، ۱۳۸۱.
- مختاری د.، زاهدی م.، بیاتی خطیبی م، کرمی ف.؛ پژوهشی در ژئومورفولوژی و تغییرات آب‌وهوایی هولوسن در دامنهٔ شمالی کیامکی داغ(شمال غرب ایران)، گزارش طرح تحقیقاتی، دانشگاه تبریز، ۱۳۸٦.
- مقیمی ا.؛ مطالعهٔ تطبیقی تغییرات اقلیمی با تغییرات ژئومورفولوژی معاصر، مورد ایران؛ *پژوهشهای جغرافیایی*، ش. ۳۷، صص ۷۵-۸۷، ۱۳۷۸.
- مهرشاهی د.؛ آشنایی با پژوهشهای دیرینهٔ محیطی کواترنر در دریاچهٔ زریوار کردستان؛ *رشد آموزش جغرافیا*، ش. ۵۷، صص ٤-۸، ۱۳۸۰.
- مهرشاهی د.؛ 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*، ش. پیاپی ٦۳ و ٦٤، صص ۱۳۳-۱٤۸، ۱۳۸۱.
- وزارت جهاد سازندگی؛ گزارش طرح کنترل سیل حوضه‌داران جلفا؛ سازمان جهاد سازندگی استان آذربایجان شرقی، مدیریت آبخیز داری، ۱۳۷٦.
- Allen A.; Earth surface processes ; *Blachwell Science*, 404, 1997.
- Baker A., Simms M. J.; Active deposition of calcareous tufa in Wessex, UK, and its implications for the 'late-Holocene tufa decline'; The Holocene, Vol. 8 , No. 3,:pp: 359-365, 1998.
- Balling R. C. , Wells S.G. ; Historical rainfall patterns and Arroyo activity within the Zuni river Drainage Basin; New Mexico. Annals of The Association of American Geographers, Vol. 80, No. 4, pp: 603-617, 1990.
- Barsch D.; Permafrost creep and rockglaciers; Permafrost and Periglacial Processes, 3, pp :175-188,1992.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

– Barsch D.; Rockglaciers: Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments, Heidelberg , Springer-Verlag. 331 p, 1996.

– Beaty C.B.; Anatomy of a white mountain debris flow-the making of an alluvial fan ; In: Rachocki A. H. and Church M. (eds); Alluvial Fans-A Field Approach, Wiley, pp: 69-90, 1990.

– Blair T.C. ; Form, facies, and depositional history of the north long John rock avalanche ; Owens Valley, California. Can. J. Earth Sci./Rev. can. sci. Terre 36(6): 855-870, 1999.

– Blair T. C. , Mcpherson J.G.; Alluvial fan processes and forms; In: A.D. Abrahams and A.J.Parsons(eds.), *Geomorphology of desert Environment*, Chapman & Hall, London, 1994.

– Blair T.C. , Mcpherson J.G.; Recent debris- flow processes and resultant form and facies of the dolomite alluvial fan; Owens Valley, California. *Journal of Sedimentary Research*,Vol. 68, No 5, pp: 800-808, 1998.

– Boelhouwers J., Holness S., Sumner P.; Geomorphological characteristics of small Debris flows on Junior's Kop, Martin island, Maritime aubantarctic; Earth surface processes and landforms,Vol 25, pp: 341-352, 2000.

– Bogaart P.W. ; 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, 2003.

– Calderini G., Calderoni G., Cavinato G.P., Gliozzi E. , Paccara P. ; The upper Quaternary sedimentary sequence at the Rieti basin (Central Italy):

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

A record of sedimentary response to environmental changes; Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 140(1-4): 97-111, Amsterdam,1998.

- Chambers F.M., Mauquoy D., Brain S.A., Blaauw M. , Daniell J.R.G.; Globally synchronous climate change 2800 years ago: Proxy data from peat in South America. Earth and Planetary Science Letters, 253, 439-444, 2007.
- Dale V. H., Adams W. M.; Plant reestablishment 15 years after the debris avalanche at Mount St.Helens, Washington; *The Science of the Total Environment 313*, pp:101–113, 2003.
- Dearing J. A., Livingstone I. P., Bateman M. D., White K. ; Palaeoclimate records from OIS 8.0}5.4 recorded in loess}palaeosol sequences on the Matmata Plateau , Southern Tunisia, based on mineral magnetism and new luminescence dating ; *Quaternary International 76/77*, pp: 43-56, 2001.
- Decaulne A., Saemundsson T.; Geomorphic evidence for present-day snow-avalanche and debris-flow impact in the Icelandic Westfjords; *Geomorphology 80*, pp: 80–93, 2006.
- Dehandschutter's B.; Study of the structural evolution of continental basins in Altai, Central Asia; Doctorate Thesis in Geology, Free University of Brussels, 2001.
- Dorn R. I.; Climatic hypotheses of alluvial-fan evolution in Death Valley are not testable; In: Bruce L. Rhoads and Colin E. Thorn(eds.); The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology held 27-29 September, 1996.
- Elverhøi A., Henrich R.; Past glaciomarine environments; In: J. Menzies(ed.). Modern & Past Glacial Environments; Planta Tree, pp: 391-415, 2002.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

– Faust D. , Zielhofer C., Baena Escudero R. , Diaz del Olmo F.; High-resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: Climatic or human impact?; Quaternary Science Reviews, Vol. 23, iss. 16-17, pp: 1757-1775, 2004.

– Ford T.D., Pedley H. M.; A review of tufa and travertine deposits of the world: Earth-Science Reviews, 41 (3-4) pp:117-175, 1996.

– Frauenfelder R., Kääb A.; Towards a palaeoclimatic model of rock glacier formation in the Swiss Alps; Annals of Glaciology 31: 281–286, 2000.

– Galadini F., Galli P., Cittadini A., Giaccio B.; Late quaternary fault movements in the Mt. Baldo-Lessini Mts. Sector of the southalpine area (northern Italy); *Netherlands Journal of Geosciences/ Geologie en Mijnbouw* 80 (3-4):187-208, 2001.

– Gani M. R., Alam M. M.; Fluvial facies architecture in small-scale river systems in the Upper Dupi Tila Formation, Northeast Bengal Basin, Bangladesh. *Journal of Asian Earth Sciences 24*, pp: 225–236, 2004.

– Garcia-Ruiz J. M., Arnaez-Valdillo. J., Ortigosa-Izquierdo L., Gomez-Villar A. ; Debris flows subsequent to a forest fire in the Najerilla river valley(Iberian system, spain); Pirineos, 131, pp: 3-24, 1988.

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

– Harvey A.M., Silva P.G., Mather A.E, Goy. J.L., Stokes M., ZaZo C.; The impact of quaternary sea-level and climatic change on Coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges; Southeast Spain, *Geomorphology 28*, pp: 1-22 , 1999.

– Hum lum O.; The climatic and paleoclimatic significance of rock glaciers ; A Project Funded by the University Courses of Swalbard (UNIS) 2003-2005.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

- Humlum O. ; The climatic and palaeoclimatic significance of rock Glaciers ; A project funded by the University Courses on Svalbard (UNIS) 2000-2005.
- Ikeda A., Matsuoka N. ; Degradation of talus- derived rock glaciers in the upper Engadin, Swiss Alps ; Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 13. , pp: 145-161, 2002.
- Jomelli V., Pech V. P., Chochillon C., Brunstein D.; Geomorphic variations of debris flows and recent climatic change in the French Alps ; *Climatic Change*, 64, No. 1-2, pp : 77-102, 2004.
- Keller E.A., Pinter N.; Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape ; Prentice Hall, Pup, 2002.
- Klinger Y., Avouac J.P., Bourles D., Tisnera N. ; Alluvial deposition and lake-level fluctuations forced by late quaternary climate change: The dead sea case example, *Sedimentary Geology 162*,pp:119–139, 2003.
- Knox J.C.; Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change ; *Quaternary Science Reviews 19*, pp: 439–457, 2000.
- Kochel R.C. ; Humid fans of the appalachian mountains; in Rachocki, A.J., and Church, M., eds., Alluvial Fans: A Field Approach, New York, John Wiley, pp: 109-129, 1990.
- Kostaschuk R.A., Macdonald G.M., Putnam P.E. ; Depositional process and alluvial fan-Drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada: Eart Surface Processes and landforms, Vol. 11, pp: 471-484, 1986.
- Krainer K. , Mostler W. ; Reichenkar rock glacier: A glacier derived debris-ice system in the western Stubai Alps, Austria ; *Permafrost and periglacial processes*, 11: 267-275, 2000

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

- Krainer K. , Mostler W., Hydrology of active rock glaciers: Examples from Austrian Alps; *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 2: 142-149, 2002.
- Lamb H. ; Climate: Present , past and future ; Climatic History and the Future, Methuen, Vol.2. 835 PP, 1977.
- Luzón A.; Oligocene–miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: tectonic control and palaeogeographical evolution ; *Sedimentary Geology 177*, pp:19–39, 2005.
- Machette M.N.; Active, capable and potentially active foults – a paleoseismic perspective; *Journal of Geodynamics 29*,pp: 387-392, 2000.
- 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 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*, pp: 414–445, 2006.
- Meetei L.I., Pattanayak S. K., Bhaskar A., Pandit M. K., Tandon S. K.;. Climatic imprints in Quaternary valley fill deposits of the middle Teesta valley, Sikkim Himalaya; *Quaternary International 159*, pp: 32–46, 2007.
- Miall A.D. ; Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits ; *Earth Science Review 22*, pp: 261–308, 1985.
- Miall A.D.; The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology; Springer, Berlin, 582 p, 1996.
- Mount J. , Twiss R. ; Subsidence, sea level rise and seismicity in the Sacramento-San Joaquin delta ; *San Francisco Estuary & Watershed Science*, Vol. 3, Iss. 1, Article 5. pp:1-10, 2005.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

- Mudie P. J., Marret F., Aksu A. E., Hiscott R. N., Gillespie H.; 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, 2007.
- Oguchi T., Oguchi C. T. ; Late quaternary rapid talus dissection and debris flow deposition on an alluvial fan in Syria ; *Catena 55* , pp: 125–140, 1994.
- Oldfield F. ; Introduction: The Holocene, a special time; In: A. Mackay R., Battarbee H.J.B. Birks F. Oldfield (Eds.), *Global Change in the Holocene*, Arnold, London, pp: 1–9, 2003.
- Olyphant G. A. ; Rock glacier response to abrupt changes in talus production; In Giardino, J. R., Schroder J. F. and Vitek J. D. (eds), Rock Glaciers, Boston, Allen and Unwin, pp: 55–64, 1987.
- Panizza M., Castaldini D.; Neotectonic research in applied geomorphological studies; *Zeitchrift fur Geomorphologie Supplementband*; Vol. 63, pp: 173-211, 1987.
- Payne D. ; Climatic implications of rock glaciers in the arid western Cordillera of the central andes; *Glacial Geology and Geomorphology*, 1998.
- RFAFJ(The Research Group for Active Faults of Japan); Active faults in and around Japan: distribution and degree of activity; *Journal of Natural Disaster Science*, Vol. 2, No.2, pp: 61-99, 1980.
- Scally F. A., Owens I. F.; Depositional processes and particle characteristics on fans in the Southern Alps; New Zealand , *Geomorphology 69*, pp: 46– 56, 2005.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]

- Schrott, L. ; Some geomorphological - hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina); Z. Geomorph N. F., Suppl. Bd. 104, pp: 161-173, 1996.
- Sharma R.H., Shakya N. M. ; Hydrological changes and its impact on water resources of Bagmati watershed, Nepal; *Journal of Hydrology*, Vol. 327, Issues 3-4, pp: 315-322, 2006.
- Siegert M. J. ; Ice sheets and late quaternary environmental change; Wiley & Sons, 231 p, 2001.
- -Slemmons D.B. , McKinney R. ; Difination of " active fault" ; US Army Engineer Waterways Expriment Station , Soils and Pavements Laboratory; Miscellaneous Paper S, pp: 77-8, Vicksburg, 1977.
- Starkel L., Soja R., Michczyn´ska D.J. ; Past hydrological events reflected in the Holocene history of Polish rivers ; *Catena 66*, pp: 24– 33, 2006.
- Steijn H. V.; Long-term landform evolution: evidence from talus studies; *Earth Surface Processes and Landforms*,Vol. 27, Issue 11 , pp:1189 – 1199, 2002.
- Steijn H. V., Boelhouwers J., Harris S., Heto B.; Recent research on the nature, origin and climatic relations of blocky and stratified slope deposits ; *Progress in Physical Geography 26*,4, pp: 551-575, 2002.
- Tucker G. E., Slingerland R. ; Drainage basin responses to climate change ; *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 8, pp: 2031–2047, 1997.
- White S.E.; Alpine mass movement forms(noncatastrophic):Classification. Description, and Significance ; *Arctic and Alpine Research* , pp:127-137, 1981.
- Wilson P.; Morphology, sedmentological charactristics and origin of a fossil rock glacier on Mackish mountain; Northwest Ireland , *Geografisca Annaler* 72 A. 3-4, pp: 237-247, 1990.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2024-04-25]