

واکنش سیستم‌های مخروط افکنه‌ای به تغییرات اقلیمی کواترنری مطالعه موردی: سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان در شمال کوه کیامکی (شمال غرب ایران)

چکیده

سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان بخشی از شبکه رودخانه‌ای آسیاب خرابه است که بررسی واکنش آن به تغییرات اقلیمی کواترنر، مهمترین هدف این مقاله است. برای این منظور، شناسایی آثار و شواهد اقلیمی در ساختمان مخروط افکنه بر اساس چهار مقوله فازهای انباشتی و کاوشی، روانه‌های خرده سنگی، تغییرات در اندازه مواد به جا گذاشته شده، و تشکیل توفای مخروط افکنه‌ای، از طریق مشاهدات میدانی و بازسازی محیط‌های دیرینه بر مبنای سن نسبی صورت گرفت. بر اساس نتایج این تحقیق، سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان، علاوه بر برخورداری از خصوصیات منحصر به فرد، مثل برخورداری از لیتولوژی همسان در کل حوضه آبریز، زیادبودن مساحت مخروط افکنه نسبت به حوضه آبریز مربوط، برقراری سیستم چرخه کربن، و آرامش تکتونیکی در کواترنر، در سیر تکاملی خود در کواترنر زیر تأثیر تغییرات اقلیمی این دوره بوده است و آثار آن به اشکال مختلف در بخش‌های مختلف مخروط افکنه دیده می‌شود. تشکیل توفای مخروط افکنه‌ای، تشدید روانه‌های خرده سنگی و تغییرات رسوبات ساختمان مخروط افکنه، از مهمترین آثار این تغییرات است. در این مقاله، سعی شده است تا آثار مرتبط با تغییرات اقلیمی، از قبیل دوره‌های تشکیل توفاهای و تناوب آنها با نهشته‌های کنگلومرایی با تقویم این تغییرات در کواترنری مطابقت نسبی داده شود. در پایان، تعامل تنگاتنگ بین اقلیم،

مخروط افکنه و نهشته‌های توفایی موجود در منطقه تضمین کننده حیات سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان است. بنابراین، هرگونه برنامه‌ریزی در جهت توسعه منطقه بدون توجه به ابعاد این تعامل بی نتیجه بوده، ممکن است به تخریب اکوسیستم منطقه منجر شود.

واژه‌های کلیدی: سیستم مخروط افکنه‌ای، تغییرات اقلیمی کواترنری، توفای مخروط افکنه‌ای، مخروط افکنه پرسیان، شمال غرب ایران

مقدمه

مخروط افکنه‌ها، بخش مهمی از شبکه‌های رودخانه‌ای را تشکیل می‌دهند و واکنش شبکه‌های رودخانه‌ای به عوامل بیرونی مثل اقلیم و تکتونیک، از جمله سرفصل‌های مهم مطالعات ژئومورفولوژیک و زمین‌شناسی دوره کواترنری است (Bogaart and et al., 2007: 2003). در واقع مخروط افکنه‌ها به عنوان فضایی برای انباشت رسوبات حاصل از حوضه آبریز هستند. بنابراین، با توجه به حساسیت آنها، به ویژه در مناطق خشک به تغییرات محیطی (Harvey et al, 1999: 256)، تاریخچه‌ای از چگونگی تدارک رسوب را در اختیار می‌گذارند. با این که شکل‌گیری سطوح مخروط افکنه‌ای نتیجه کیفیت عملکرد فرآیندهای انباشتی است، ولی مورفولوژی آنها خود انعکاسی از فرآیندهای بالا است. اگر قرار باشد سطح مخروط افکنه توسط محیط تغییر یابد، واکنش سیستم به این تغییرات به صورت تغییر در رژیم انباشتی یا کاوشی و یا در موقعیت بخش‌های کاوشی یا انباشتی بر روی مخروط افکنه ظاهر خواهد شد. واکنش انباشتی یا کاوشی یک مخروط افکنه به تغییر محیط، به وسیله روابط موجود بین نیروی لازم برای حمل رسوبات حاصل از حوضه آبریز و نیروی حمل رودخانه تعیین می‌شود. این روابط، خود تحت تأثیر تغییرات میزان رواناب و میزان تدارک رسوب هستند. افزایش تدارک رسوب سبب رسوب‌گذاری و افزایش نیروی رودخانه در نتیجه کاهش تدارک رسوب و یا افزایش رواناب، منجر به کاوش خواهد شد (Harvey et al., 1999: 256).

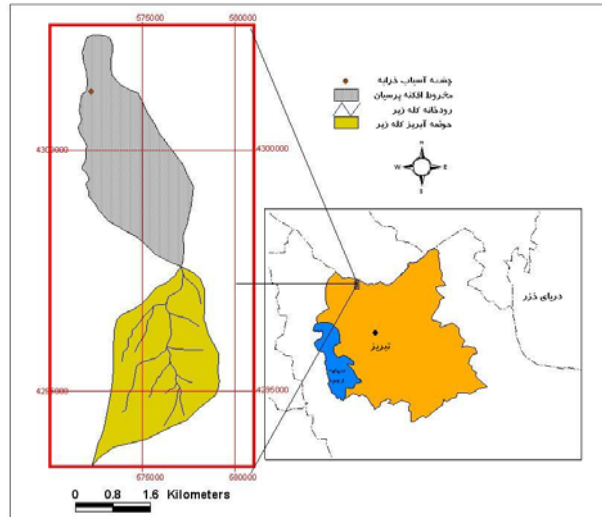
همان طوری که در بالا نیز ذکر شد مورفولوژی و رسوبات یک مخروط افکنه می‌تواند شواهدی از تغییرات محیطی گذشته را در اختیار گذارد. مهمترین مسأله در این مورد، تعیین عامل تأثیرگذار در فرآیند مخروط افکنه‌ای از میان فعالیت‌های تکتونیکی، تغییرات اقلیمی و یا شرایط ژئومورفیکی درونی خود مخروط افکنه‌هاست. مخروط افکنه پرسیان در دامنه شمالی کوه کیامکی (شکل ۱) از جمله اشکال پایکوهی است که بررسی‌های مقدماتی از نظر موقعیت، زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی حاکی از عدم تکتونیک فعال در منطقه لااقل در کواترنری است. بنابراین، در طی مطالعات امکان تأثیرپذیری این سیستم از تغییرات اقلیمی قوت گرفت و موضوع این پژوهش، بر این فرض که مورفولوژی و نوع رسوبات مخروط افکنه پرسیان، واکنشی به تغییرات اقلیمی اواخر پلیستوسن و بویژه هولوسن است، استوار گشت.

با توجه به نقشی که تغییرات اقلیمی در تغییر مورفولوژی مخروط افکنه‌ها دارند، مطالعه رابطه بین مورفولوژی مخروط افکنه و این تغییرات امری اجتناب ناپذیر است (White et al., 1996: 301). هدف این مقاله، علاوه بر ارزیابی مورفولوژی یک مخروط افکنه دیرینه، شناسایی آثار تغییرات اقلیمی بر روی سیستم مخروط افکنه‌ای است که در نهایت می‌تواند به شناخت تغییرات اقلیمی کواترنری، بویژه هولوسن کمک نماید.

منطقه مورد مطالعه

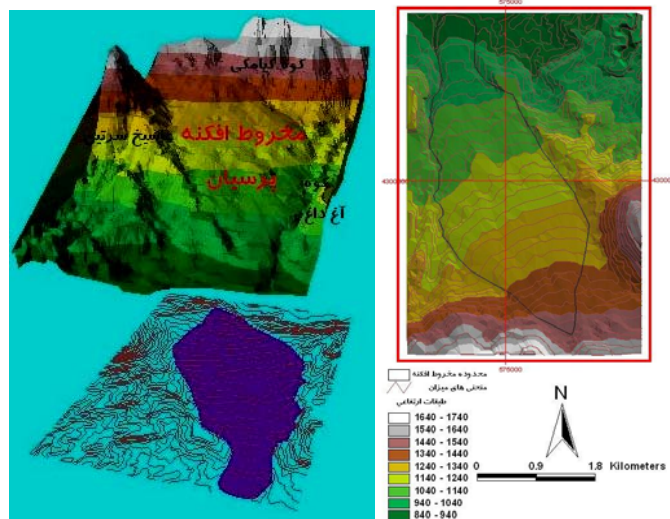
الف) دشت پرسیان: مخروط افکنه یا دشت سیلابی

دشت پرسیان در حال حاضر به شکل پهنه‌ای هموار در حد فاصل ناهمواری‌های اطراف آن دیده می‌شود (شکل ۲). آبراهه‌ها که تنها در بخش کوچکی از بالادست دشت و در حواشی آن دیده می‌شوند، دارای جریان‌های فصلی هستند. از سوی دیگر، بررسی پراکنش رسوبات کواترنری (Qth) که بر روی نقشه زمین‌شناسی با نام پادگانه‌های مرتفع معرفی شده‌اند، پیوستگی این رسوبات را در پهنه وسیعتری از پایکوه‌های شمالی کوه کیامکی نشان می‌دهند (شکل ۳).

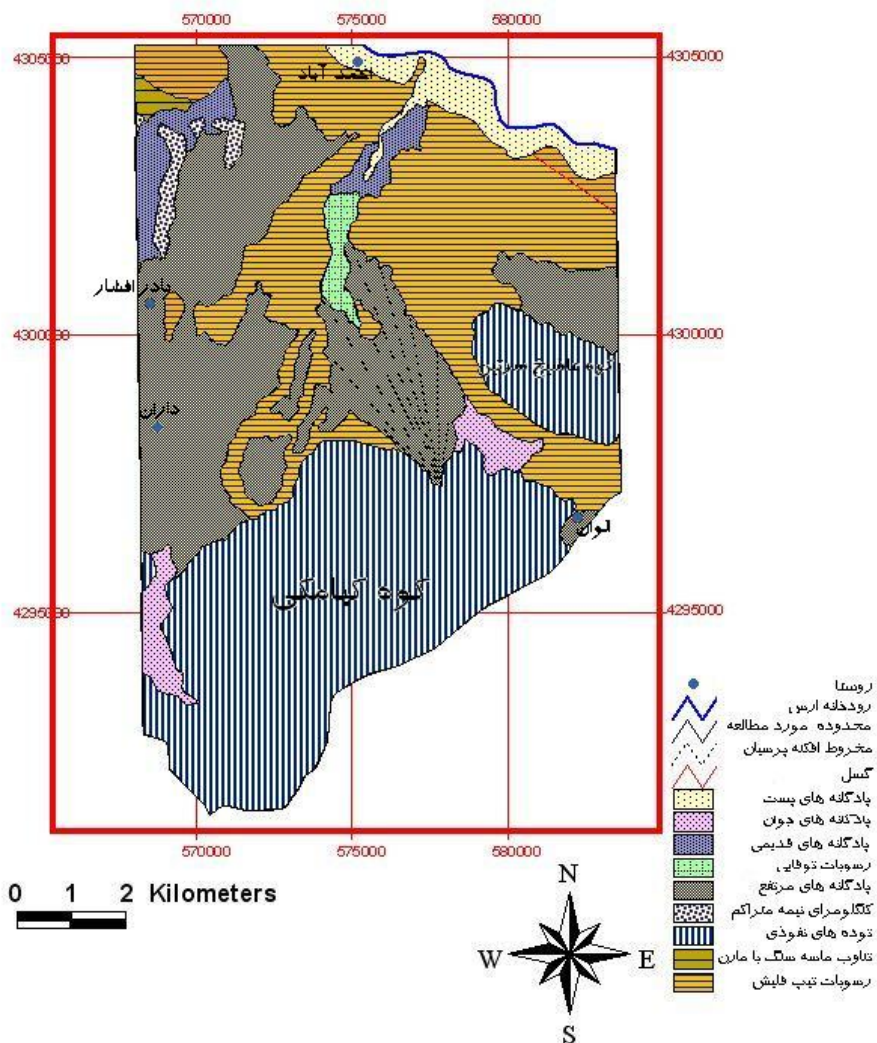


شکل ۱: موقعیت جغرافیایی مخروط افکنه پرسیان و حوضه آبریز مربوط

بنابراین، این سؤال پیش می‌آید که آیا مورفولوژی امروزی مخروط افکنه‌ای مانند دشت پرسیان ریشه در تاریخچه تکاملی آن دارد و یا این که این دشت، بخشی از یک دشت آبرفتی و یا حوضه رسوب‌گذاری بزرگ است که امروزه دستکاری عوامل فرسایش آن را به صورت یک شکل مخروط افکنه‌ای در آورده است؟



شکل ۲: نقشه‌های TIN از محل مورد مطالعه. توجه شود که در شکل «ب» برای دید بهتر جهت جغرافیایی عوض شده است و ارتفاعات اغراق آمیز نشان داده شده اند.



شکل ۳: نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و نواحی اطراف آن

یکی از راه‌های تشخیص مخروط افکنه‌ها از دشت‌های آبرفتی، بررسی نوع نهشته‌های به جا مانده است. اکثر پژوهشگران نهشته‌های مخروط افکنه ای را مترادف با کنگلومرا می‌دانند و از نظر آنان نهشته‌های دشت آبرفتی همدریف با مخلوطی از ماسه سنگ، سیلتستون و مادستون است. این نوع تقسیم بندی مورد قبول اکثر رسوب‌شناسان نیز هست

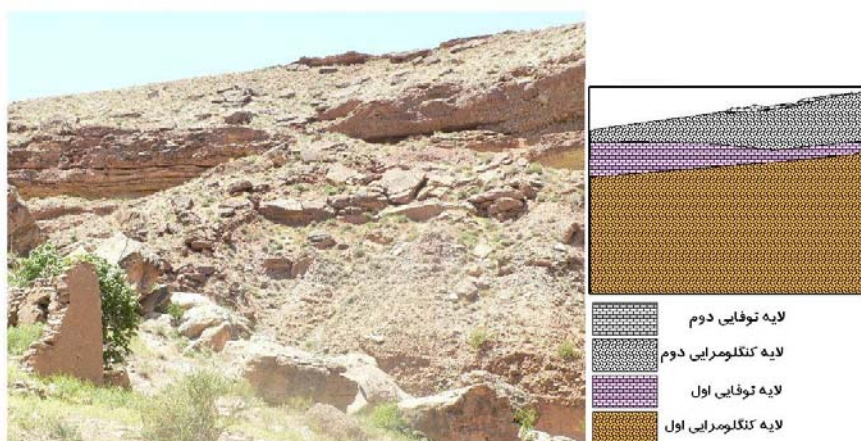
(Nilson, 1994: 51). رسوبات سازنده دشت پرسیان بیشتر از دسته اول هستند (شکل ۴) بنابراین، می‌توان کنگلومراهای ساختمان زیرین این دشت را به حاکمیت یک سیستم مخروط افکنه‌ای نسبت داد. توده‌ای بودن این نهشته‌ها و عدم لایه بندی مشخص در آنها بیانگر این است که این نهشته‌ها از طریق ساز و کار روانه‌های خرده سنگی به جا مانده‌اند.



شکل ۴: نهشته‌های کنگلومرای پایین دست مخروط افکنه پرسیان، به لایه توفایی واقع در سطح نهشته‌ها توجه شود.

وجود نهشته‌های توفایی در بخش پایانی دشت پرسیان (شکل ۳) و نبود این نهشته‌ها در بقیه قسمت‌های پهنه پایکوهی شمال کوه کیامکی، نشان‌دهنده این است که این نهشته‌ها و به جا گذاری آنها بخشی از سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان هستند. به عبارت دیگر، می‌توان گفت که تشکیل توفاهای محل مورد مطالعه با تشکیل مخروط افکنه پرسیان در منطقه گره خورده است. این نهشته‌ها که در ادبیات ژئومورفولوژی به نهشته‌های توفایی مخروط افکنه‌ای معروفند (Ford and Pedley, 1996: 154)، در پایین

دست مخروط افکنه پرسیان به شکل متناوب، با نهشته‌های کنگلومرایی مخروط افکنه‌ای قرار گرفته اند (شکل ۵).



شکل ۵: تناوب لایه‌های کنگلومرایی و توفایی در ساختمان مخروط افکنه پرسیان

علاوه بر ویژگی‌های بالا، برخورداری از ویژگی‌های مورفولوژیک یک مخروط افکنه از نظر شکل ظاهری، نیمرخ طولی، نیمرخ عرضی، وضعیت بریدگی‌های سطح مخروط افکنه‌ای، تشکیل خندق‌های فرسایشی، چندبخشی شدگی، و ساختمان، همگی بر وجود محیطی مخروط افکنه‌ای در محل دشت پرسیان دلالت دارند. وجود چشمه‌های متعدد فصلی و چشمه‌ای دائمی به نام آسیاب خرابه در پایین دشت (شکل ۱) و ماهیت توفازایی آنها نیز تأییدی بر استقرار چنین واحد ژئومورفولوژیکی بر روی تشکیلات فلیشی منطقه است. روابط ژئوهیدرولوژیک موجود بین مخروط افکنه و رسوبات فلیشی زیرین، محیطی حساس را در منطقه ایجاد کرده که حفظ و بهره‌برداری از آن نیازمند شناخت این روابط است.

ب) سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان

سیستم‌های مخروط افکنه‌ای از سه بخش اصلی تشکیل شده‌اند: حوضه آبریز، آبراهه تغذیه کننده و خود مخروط افکنه (Lafortune, 2006: 378). مخروط افکنه پرسیان با

وسعتی حدود ۶/۴۴ کیلومتر مربع، مخروط افکنه ای پایکوهی است که در جبهه کوهستانی کوه کیامکی تشکیل شده و به وسیله حوضه آبریز کلزیر (Kalazir) که از دامنه‌های شمالی کوه کیامکی جاری است، تغذیه می‌شود (شکل ۱). دامنه تغییرات ارتفاعی این حوضه از ۱۵۰۰ متر در رأس مخروط افکنه تا ۳۴۱۴ متر در بلندترین قله کوه کیامکی است. ساختار یک دست لیتولوژیک حوضه تغذیه کننده از ویژگی‌های منحصر به فرد آن است (شکل ۳).

سنگ بستر این حوضه در همه سطوح آن از داسیت‌های گنبد آتشفشانی مربوط به دوره الیگوسن (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۵) تشکیل یافته است. سنگ‌های داسیتی سازنده این گنبد آتشفشانی، دارای بافت پورفیری در یک زمینه میکروگرانولر هستند و فلدسپات، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن، از جمله پورفیرهای موجود در این سنگ‌ها هستند (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۵). در امتداد دره کلزیر، نگارنده مقاله شاهد استقرار سنگ‌های داسیتی توده نفوذی کیامکی بر روی رخساره‌های متعددی از سنگ‌های آهکی، از قبیل: شیلی، میکرایتی، ماسه‌ای و مارنی بود. وجود این تشکیلات در زیر سازند آذرین منطقه و برونزد آن در کف دره‌های حوضه آبریز، از جمله نکات درخور توجه در برقراری سیستم توفازایی منطقه است.

حوضه آبریز کلزیر با وسعت ۶/۲۹ کیلومتر مربع، حوضه ای رو به شمال است و آبراهه اصلی آن که رودخانه‌ای فصلی است و در جهت جنوب به شمال و داخل دره‌ای تنگ و نامتقارن جریان دارد. شیب دامنه‌ها در همه بخش‌های حوضه بیش از ۴۵ درصد است. این حوضه، بخشی از محدوده حفاظت شده حیات وحش کیامکی است و به همین دلیل و با توجه به ویژگی‌های توپوگرافی ذکر شده، می‌توان این حوضه را نسبت به حوضه‌های دیگر منطقه دست نخورده و بکر تلقی نمود. همین مسأله موجب می‌شود تا مطالعه ژئومورفولوژیک منطقه در بستری طبیعی و به دور از تبعات دستکاری‌های انسان صورت گیرد.

مخروط افکنه دیرینه پرسیان - که امروزه خود بخشی از سیستم رودخانه‌ای رودخانه آسیاب خرابه است- در حدفاصل خروجی حوضه آبریز و چشمه آسیاب خرابه از یک سو و دره رودخانه آسیاب خرابه و کوه «عاشیخ سرتین» از سوی دیگر واقع شده است (شکل ۲). این مخروط افکنه اکنون ویژگی‌های یک پدیمت را دارد و سطح آن به وسیله آبراهه‌های محلی بریده شده است. به عبارت دیگر، این مخروط افکنه امروزه بخشی از حوضه آبریز آسیاب خرابه محسوب می‌شود که در پایان به رودخانه ارس می‌ریزد. آنچه مسلم است، این است که سطح این مخروط افکنه از هزاران سال قبل مورد استفاده انسان بوده است. وجود سازه‌های سنگی بر روی هم چیده شده بدون استفاده از هرگونه سیمان بر روی جای جای مخروط افکنه، شاهدی بر این امر است.

روش تحقیق

یافته‌های ژئومورفولوژیک در پژوهش‌های مربوط به اقلیم‌های دیرینه و فرآیندهای 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 ژئومورفیک-رسوب‌شناختی، حتی در پژوهش‌های بسیار دقیق لایه نگاری از جایگاه ویژه‌ای برخوردارند (Dearing et al., 2001:47). در این میان، تمرکز فزاینده پژوهش‌های ژئومورفولوژیک به سمت تغییرات اقلیمی هولوسن در سال‌های اخیر درخور توجه است (Knox, 2000 ; Faust et al., 2004: 1757). بر این اساس، شناسایی ویژگی‌هایی از مخروط افکنه‌ها که می‌توانند به عنوان شواهدی از تغییرات اقلیمی تلقی شوند، از طریق مشاهدات میدانی در اولویت قرار گرفت. این ویژگی‌ها و مبانی نظری آنها عبارتند از:

۱- فازهای انباشتی و کاوشی

مطالعات بسیار دقیق نواحی خشک و نیمه خشک در مورد تشکیل آبکندها و وجود آثار دوره‌هایی از بریدگی و پرشدگی در آنها نشان می‌دهد که تغییرات اقلیمی سرآغازی

بر ایجاد این آبکندها بوده است (McFadden & McAuliffe, 1997: 305). عوامل اقلیمی بر تدارک آب و رسوب از نواحی کوهستانی مؤثرند. وقوع انباشتگی یا کاوش بر روی مخروط افکنه‌ها به قدرت رودخانه در آبراهه تغذیه کننده بستگی دارد که خود تابعی از حجم و مقدار آب، اصطکاک بستر و رسوب تدارک شده است. تغییرات اقلیمی با تغییراتی که در این مقادیر ایجاد می‌کنند، دینامیک مخروط افکنه‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهند. انباشتگی سطح مخروط افکنه‌ها در کوتاه‌تر 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 رودخانه‌ای متعاقب آن می‌تواند نتیجه تغییرات اقلیمی باشد (Klinger et al., 2003: 137). با این که برخی پژوهشگران، از جمله دورن (Dorn, 1996: 210) اعتقادی به تحلیل روابط بین فازهای انباشتی و کاوشی مخروط افکنه‌ها با تغییرات آب و هوایی ندارند، با این حال، بر برقراری این رابطه در هولوسن تأکید می‌کنند.

۲- روانه‌های خرده سنگی

مطالعات انجام شده در دهه‌های اخیر در خصوص جریان‌های واریزه، به عنوان یکی از فرآیندهای نهشته گذاری در تشکیل مخروط افکنه‌ها (Kostaschuk, 1986: 474) نشان داده‌اند که بین وقوع روانه‌های خرده سنگی و دو پدیده افزایش دما و تعداد بارش‌های شدید رابطه نزدیکی وجود دارد (Jomelli et al., 2004: 77; Kochel, 1990: 112). روانه‌های خرده سنگی اصولاً با بارندگی‌های سنگین (Garcia-ruiz et al., 1988: 17; Beaty, 1990: 79, 86; Blair and Mcpherson, 1994: 366, 1998: 800; Starkel et al., 2006: 32) و ذوب سریع برف (Boelhouwers et al, 2000: 25) مربوط

هستند.

۳- تغییرات در اندازه مواد

روند کاهش اندازه ذرات از اعماق به طرف سطح مخروط افکنه‌ها با مراحل از کاهش رسوب‌گذاری مربوط است. در مقابل، روند افزایشی اندازه ذرات از اعماق به طرف سطح مخروط افکنه‌ها با مراحل از افزایش رسوب‌گذاری در ارتباط است (Luzón, 2005: 19).

۴- تشکیل توفها

توفها، یکی از بهترین شواهد برای ارزیابی تغییرات اقلیمی هستند، زیرا تشکیل آنها بسیار سریعتر از زغال سنگ و نهشته‌های دریاچه‌ای صورت می‌گیرد. بنابراین، توفها این قابلیت را دارند تا امکان ارزیابی تغییرات اقلیمی کوتاه مدت هولوسن را فراهم آورند (Ford & Pedley, 1996: 167).

اکثر پژوهشگران بر ارتباط دوره‌های تشکیل توفها با تغییرات اقلیمی تأکید دارند (Viles, 2004: 1072) و وجود انقطاع و توالی در فرآیند نهشته‌گذاری توفها می‌تواند نشان‌دهنده تغییرات اقلیمی باشد (Ford & Pedley, 1996: 148, 157).

تشکیل نهشته‌های کربناتی در دوره‌های اقلیمی بین یخچالی و گرم سرعت یافته و در دوره‌های همزمان با دوره‌های یخچالی و سرد به حداقل رسیده یا متوقف شده است (Calderini et al., 1998: 109). در نواحی معتدل فازهای نهشته‌گذاری توفها با دوره‌های گرمتر و مرطوبتر بین یخچالی پلیستوسن منطبق است و این درحالی است که این پدیده در هولوسن به اوایل این دوره با ویژگی‌های اقلیمی بارش و دمای زیاد نسبت داده می‌شود (Ford & Pedley, 1996: 133; Elverhøi and Henrich, 2002: 396).

شرایط اقلیمی گذشته منطقه با استفاده از اطلاعات حاصل از پدیده‌های ژئومورفولوژیک موجود 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، به ویژه عرض‌های

میانی نیمکره شمالی باز سازی شده است. به دلیل دسترسی نداشتن به روش‌های سن یابی مطلق، ناچار به سن نسبی و تقدم و تأخر آنها نسبت به یکدیگر اکتفا شده است. چنانکه در بالا نیز ذکر شد، اساس این پژوهش مبتنی بر کارهای میدانی است. در کنار اطلاعات بدست آمده از مطالعات میدانی، داده‌های توپوگرافی از نقشه توپوگرافی ۵۰۰۰۰:۱، داده‌های زمین شناسی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، و برخی ویژگی‌های مورفولوژیک بزرگ مقیاس مخروط افکنه از تصاویر هوایی ۲۰۰۰۰:۱ سال ۱۳۴۵ استخراج شده است. در تهیه نقشه‌ها از نرم افزارهای GIS، استفاده گردیده است.

بحث

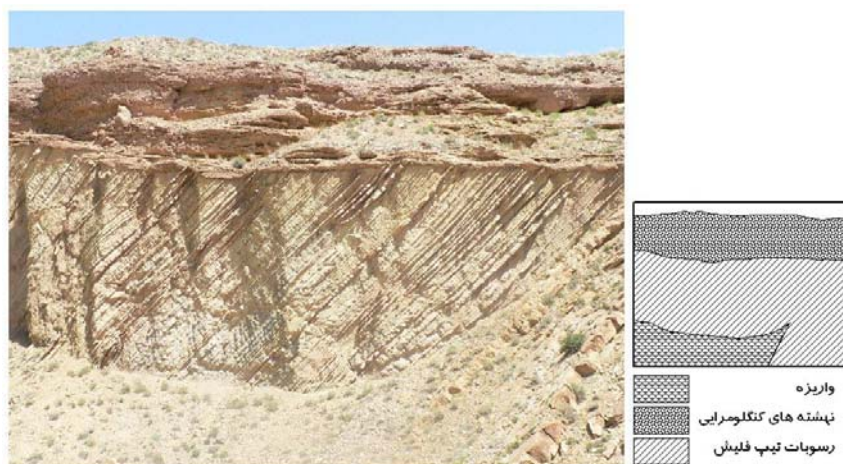
مخروط افکنه پرسیان در واقع، بخشی از حوضه رسوب گذاری شمال کوه کیامکی است که در طول دوره کواترنری به عنوان فضای رسوب گذاری^۱ (Mount and Twiss, 2005: 3) برای رودخانه‌های محلی عمل نموده است. نبود آثاری از رسوبات ترشیاری و اوایل پلیستوسن و آغاز رسوب گذاری در اواسط پلیستوسن، نشان‌دهنده تغییرات شدید محیطی منطقه در پلیستوسن زیرین است؛ به طوری که رسوبات قاره‌ای اواسط پلیستوسن به طور مستقیم و به صورت دگرشیب بر روی رسوبات تیپ فلیش کرتاسه قرار گرفته‌اند (شکل ۶). مخروط افکنه پرسیان نیز از این قاعده مستثنا نیست و تکامل آن با تغییرات محیطی بالا رابطه‌ای تنگاتنگ دارد. به نظر می‌رسد مخروط افکنه مورد مطالعه، به هنگام فعالیت فرآیندهای انباشتی بر روی آن، با مخروط افکنه‌های مجاور واقع در غرب خود، در محل رودخانه فعلی آسیاب خرابه (شکل ۷) تلاقی داشته است و در واقع، این رودخانه نقش یک رودخانه بین مخروط افکنه‌ای را ایفا می‌کرده است.

انتقال فضای رسوب گذاری رودخانه‌ها به طرفین مخروط افکنه و شمال آن و متروکه شدن و بریده شدن سطح فضای گذشته (شکل ۸)، نیز خود نشان‌دهنده تغییرات قابل توجه محیطی در پلیستوسن بالایی و هولوسن است؛ به طوری که این تغییرات، پیوستگی لازم

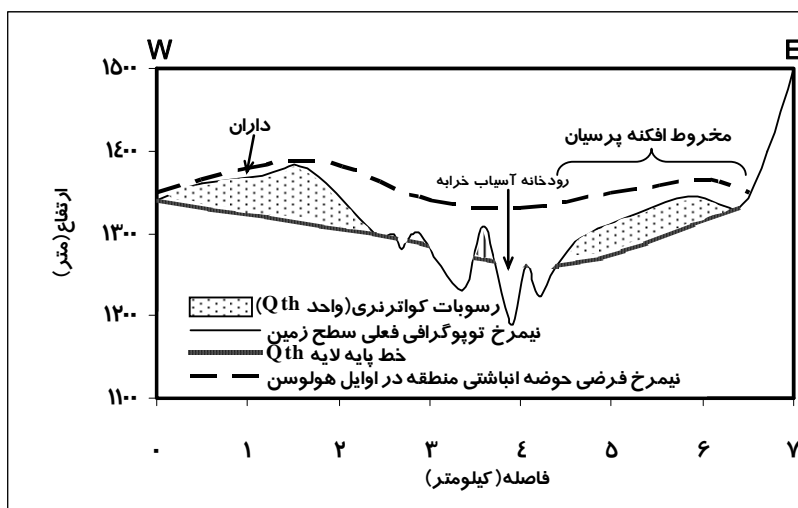
1- Accommodation space

واکنش سیستم‌های مخروط افکنه‌ای به تغییرات اقلیمی کوتاه‌ترنی ۱۶۵

در فضای رسوب‌گذاری را از بین برده است (شکل ۷). از سوی دیگر، ظهور برخی پدیده‌های مربوط با تغییرات اقلیمی، مثل نهشته‌های توفایی، تشدید روانه‌های خرده سنگی، و تغییرات رسوبی ساختمان مخروط افکنه، وقوع تغییرات بالا را تأیید می‌کنند.

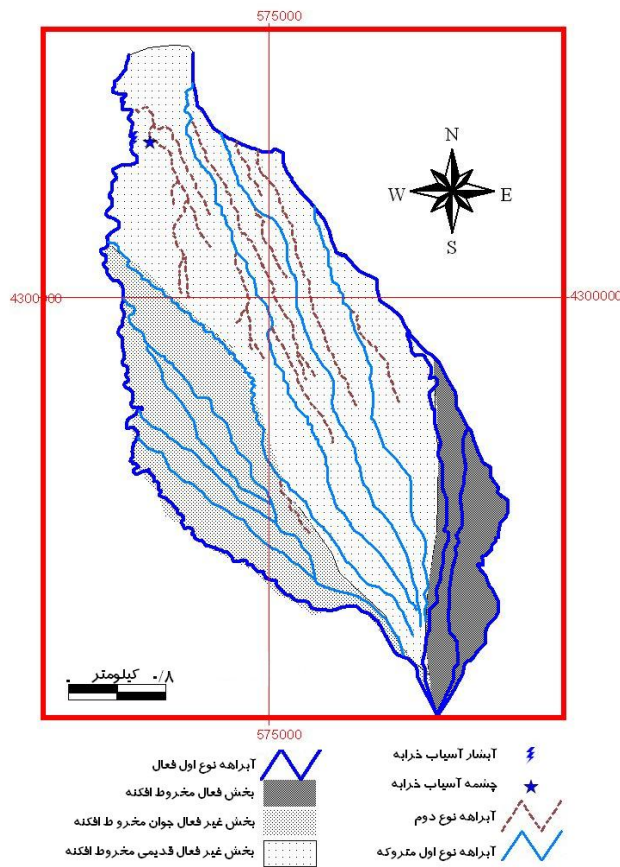


شکل ۶: استقرار لایه کنگلومرایی کوتاه‌ترنی بر روی رسوبات تپ فلیش



شکل ۷: مقطع زمین شناسی از وضعیت گذشته و حال منطقه

مخروط افکنه پرسیان، از جمله مخروط افکنه‌هایی است که مساحتش بیش از حوضه آبریز آن است و ضخامت نهشته‌ها در آن از ۵۰ متر تجاوز نمی‌کند (شکل ۷). این وضعیت، خود مؤید کنترل عوامل اقلیمی بر شکل‌گیری مخروط افکنه پرسیان است. مطالعات نشان داده است که ضخامت رسوبات بر جا گذاشته شده در مخروط افکنه‌های ایجاد شده بر اثر عوامل اقلیمی کم است، زیرا تشکیل این مخروط افکنه‌ها نتیجه افزایش بار رسوبی رودخانه‌ها بر اثر تغییرات اقلیمی است (Bull, 1997: 234).



شکل ۸: انواع آبراهه‌ها و بخش‌های مختلف مخروط افکنه پرسیان

اکنون آب‌های رودخانه کلزیر در مواقع عادی به طور مستقیم از طریق آبراهه اصلی به سمت آبراهه کناری شرقی مخروط افکنه هدایت و زهکشی می‌شود و به هنگام طغیان

بخش‌هایی از قسمت فعال مخروط افکنه به جریان می‌افتد. چنانکه در شکل ۸، دیده می‌شود، بخش اعظم مخروط افکنه پرسیان هم‌اکنون به شکل غیرفعال و متروکه است و آبراهه‌های نوع اول (آبراهه‌های منشعب از شاخه اصلی رودخانه) و نوع دوم (آبراهه‌های حاصل از تمرکز جریان‌های سطحی محلی) (مختاری، ۱۳۸۱ و ۱۳۸۲) به شکل دره‌های خشک در سطح آن دیده می‌شوند. وجود انواع آبراهه‌ها به عنوان نشانه‌ای از حاکمیت فازهای انباشتی و کاوشی را می‌توان یکی دیگر از شواهد تغییرات اقلیمی بر روی این مخروط افکنه دانست. در این میان، آبراهه‌های نوع دوم از اهمیت بیشتری برخوردارند، زیرا آبراهه‌های موقت بریده شده، یکی از شواهد مورد استفاده در تحلیل فرآیندهای رودخانه‌ای و بازسازی چشم انداز هستند (Tucker et al., 2006: 959).

بررسی مقاطع مختلف ساختمان مخروط افکنه در بخش‌های مختلف آن و حتی در قسمت‌های پایانی آن نشان می‌دهد که نوع فرآیند نهشته گذاری (kostaschuk et al., 1986) در مخروط افکنه پرسیان به طور عمده از طریق ساز و کار روانه‌های خرده سنگی بوده است. وجود چنین وضعیتی، نشان‌دهنده این است که در دوره فعالیت بخش‌های غیرفعال فعلی مخروط افکنه (شکل ۸) در گذشته، تعداد بارش‌های سنگین زیاد بوده و احتمالاً دما نیز بالاتر بوده است. البته، شایان ذکر است که هم‌اکنون نهشته گذاری در بخش فعال فعلی مخروط افکنه نیز از طریق همین ساز و کار انجام می‌گیرد و آثار به جا مانده از سیلاب‌های گذشته در محل نیز گویای آن است (شکل ۹)، ولی نکته درخور تأمل این است که زبانه روانه‌های فعلی فقط تا فاصله ۱۷۰۰ تا ۲ کیلومتری رأس مخروط افکنه پیشروی می‌کنند، در حالی که این پیشروی در گذشته با در نظر گرفتن انتهای فعلی مخروط افکنه پرسیان، تا فاصله ۶ کیلومتری بوده است. اندازه و انبوهی مواد (شکل ۴) در انتهای مخروط افکنه نیز خود گویای قدرت و شدت جریان‌ها در منطقه است که به هیچ وجه قابل قیاس با ویژگی‌های مواد نهشته شده از طریق روانه‌های خرده سنگی امروزی نیست. این پدیده را شاید بتوان با حاکمیت دوره‌های بارانی در دوره‌های یخچالی (جداری عیوضی، ۱۳۷۴: ۷۱) مربوط دانست، زیرا در صورت قبول دوره‌های سرد، حتی

تدارک زیاد رسوب از حوضه آبریزی مثل «کله زیر» در نتیجه افزایش فعالیت ذوب و یخبندان، انتقال انبوه مواد به شکل روانه‌های خرده سنگی تا این فاصله از رأس مخروط افکنه، دور از واقعیت می‌نماید.

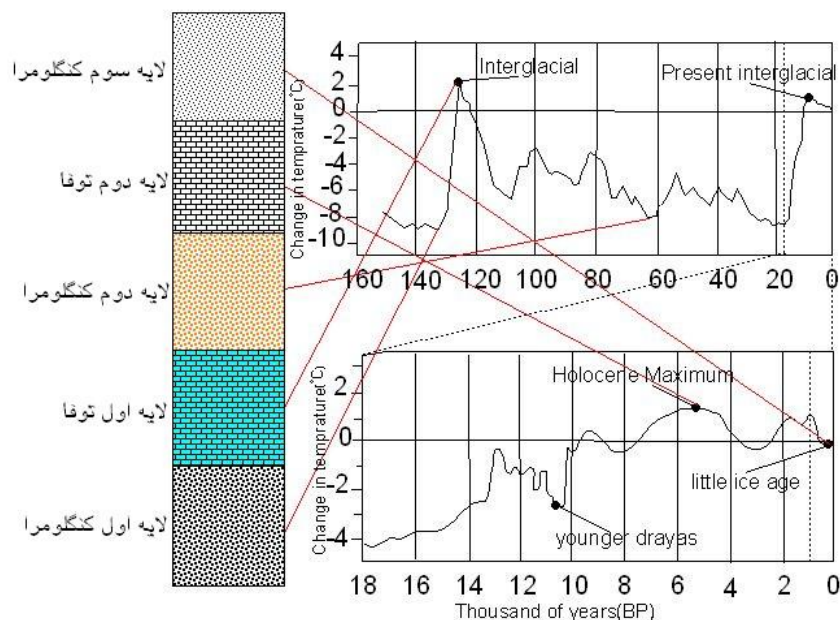
وجود دو لایه توفایی در لابه لای نهشته‌های کنگلومرایی پایین دست مخروط افکنه، نشان‌دهنده وجود آثار لاقط چهار فاز اقلیمی در کواترنری است (شکل ۵). علاوه بر این، چنانکه قبلاً نیز ذکر شد، وجود انقطاع و توالی در فرآیند نهشته گذاری توفاهای خود می‌تواند نشانه‌ای از تغییرات اقلیمی باشد. به این ترتیب، اگر نظر صاحب‌نظران در مورد رابطه ویژگی‌های اقلیمی و تشکیل توفاهای را که در بحث روش تحقیق به آنها اشاره شد، بپذیریم، می‌توانیم با پیگیری منحنی تغییرات اقلیمی کواترنری (شکل ۱۰)، تقویم نهشته گذاری در روی مخروط افکنه را تنظیم کنیم.

همان‌طور که شکل ۵، نشان می‌دهد در پایین دست مخروط افکنه پرسیان تشکیلات کواترنری در قالب یک لایه متشکل از عناصر ریز و درشت منفصل، دو لایه کنگلومرایی و دو لایه توفایی که به تناوب از سطح به عمق بر روی همدیگر قرار گرفته‌اند، دیده می‌شوند. عناصر منفصل سطح مخروط افکنه، بیانگر ادامه نهشته گذاری توسط جریان‌های سطحی در سطح مخروط افکنه در هولوسن میانی است که به احتمال زیاد با دوره‌های سرد اواسط و اواخر هولوسن و به ویژه با دوره کوچک یخبندان (Calkin, 2002: 45; Kariya, 2005:74; Grove, 2007: 2) همزمان بوده است. مطالعات میدانی نشان می‌دهد که وقوع روانه‌های خرده سنگی در این دوره با شدت ادامه داشته است، ولی به دلیل قدرت کم جریان‌ها، قسمت اعظم بار این روانه در بالادست مخروط افکنه برجای مانده‌اند که امروزه به شکل زبانه‌هایی بلند متشکل از قطعه سنگ‌های با قطر بیش از ۴۰ سانتی متر در سطح این بخش از مخروط افکنه دیده می‌شوند (شکل ۹ الف).



شکل ۹: الف) زبانه‌های روانه خرده سنگی قدیمی و جدید (سال ۱۳۸۴) بر روی مخروط افکنه پرسیان، و ب) نمایی نزدیک از زبانه روانه خرده سنگی جدید

بر اساس منحنی تغییرات دمایی (شکل ۱۰) و شیوه استقرار توالی لایه‌های کنگلومرا و تופا، تشکیل لایه بالایی تופا که ضخامت کمتری نسبت به لایه زیرین دارد، با دوره افزایش سریع دمایی اوایل هولوسن (Allen, 1997: 77; Bogaart, 2003:2; Magny et al., 2006: 414; Mudie et al., 2007:17; Baker & Simms, 1998: 359; Calderini et al., 1998: 109) همراه بوده است که با کاهش دما در اواسط هولوسن، تشکیل آن نیز همانند موارد مشابه در سایر نقاط دنیا (Baker & Simms, 1998: 359; Calderini et al., 1998: 109) کاهش یافته و در منطقه مورد مطالعه تنها به چشمه و آبشار آسیاب خرابه محدود شده است (شکل ۸).



شکل ۱۰: تطبیق لایه‌های تشکیل دهنده مخروط افکنه با تقویم تغییرات اقلیمی (Siegert, 2001: 2).

نظر اکثر پژوهشگران این است که تشکیل توفایا در شرایط گرم و مرطوب انجام می‌پذیرد (Ford & Pedley, 1996: 130; Andreo et al., 1999: 748). وجود چنین وضعیتی با توجه به تغییرات جزئی اقلیمی اوایل هولوسن نسبت به امروز (حدود ± 2 درجه سانتی‌گراد در دما و ± 10 تا ± 20 درصد در بارش (Lamb, 1977: 305)) نمی‌تواند افزایش تشکیل توفایا را در منطقه توجیه کند، بنابراین باید نقش آب‌های زیرزمینی و بالا بودن سطح این آب‌ها (Ford and Pedley, 1996: 158) در این دوره را، از عوامل مؤثر در افزایش نهشته گذاری توفایا در منطقه دانست. گستردگی نهشته‌ها و وجود آثاری از چشمه‌های متعدد و به ویژه تشکیل تپه‌ای توفایی به ارتفاع ۶۵ متر به نام «آزای تپه» در پایین دست مخروط افکنه، مؤید این مسأله است.

لایه کنگلومرایی زیر لایه توفایی دوم که ضخامت آن در پایین دست مخروط افکنه بیش از ۲۰ متر است، با دوره‌های سرد و بارانی همزمان با آخرین دوره یخچالی منطبق است. مقطع موجود از این لایه کنگلومرایی خود حاوی آثاری از تغییرات اندازه مواد از

پایین به بالا است؛ به طوری که اندازه مواد در آن از پایین به بالا رو به افزایش است و در زیر لایه توفایی به حداکثر خود می‌رسد. این حداکثر در اندازه مواد به نظر نگارنده، احتمالاً با کاهش ناگهانی دما در دوره‌ای قبل از آغاز دوره گرم هولوسن (شکل ۱۰) که به دوره «یانگر درایاس»^۲ معروف است (Siegert, 2001:2; Calkin, 2002: 32; Lie and Paasche, 2006: 404) همزمان بوده است.

لایه توفایی زیرین که مطابق برآوردهای سن نسبی متعلق به دوره بین یخچالی قبل از ورم است، ضخامت زیادی نسبت به لایه توفایی بالا دارد. علت آن هم چیزی جز شرایط محیطی حاکم بر آن زمان نیست. در آن زمان ضخامت نهشته‌های مخروط افکنه‌ای بسیار کمتر از امروز بوده است، ولی وجود دره‌های پر شده از نهشته‌های آواری در داخل حوضه، همانند آنچه که امروزه در دو دره بزرگ منطقه به نام‌های مرزه دره و خورخور دیده می‌شود، امکان نفوذ آب‌های سطحی را در رسوبات آهکی سازنده سنگ زیربنای سنگ‌های آذرین توده نفوذی کیامکی فراهم می‌آورد، بنابراین، با توجه به نقشی که به آب‌های زیرزمینی از نظر تشکیل نهشته‌های توفایی داده می‌شود، ضخامت زیاد و وسعت گستره نهشته‌های لایه اول توفایی قابل توجیه است.

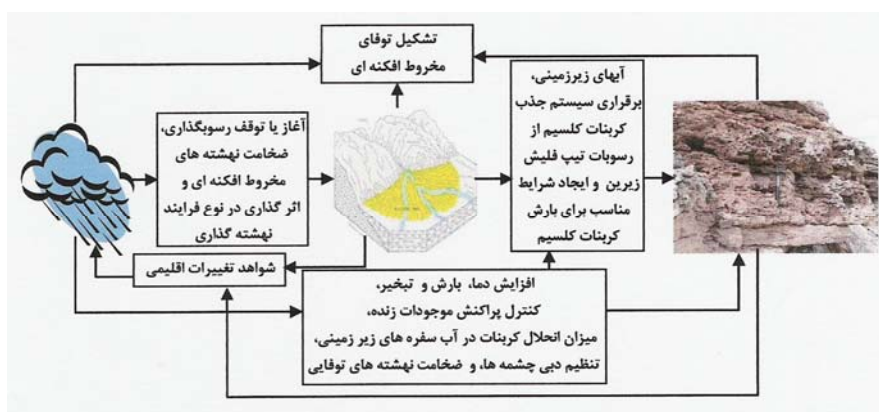
پایین‌ترین لایه ساختمان مخروط افکنه پرسیان که در مقاطع موجود در دره‌های پایین دست مخروط افکنه قابل ردگیری است، لایه کنگلومرایی است که در زیر لایه دوم توفای و بر روی رسوبات تیپ فلیش جای گرفته است. این نهشته‌ها، قدیمیترین رسوبات کواترنری در منطقه هستند که به احتمال زیاد تشکیل آنها به دوره‌های قبل از دوره بین یخچالی بین وورم و ریس (سانگامونین)^۳ بر می‌گردد.

آنچه در مورد منطقه مورد مطالعه جلب توجه می‌کند، تعاملی است که بین سه پدیده مخروط افکنه، اقلیم و نهشته‌های توفایی وجود داشته است (شکل ۱۱). هم‌اکنون مخروط افکنه پرسیان به عنوان نقطه تمرکز این تعامل، مهمترین نقش را در حفظ چشم انداز

2 - Younger dryas

3 - Sangamonian

منطقه ایفا می کند و ادامه تشکیل توفاهای که امروزه مناظر بدیعی، همچون آبشار آسیاب خرابه را فراهم آورده است، به مدیریت درست این تعامل، بویژه تعامل بین مخروط افکنه و شبکه توفازایی آسیاب خرابه بستگی دارد.



شکل ۱۱: روابط بین اقلیم، مخروط افکنه و تشکیلات توفایی در دشت پرسیان

نتیجه گیری

مطالعات انجام شده در طی این تحقیق بر روی سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان به عنوان بخشی از شبکه رودخانه‌ای آسیاب خرابه، نشان می دهد که:

- وجود نهشته‌های کنگلومرایی، نوع فرآیند نهشته گذاری (روانه‌های خرده سنگی)، تشکیل نهشته‌های توفایی مخروط افکنه‌ای و برخورداری از ویژگی‌های مورفولوژیک مخروط افکنه‌ها نشان می دهند که دشت پرسیان در واقع، یک مخروط افکنه است ولی بیش از ۹۰ درصد سطح آن هم‌اکنون غیر فعال است.
- برخورداری از لیتولوژی همسان در کل حوضه آبریز، زیاد بودن مساحت مخروط افکنه نسبت به حوضه آبریز مربوطه، برقراری سیستم چرخه کربن، و آرامش تکتونیکی حداقل در کواترنر از ویژگی‌های منحصر به فرد سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان است.
- عدم آثار حرکات تکتونیکی و ویژگی‌های مورفولوژیک مخروط افکنه نشان‌دهنده تأثیرپذیری تکامل مخروط افکنه از تغییرات اقلیمی کواترنری است. زیاد بودن مساحت

واکنش سیستم‌های مخروط افکنه‌ای به تغییرات اقلیمی کواترنری ۱۷۳

مخروط افکنه پرسیان نسبت به حوضه آبریز مربوطه، کمی ضخامت نهشته‌های مخروط افکنه‌ای، و وجود انواع آبراهه‌ها به عنوان نشانه‌ای از حاکمیت فازهای کاوشی و انباشتی مؤید کنترل عوامل اقلیمی بر شکل‌گیری مخروط افکنه پرسیان است.

- استقرار نهشته‌های کنگلومرای پلیستوسن میانی به شکل دگرشیب بر روی رسوبات تیپ فلیش کرتاسه بیانگر این است که فاز نهشته‌گذاری کواترنری در مخروط افکنه پرسیان و در واقع تشکیل مخروط افکنه از این دوره آغاز شده است.

- جابجایی فضای رسوب‌گذاری رودخانه‌ها در سطح مخروط افکنه و متروکه شدن و بریده شدن سطوح قدیمی نشان‌دهنده تغییرات قابل توجه محیطی در پلیستوسن بالایی و هولوسن است؛ به طوری که این تغییرات، پیوستگی لازم در فضای رسوب‌گذاری را از بین برده است. از سوی دیگر، ظهور برخی پدیده‌های مربوط به تغییرات اقلیمی مثل نهشته‌های توفایی، تشدید روانه‌های خرده سنگی، و تغییرات رسوبی ساختمان مخروط افکنه، وقوع تغییرات بالا را در منطقه مورد مطالعه، تأیید می‌کنند.

- نوع فرآیند نهشته‌گذاری در تمام طول مدت سیر تکاملی مخروط افکنه، حتی در حال حاضر، روانه‌های خرده سنگی بوده است. افزایش وقوع این روانه‌ها و تشدید فعالیت آنها با دوره‌های اقلیمی با ویژگی فراوانی بارش‌های سنگین، همزمان بوده است. به نظر نگارنده، وجود نشانه‌های روانه‌هایی با قدرت و شدت زیاد در ساختمان مخروط افکنه به یاد آورنده حاکمیت دوره‌های بارانی در منطقه مورد مطالعه، همزمان با دوره یخچالی و سرد کواترنری است.

- توفاهای موجود در منطقه جزو توفاهای مخروط افکنه‌ای معرفی می‌شوند.

- تشکیل توفای مخروط افکنه‌ای و در تناوب قرار گرفتن آن با نهشته‌های کنگلومرای، نتیجه تغییرات اقلیمی کواترنری بوده است؛ به طوری که می‌توان مراحل تشکیل هریک از لایه‌های موجود را در تطبیق با دوره‌های گرم و سرد و بارانی بازسازی کرد. در این بازسازی، تشکیل لایه‌های کنگلومرای به دوره‌های سرد و بارانی و لایه‌های توفایی به دوره‌های گرم نسبت داده می‌شود.

- آب‌های زیرزمینی، مهمترین نقش را در ایجاد توفان و برقراری چرخه کربن در منطقه داشته‌اند.

- افزایش ناگهانی اندازه عناصر کنگلومرایی در قسمت‌های بالاتر لایه کنگلومرایی دوم (همزمان با آخرین دوره یخچالی پلیستوسن) به احتمال زیاد با زیر دوره کاهش دمایی شدید به نام «یانگر درایاس» همزمان بوده است.

- تعامل تنگاتنگی بین اقلیم، مخروط افکنه و نهشته‌های توفایی وجود دارد. این تعامل، تضمین کننده حیات شبکه مخروط افکنه‌ای پرسیان است. بنابراین، هرگونه برنامه‌ریزی به منظور توسعه منطقه بدون توجه به ابعاد این تعامل بی نتیجه بوده، ممکن است به تخریب اکوسیستم منطقه منجر شود.

منابع

- ۱- جداری عیوضی، جمشید. (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور.
- ۲- دلال اوغلی، علی. (۱۳۸۱). «پژوهش در سیستم‌های مورفوزن در دامنه شمالی سبلان و شکل‌گیری دشت انباشتی مشکین شهر»، پایان‌نامه دوره دکتری. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.
- ۳- رامشت، محمد حسین و شوشتری، ن. (۱۳۸۳). «آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۷۳.
- ۴- سازمان زمین‌شناسی کشور. (۱۳۷۵). نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا.
- ۵- علیجانی، بهلول. (۱۳۷۴). آب و هوای ایران. انتشارات پیام نور.
- ۶- مختاری، داود. (۱۳۸۱). «عوامل مؤثر در گسترش و تکامل مخروط افکنه‌های کوتاه‌تری در دامنه شمالی میشو داغ (آذربایجان- ایران) و ارزیابی توان‌های محیطی آن»، پایان‌نامه دوره دکتری. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.
- ۷- _____ (۱۳۸۲). «پژوهشی در تکامل شبکه‌های آبراهه‌ای مخروط افکنه‌های کوتاه‌تری دامنه شمالی میشو داغ»، فضای جغرافیایی، شماره ۹.
- ۸- _____ (۱۳۸۳). «ژئومورفولوژی و تغییرات آب و هوایی هولوسن در کوه گچی قلعه‌سی و دامنه‌های مجاور آن (شمالغرب ایران)»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۹.
- ۹- مقیمی، ابراهیم. (۱۳۷۸). «مطالعه تطبیقی تغییرات اقلیمی با تغییرات ژئومورفولوژی معاصر، مورد ایران»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۷، صص ۷۵-۸۷.

واکنش سیستم‌های مخروط افکنه‌ای به تغییرات اقلیمی کواترنری ۱۷۵

۱۰- مهرشاهی، داریوش. (۱۳۸۰). «تشخیص تغییرات اقلیمی اواخر دوران چهارم در ایران از طریق اطلاعات حاصل از مطالعه دریاچه‌ها: یافته‌ها و نظریات جدید و پیچیدگی‌های تفسیر شواهد موجود»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۶۳ و ۶۴، صص ۱۳۳-۱۴۸.

۱۱- _____ (۱۳۸۰). «آشنایی با پژوهش‌های دیرینه محیطی کواترنر در دریاچه زریوار کردستان». رشد آموزش جغرافیا، شماره ۵۷، صص ۴-۸.

- 12- Allen, A., 1997. Earth surface processes. Blachwell science. 404 pp.
- 13- Andrea, B., Martin-Martín, M., Martín-Algarab, A., 1999. Hydrochemistry of spring water associated with travertines. Example of the Sierra de la Alfaguara (Granada, southern Spain). *Earth & Planetary Sciences*, 328.745-750.
- 14- Baker, A., Simms, M. J., 1998. Active deposition of calcareous tufa in Wessex, UK, and its implications for the 'late-Holocene tufa decline'. *The Holocene*, Vol. 8, No. 3, 359-365.
- 15- Beaty, C.B., 1990, 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, p. 69-90.
- 16- Blair, T. C. and McPherson. J.G., 1994. Alluvial fan processes and forms. In: A.D.Abrahams and A.J.Parsons(eds.). *Geomorphology of desert environment*. Chapman & Hall. London.
- 17- Blair, T. C. and McPherson. J.G., 1998. Recent debris- flow processes and resultant form and facies of the dolomite alluvial fan, Owens valley, California. *Journal of sedimentary research*, 68, No 5, pp. 800-808.
- 18- Boelhouwers, J., Holness, S., Sumner, P., 2000. Geomorphological characteristics of small Debris flows on Junior's Kop, Martin island, Maritime antarctic. *Earth surface processes and landforms*, 25, pp. 341-352.
- 19- 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.
- 20- Bogaart, P.W., Van Balen, R.T., Kasse, C., and Vandenberghe, J., 2003. Process-based modelling of fluvial system response to rapid climate change II. Application to the River Maas (The Netherlands) during the Last Glacial-Interglacial Transition *Quaternary Science Reviews*, 22(20), 2097-2110.
- 21- Bull, W. B., 1997. Discontinuous ephemeral streams. *Geomorphology*, 19, pp. 227-276.
- 22- Calderini, G., Calderoni, G., Cavinato, G.P., Gliozzi, E. & Paccara, P., 1998. The upper Quaternary sedimentary sequence at the Rieti basin (Central Italy): a record of sedimentary response to environmental changes. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 140(1-4): 97-111, Amsterdam.
- 23- Calkin, P.E., 2002. Global glacial chronologies and causes of glaciation. In: J. Menzies(ed.). *Modern & past glacial environments*. *Plantae tree*, P.15-53.
- 24- Dearing, J.A., Livingstone, I.P., Bateman, M.D., White, K., 2001. 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, 43-56.
- 25- Dorn, R. I., 1996. 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*
- 26- Elverhøi, A., Henrich, R., 2002. Past Glaciomarine Environments. In: J. Menzies(ed.). *Modern & past glacial environments*. *Plantae tree*, P.391-415.
- 27- Faust, D.; Zielhofer, C.; Baena Escudero, R.; Diaz del Olmo, F., 2004. High-resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: climatic or human impact?. *Quaternary Science Reviews*, v. 23, iss. 16-17, p. 1757-1775.
- 28- Ford, T. D., Pedley, H. M., 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41 (3-4) pp. 117-175.

- 29- Garcia-Ruiz, J. M., Arnaez-Valdillo, J., Ortigosa-Izquierdo, L., Gomez-Villar, A., 1988. Debris flows subsequent to a forest fire in the Najerilla river valley(Iberian system, Spain). *Pirineos*, 131, pp. 3-24.
- 30- Grove, A. T., 2007. A brief consideration of climate forcing factors in view of the Holocene glacier record. *Global and Planetary Change*, ARTICLE IN PRESS.
- 31- Harvey, A.M., Silva, P.G., Mather, A.E, Goy, J.L., Stokes, M., ZaZo, C., 1999. The impact of quaternary sea-level and climatic change on Coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, Southeast Spain. *Geomorphology* 28. P. 1-22.
- 32- Jomelli, V., Pech, V. P., Chochillon, C., Brunstein, D., 2004. Geomorphic Variations of Debris Flows and Recent Climatic Change in the French Alps. *Climatic change*, 64, No. 1-2, 77-102.
- 33- Kariya, Y., 2005. Holocene landscape evolution of a nivation hollow on Gassan volcano, northern Japan. *Catena* 62, 57-76
- 34- Klinger, Y., Avouac, J.P., Bourles, D., Tisnerat, N., 2003. Alluvial deposition and lake-level fluctuations forced by Late Quaternary climate change: the Dead Sea case example. *Sedimentary Geology* 162 (2003) 119-139.
- 35- Knox, J.C., 2000. Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quaternary Science Reviews* 19, 439-457.
- 36- Kochel, R.C., 1990. Humid fans of the Appalachian Mountains. In: Rachocki, A.H., and Church, M. (eds.). *Alluvial Fans- A Field Approach*. Wiley, p. 109-130.
- 37- Kostaschuk, R.A., Macdonald, G.M., and Putnam, P.E., 1986. Depositional Process and alluvial fan-Drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada: *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 11, p. 471-484.
- 38- Lafortune, V., Filion, L., Héty, B., 2006. Impacts of Holocene climatic variations on alluvial fan activity below snowpatches in subarctic Québec. *Geomorphology* ,76, pp. 375-391.
- 39- Lamb, H., 1977. *Climate: present, past and future. Climatic history and the future*. Methuen, Vol. 2. 835 PP.
- 40- Lie, Ø., Paasche, Ø., 2006. How extreme was northern hemisphere seasonality during the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 25, 404-407.
- 41- Luzón, A., 2005. Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology* 177, 19-39.
- 42- 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., Vannière, 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.
- 43- McFadden, L. D., McAuliffe, J. R., 1997. Lithologically influenced geomorphic responses to Holocene Climatic changes in the Southern Colorado plateau, Arizona: A soil- geomorphic.
- 44- Mount, J. and Twiss, R., 2005. Subsidence, sea level rise, and seismicity in the Sacramento-San Joaquin delta. *San Francisco Estuary & Watershed Science*. Vol.3, Iss. 1. Article 5. 1-10.
- 45- 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.
- 46- Nilsen, T.H., 1994. *Alluvial fan deposits*. U.S. Geological Survey. Menlo Park.
- 47- Siegert, M. J., 2001. *Ice sheets and late quaternary environmental change*. Wiley & Sons, 231 pp.
- 48- Starkel, L., Soja, R., Michczyn'ska, D.J., 2006. Past hydrological events reflected in the Holocene history of Polish rivers. *Catena* 66, 24- 33.
- 49- Tucker, G. E., Arnold, L., Bras, R. L., Flores, H., Istanbuloglu, E., Sólyom, P., 2006. Headwater channel dynamics in semiarid rangelands, Colorado high plains, USA. *GSA Bulletin*; v. 118; no. 7-8; p. 959-974.
- 50- Viles, H. A., 2004. Tufa and travertine. In: A. S. Goudie. *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge pub. Vol.2, pp. 1071-1073.
- 51- White, k., Drake, N., Millington, A., Stokes, S., 1996. Constraining the timing of alluvial fan response to late quaternary climatic changes, Souterntunisia: *Geomorphology* 17.295-304