

پژوهشی در توفای مخروط افکنه‌ای پرسیان در شمال غرب ایران و کاهش روند تشکیل آن در هولوسن

داود مختاری: دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران*
فریبا کرمی: دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
مریم بیاتی خطیبی: دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

منطقه مورد مطالعه بخشی از سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان است که در دامنه شمالی کوه کیامکی قرار دارد. وجود نهشته‌های توفایی در پایین دست مخروط افکنه پرسیان، ارتباط آنها با سایر بخش‌های سیستم مخروط افکنه‌ای، سیستم توفازایی و روند کاهش به جاگذاری توفاهای مهم‌ترین مسایل مطرح در این پژوهش هستند. بررسی منابع، بازدیدهای میدانی و کنترل‌های زمینی امکان تعیین سن نسبی و تحلیل ساختار رخساره‌ای را فراهم آورد. بر اساس نتایج این پژوهش، ویژگی‌های نهشته‌های کربناتی منطقه، حاکی از ماهیت توفایی آنها است و نوعی پیوستگی بین تشکیل آنها و عملکرد سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان وجود دارد که نتیجه آن تشکیل توفای مخروط افکنه‌ای است. وجود توالی بین نهشته‌های توفایی و کنگلومراها در ساختمان مخروط افکنه و تفاوت در ضخامت و گستره لایه‌های توفایی از مشخصات بارز منطقه مورد مطالعه است. یافته‌های مقاله بر نقش آب‌های زیرزمینی در تشکیل توفای چشمه‌ای بودن محیط توفازایی در گذشته و تغییر آن به محیط آبخاری در اواخر هولوسن تأکید دارد. تطبیق فازهای نهشته گذاری در مخروط افکنه پرسیان با تقویم تغییرات اقلیمی کواترنری نشان داد روند تشکیل توفای هولوسن روندی کاهشی بوده که این مسأله نه تنها می‌تواند به محققان عرصه تغییرات اقلیمی گذشته کمک نماید بلکه، خبر از اضمحلال تدریجی این سیستم در منطقه دارد که عملکرد انسان در بهره‌برداری از بخش فعال آن بر سرعت این تخریب می‌افزاید.

واژه‌های کلیدی: توفای مخروط افکنه‌ای، سیستم توفازایی، هولوسن، مخروط افکنه پرسیان، شمال غرب ایران

۱- مقدمه

مخروط افکنه‌ای در ارتباط باشد. این نوع از توفاهای معمولاً در قسمت پائین دست مخروط افکنه‌ها شکل می‌گیرند. توفای مخروط افکنه‌ای برای اولین بار از طرف بالایس و کوهن (۱۹۸۱) (Ballais and Cohen, 1981) از مخروط افکنه‌های دامنه جنوبی کوهستان اور (Aures) در الجزایر گزارش شده است. در پژوهش حاضر فرض بر این است که چنین رابطه‌ای در منطقه مورد مطالعه وجود دارد بنابراین، بررسی ویژگی‌های

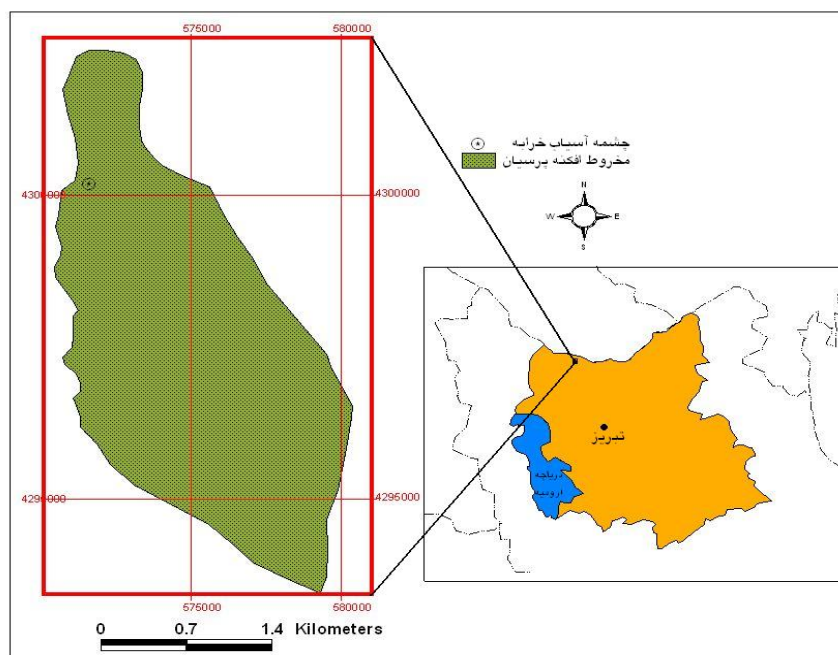
توفا شامل بخش بزرگی از نهشته‌های آهکی آبهای شیرین مربوط به اواخر کواترنری و معاصر است و امروزه در رژیمهای آب و هوایی مختلف از اقلیمهای سرد گرفته تا آب و هواهای نیمه خشک، تشکیل می‌شود (Ford and Pedley, 1996:117; Viles, 2004: 1071). توفای مخروط افکنه‌ای به نهشته‌های توفایی اطلاق می‌شود که تشکیل آنها به نوعی با سیستم

کاهش روند تشکیل این نهشته‌ها در پایین دست مخروط افکنه پرسیان (شکل ۱) همچون برخی دیگر از مناطق دنیا (Baker and Simms, 1998: 359) از جمله مسائلی است که می‌تواند به عنوان یکی از نتایج این تغییرات مورد مطالعه قرار گیرد.

یونسکو توفاه‌ها را به عنوان یکی از شاخص‌های زمینی (Geoindicator) آسیب پذیر شرایط محیطی و کیفیت آب‌های زیرزمینی معرفی کرده است (Fairchild and Jones, 2007:1). با توجه به این که چشمه آسیاب خرابه و در کل سیستم توفایی منطقه مورد مطالعه به عنوان زیستگاه برخی گونه‌های گیاهی آبری می‌باشد و از این حیث دارای قابلیت آسیب پذیری زیادی است بنابراین، مطالعه و شناسایی ابعاد مختلف محیطی منطقه برای حفاظت و نگاهداری آن ضروری است.

این نهشته‌ها در منطقه و روابط و وابستگی‌های آنها با سیستم مخروط افکنه‌ای از جمله اهداف مهم این پژوهش است.

نهشته‌های توفایی از جمله شواهدی هستند که امروزه برای ارزیابی تغییرات محیطی مورد استفاده قرار می‌گیرند. اکثر محققین بر ارتباط دوره‌های تشکیل توفاه‌ها با تغییرات اقلیمی تأکید دارند. در نواحی معتدل فازهای نهشته گذاری توفاه با دوره‌های گرم‌تر و مرطوب‌تر بین یخچالی پلیستوسن 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 توفاه در نواحی جنب حاره‌ای و نیمه خشک با دوره‌های مرطوب‌تر و بارانی سرد مصادف بوده است (Ford and Pedley, 1996:167).

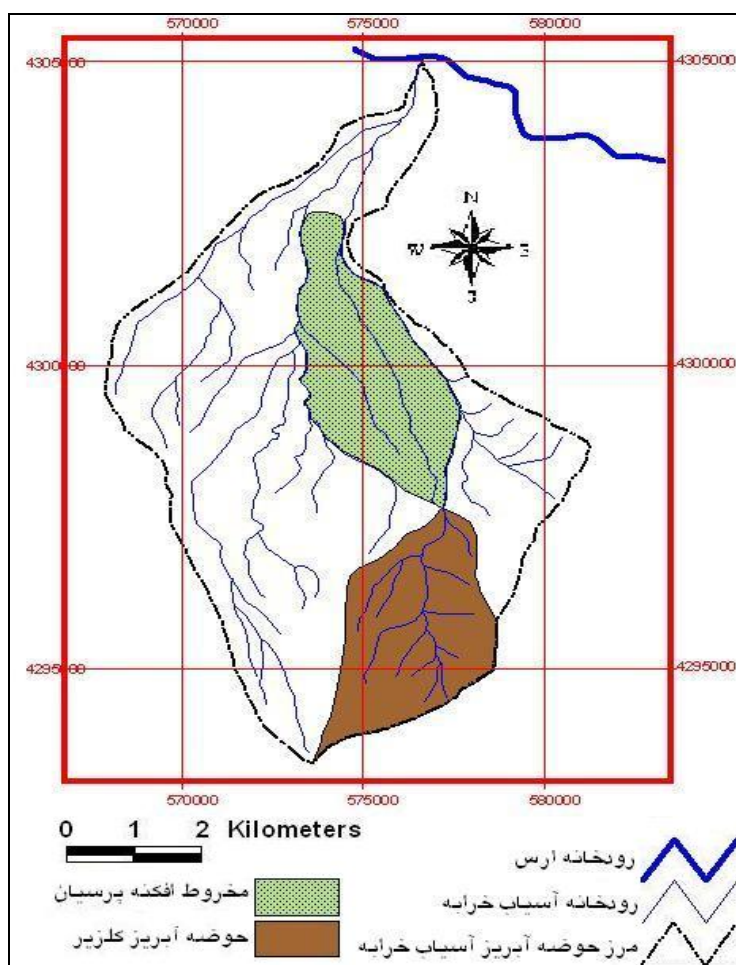


شکل ۱- موقعیت مخروط افکنه پرسیان

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از سیستم مخروط افکنه ای پرسیان است که به عنوان واحد توفایی در پائین دست سیستم واقع شده است. مخروط افکنه پرسیان با وسعتی معادل ۶/۴۴ کیلومتر مربع، مخروط افکنه‌ای پایکوهی است که در جبهه کوهستانی کوه کیامکی تشکیل شده و به وسیله رودخانه کلزیر (Kalazir) که از دامنه‌های شمالی کوه کیامکی جاری است، تغذیه می‌شود (شکل ۲). دامنه تغییرات ارتفاعی این حوضه از ۱۵۰۰ متر در رأس مخروط افکنه تا ۳۴۱۴ متر در بلندترین قله کوه کیامکی است. ساختار یک دست لیتولوژیکی حوضه تغذیه کننده از ویژگی‌های منحصر

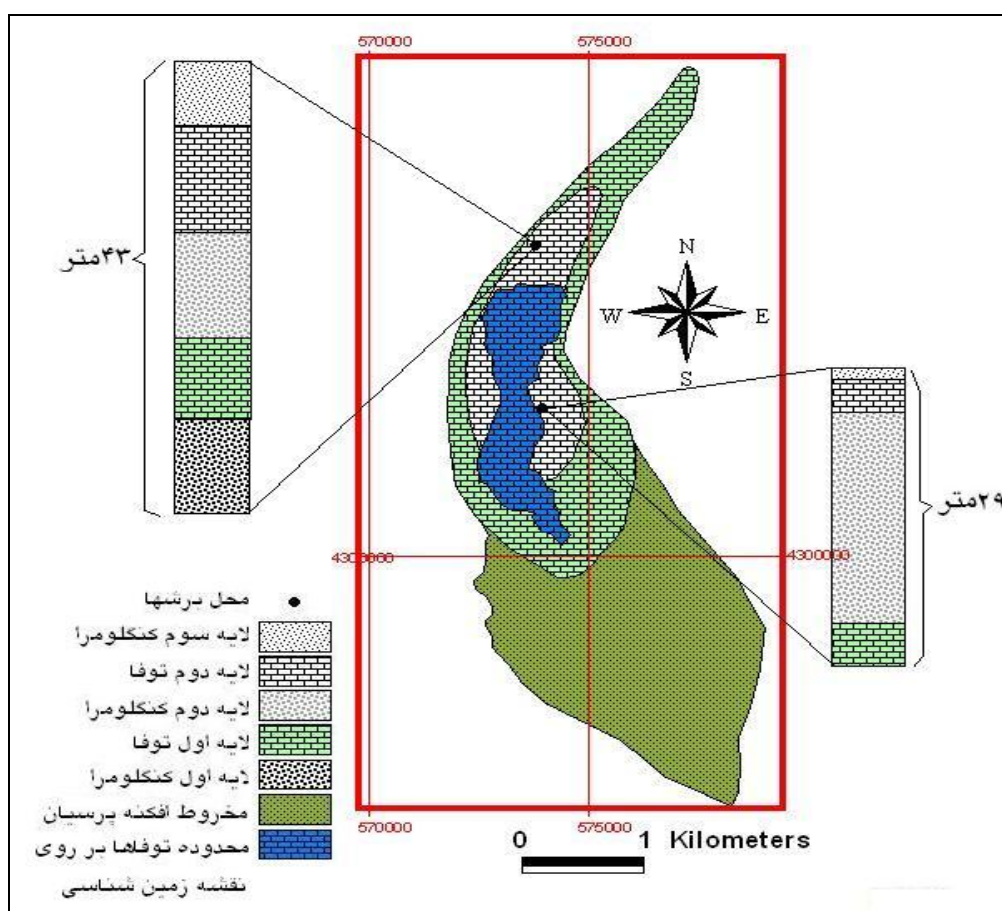
به فرد این سیستم است. سنگ بستر این حوضه در تمامی سطوح آن از داسیتهای گنبد آتشفشانی مربوط به دوره الیگوسن تشکیل یافته است و از اثرات فاز کوهزایی پیرنین به حساب می‌آید (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۵). با این که بر اساس همین منبع، خود این گنبدها خود شدیداً تحت تأثیر دگرسانی‌های هیدروترمالی واقع شده‌اند ولی، آثار این پدیده‌های هیدروترمالی لااقل در کوتاه‌تر در منطقه دیده نمی‌شود. از سوی دیگر، وجود چشمه توفازا و فعال آسیاب خرابه می‌تواند شواهدی بر چگونگی پیدایش نهشته‌های کربناتی منطقه باشد.



شکل ۲- موقعیت سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان در سیستم رودخانه‌ای آسیاب خرابه

توفایی مخروط افکنه‌ای معروفند، در پائین دست مخروط افکنه پرسیان به صورت متناوب با نهشته‌های کنگلومرایی مخروط افکنه‌ای قرار گرفته‌اند. وجود چشمه‌های متعدد فصلی و چشمه‌ای دائمی به نام آسیاب خرابه در پائین دست دشت (شکل ۱) و ماهیت توفازایی آنها نیز تأییدی بر استقرار چنین واحد ژئومورفولوژیکی بر روی تشکیلات فلیشی منطقه است. روابط ژئوهیدرولوژیکی موجود بین مخروط افکنه و رسوبات فلیشی زیرین محیطی حساس را در منطقه ایجاد کرده است که حفظ و بهره‌برداری از آن نیازمند شناخت این روابط است.

وجود نهشته‌های توفایی در بخش انتهایی دشت پرسیان (شکل ۳) و فقدان این نهشته‌ها در سایر قسمت‌های پهنه پایکوهی شمال کوه کیامکی نشان دهنده این است که این نهشته‌ها و بجا 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. وجود چنین پیوستگی (Harvey, 175: 2002) زمینه را برای ارزیابی چگونگی واکنش قسمت‌های مختلف سیستم به عوامل مختلف تغییرات محیطی از جمله تغییرات اقلیمی فراهم می‌کند. این نهشته‌ها که در ادبیات ژئومورفولوژی به نهشته‌های



شکل ۳- محدوده نهشته‌های توفایی در پایین دست مخروط افکنه پرسیان، لازم به یاد آوری است که تعیین محدوده لایه اول و دوم توفا بر اساس ردیابی این نهشته‌ها بر روی زمین و با استفاده از GPS صورت گرفته است.

یک سیستم مخروط افکنه‌ای از سه بخش اصلی حوضه آبریز، آبراهه تغذیه کننده و خود مخروط افکنه تشکیل می‌شود (Lafortune, 2006: 378). 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. مخروط افکنه دیرینه پرسیان که امروزه خود بخشی از سیستم رودخانه‌ای رودخانه آسیاب خرابه است، در حدفاصل خروجی حوضه آبریز و چشمه آسیاب خرابه واقع شده است (شکل ۲). این مخروط افکنه در حال حاضر 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 نهایت به رودخانه ارس می‌ریزد (شکل ۲).

روش تحقیق

بررسی نقشه زمین شناسی جلفا به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ نشانگر وجود سازندی از جنس تراورتن در پایکوه شمالی کوه کیامکی بود که به صورت محلی در حد فاصل این کوه و رودخانه ارس واقع است. بنابراین، جمع آوری اطلاعات بیشتر در مورد این نهشته‌ها، اولین گام برای انجام این تحقیق به شمار می‌آید. بررسی منابع و اطلاعات به دست آمده از کارهای میدانی، ویژگی‌های شناخته شده تراورتن‌ها را در مورد نهشته‌های فوق نقض می‌کرد و بیشتر تداعی کننده نوع دیگری از نهشته‌های کربناتی به نام توفرا را تداعی می‌نمود. پس تعیین این که آیا نهشته‌های فوق تراورتن هستند یا توفرا؟ گام دیگر در مورد این تحقیق است که با استفاده از معیارهای شناخته شده برای این دو نوع نهشته (Ford and Williams, 1989: 20; Ford and Pedley, 1996:117; Viles, 2004: 1071; Parks, 2004: 1) و تطبیق آنها با نهشته‌های منطقه صورت گرفت (جدول ۱).

جدول ۱- ویژگی‌های نهشته‌های تراورتن و تופا و تطبیق آنها با ویژگی‌های نهشته‌های مخروط افکنه‌ای پرسیان

معیار	تراورتن	تופا	ویژگی‌های نهشته‌های منطقه مورد مطالعه
توپوگرافی	هیدروترمالی (Ford and Pedley, 1996:117) و آب‌های گرم (Parks, 2004: 1).	آب‌های سرد (Ford and Pedley, 1996:117; Viles, 2004: 1072; Parks, 2004: 4).	چشمه آسیاب خرابه به عنوان آب زیرزمینی شاهد در محل، چشمه ای سرد است و در تابستان دمایی در حدود ۱۴°C دارد.
رنگ فسیل	هیچ اثری از فسیل ماکروفیتها و بی مهرگان در آن نیست (Ford and Pedley, 1996:117).	گیاهان کوچک و بزرگ بخش بزرگی از اجزای سیستم‌های توفایی را تشکیل می دهند (Ford and Pedley, 1996:117) و موجودات زنده تا اندازه ای در تشکیل آنها نقش دارند (Viles, 2004: 1071).	آثاری از فسیل در لابلای نهشته‌ها در قسمت‌های مختلف منطقه دیده می شود.
ویژگی‌های سنگ	معمولا سخت، بلوری و بعضا دارای خاصیت شکنندگی زیاد می باشند (Ford and Pedley, 1996:117; Viles, 2004: 1071; Parks, 2004: 1).	نهشته‌های شکننده و نرمتر هستند و نفوذ پذیری بالا، دارای نفوذ پذیری بالا بوده و شکننده است.	
محیط تشکیل	در غارها (Ford and Williams, 2005: 1005) گرمایی (Pentecost, 1995: 1005) محیط‌های (Ford and Williams, 1989: 95) چشمه‌ها و دهانه غارها (Ford and Williams, 1989: 95).	آب‌های شیرین (Ford and Pedley, 1996:117; Viles, 2004: 1071; Parks, 2004: 1) در سطح زمین (Ford and Williams, 1989: 20) محیط‌های باز (Pentecost, 1995: 1005) و چشمه‌ها و دهانه غارها (Ford and Williams, 1989: 95).	آب شیرین و محیط تشکیل در سطح زمین و در پائین دست یک مخروط افکنه است.
تاثیرات آب و هوا	اقليم‌های گرم (Pentecost, 1995: 1005; Calderini et al., 1998: 109) و بارش زیاد (Minissale et al., 2002: 725).	رژیم‌های آب و هوایی با بارش و دمای زیاد تشکیل تופا را سرعت می بخشند (Ford and Pedley, 1996:158).	در حال حاضر سرعت توفازایی چندان زیاد نیست و ضخامت زیاد نهشته‌ها در منطقه نشانگر وجود اقلیم‌هایی مناسب برای تشکیل تופا در گذشته می باشد.
ویژگی‌های ظاهری	کلسیتهای متبلور و بسیار متراکم و دارای لایه بندی و جلا (Ford and Williams, 1989: 20).	دارای بافتی چوبی (Parks, 2004: 1)، کدر و خاکی است و بسیار متخلخل است (رضایی مقدم و مؤید، ۱۳۸۵: ۲۰:۵۰) (Ford and Williams, 1989: 20:۵۰) منظره ای مطبق با لایه بندی ظریف (رضایی مقدم و مؤید، ۱۳۸۵: ۵۰) دارد.	دارای بافتی کدر و خاکی است و بسیار متخلخل است.
در تشکیل آنها	نامشخص	بالا بودن سطح آب‌های زیرزمینی (Ford and Pedley, 1996:118) در تشکیل آن مؤثر است.	به نظر می رسد با توجه به ماهیت و منشأ چشمه ای این توفاه‌ها، نقش بالا بودن سطح آب‌های زیرزمینی بسیار تعیین کننده است.
ارتباط با تغییرات اقلیمی	تشکیل تراورتن‌ها در دوره‌های اقلیمی بین یخبجالی و گرم سرعت یافته و در دوره‌های همزمان با دوره‌های یخبجالی و سرد به حداقل رسیده یا متوقف شده است (Calderini et al., 1998: 109).	وجود ارتباط بین توالی دوره‌های تشکیل توفاه‌ها با تغییرات اقلیمی (Ford and Pedley, 1996:117, 148).	قرارگیری واحدهای توفایی در تناوب با نهشته‌های کنگلومرایی و تغییر در ضخامت و جایگذاری نهشته‌های توفایی نشان از تغییرات اقلیمی دارد.

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 چینه بندی مربوطه برای ایجاد سناریوی نهشته گذاری تأکید دارد. در طی مطالعات میدانی مکرر تصاویری از مقاطع موجود در دامنه‌های پرتگاهی موجود در امتداد دره‌های رودخانه ای حاشیه مخروط افکنه و همچنین سطح آن تهیه شد و از طریق پی جویی سطوح چینه‌بندی نهشته‌ها تحلیل ساختار رخساره‌ای بر روی همین تصاویر انجام گرفت. به دلیل عدم دسترسی به روش‌های سن‌یابی مطلق، ناچار به سن نسبی و تقدم و تأخر پدیده‌های ژئومورفولوژیکی نسبت به یکدیگر اکتفا شده است.

بازدیدهای میدانی و کنترل‌های زمینی نشان داد که گستره نهشته‌های توفایی بیش از آن است که در نقشه زمین شناسی نشان داده شده است و در واقع دو واحد توفایی در منطقه وجود دارد که در تناوب با نهشته‌های کنگلومرایی مخروط افکنه‌ای (فنگلومراها) در پایین دست مخروط افکنه جای گرفته‌اند (شکل ۳). محدوده این واحدهای توفایی از طریق کنترل زمینی و با استفاده از GPS تعیین و با انتقال اطلاعات به دست آمده به کامپیوتر و در محیط نرم افزار ArcView نقشه گسترش واحدهای توفایی تهیه گردید.

همان طور که ذکر شد، اساس این پژوهش مبتنی بر کارهای میدانی است. در کنار اطلاعات به دست آمده از مطالعات میدانی، داده‌های توپوگرافی از نقشه

لازم به یادآوری است که گرچه اکثر محققین مثل پنتکاست و وایلز (Pentecost and Viles, 1994) و فورد و پدلی (Ford and pedley, 1996) این دو نوع نهشته را از هم متمایز دانسته‌اند با این حال، هنوز هم تعریف درستی از آنها وجود ندارد (Viles, 2004: 1071) به طوری که، در ادبیات آمریکایی به مجموعه نهشته‌های متخلخل توفایی که هیچ‌گونه ارتباطی با ویژگی‌های گرمایی ندارند، نیز همان اصطلاح تراورتن اطلاق می‌شود (Ford and Pedley, 1996:157). وایلز معتقد است که این دو کلمه را می‌توان به صورت مترادف هم به کار برد ولی اغلب توفای در مورد نهشته‌های شکننده و نرمتر و تراورتن در مورد مواد بسیار مقاوم و سخت‌تر که کاربرد ساختمانی نیز دارد به کار می‌رود (Viles, 2004: 1071). مهمترین وجه تمایز توفای تراورتن در میزان سنگ شدگی و محیط نهشته گذاری آنهاست (Parks, 2004: 6).

در هر حال، آن چه مسلم است این است که نهشته‌های منطقه مورد مطالعه ویژگی‌های شناخته شده توفای را دارند بنابراین، تحلیل‌های این پژوهش بر مبنای ویژگی‌های ژئومورفیکی توفای تنظیم گردیده است.

در بازسازی سیر تکاملی منطقه از روش تحلیل ساختار رخساره‌ای (Miall, 1985, 1996) که یکی از قوی‌ترین و متداول‌ترین تکنیک‌های تحلیل رسوبات رودخانه‌ای است (Gani and Alam, 2004)، استفاده شده است. از طریق این نوع تحلیل می‌توان ارتباط

توالی بین نهشته‌های توفایی و کنگلومراها در ساختمان مخروط افکنه وجود دارد (شکل ۳).

البته، این نکته را نیز باید در نظر داشت که، با توجه به ماهیت جابجایی بخش فعال مخروط افکنه و همچنین تشکیل توفها در یک محیط چشمه‌ای، توالی لایه‌ها چندان منظم نیست، ضخامت لایه‌ها در قسمت‌های مختلف متفاوت است و در برخی قسمت‌ها نبود یک یا چند لایه را شاهد هستیم. با این حال، به طور کلی، لایه‌های تشکیل دهنده این توالی به شرح ذیل هستند:

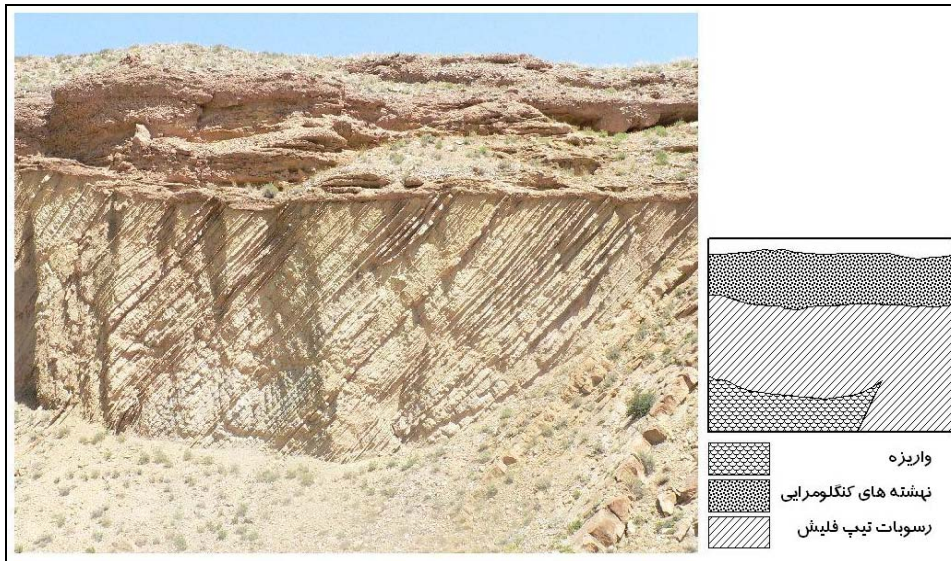
۱- لایه کنگلومرایی اول: این لایه که برونزد آن بیشتر در نیمه غربی و در امتداد دره رودخانه آسیاب خرابه دیده می‌شود، لایه ای است نسبتاً ضخیم (در ضخیم ترین قسمت مشاهده شده ۱۵ متر) که به صورت دگرشیب بر روی رسوبات تیپ فلیش کرتاسه قرار گرفته و ناهمواری‌های قبلی را پوشش داده است بنابراین، دامنه تغییرات ضخامت آن زیاد است (شکل ۶). عناصر سازنده این لایه زاویه دار بوده و سیمان آن نیز رسی است. در مقطع عمودی آن در قسمت‌های مختلف مخروط افکنه تغییری در اندازه عناصر به جا گذاشته شده دیده نمی‌شود. هیچ گونه لایه‌بندی در ساختمان این لایه وجود ندارد پس می‌توان گفت که نوع نهشته‌گذاری از طریق روانه‌های خرده سنگی بوده است.

توپوگرافی ۵:۰۰۰۰۰:۱، داده‌های زمین شناسی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰:۱، و برخی ویژگی‌های مورفولوژیکی بزرگ مقیاس مخروط افکنه از تصاویر هوایی ۲۰۰۰۰:۱ سال ۱۳۴۵ استخراج شده است. در تهیه نقشه‌ها از نرم افزارهای GIS بهره گرفته شده است.

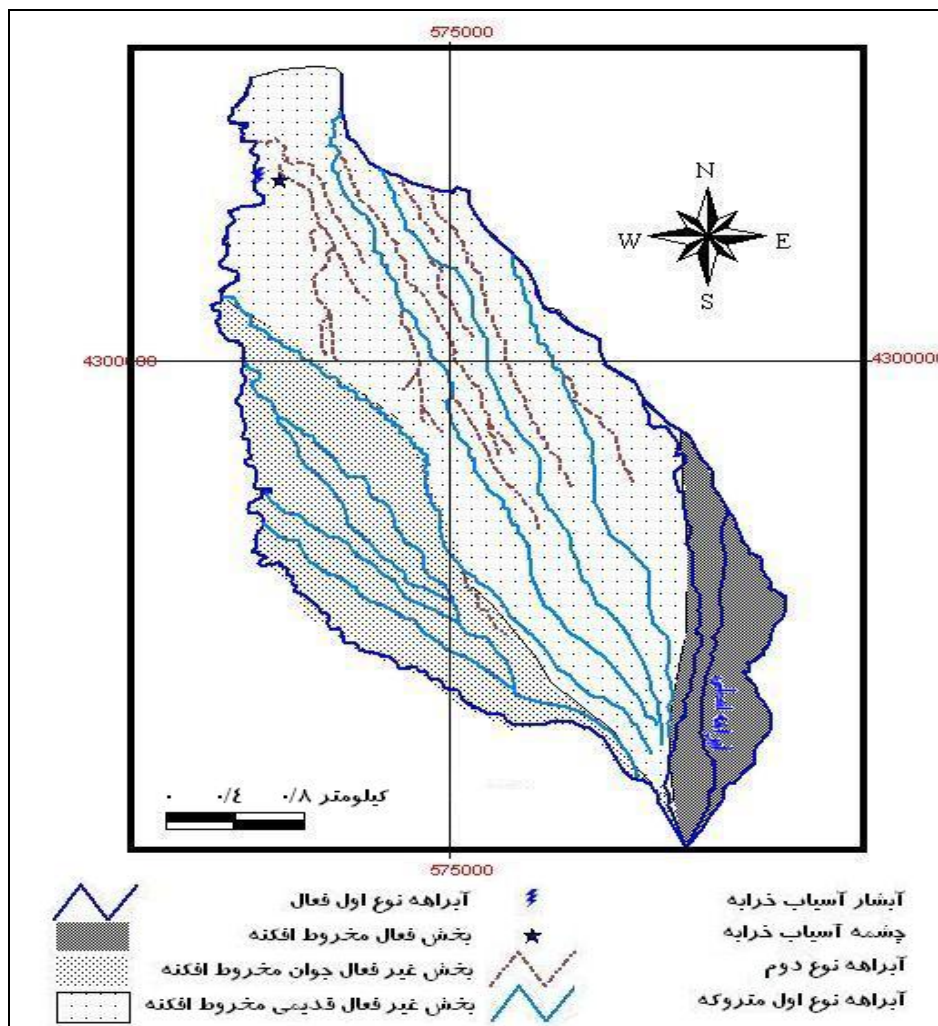
بحث

۱- جایگاه نهشته‌های توفایی در سیستم مخروط افکنه‌ای

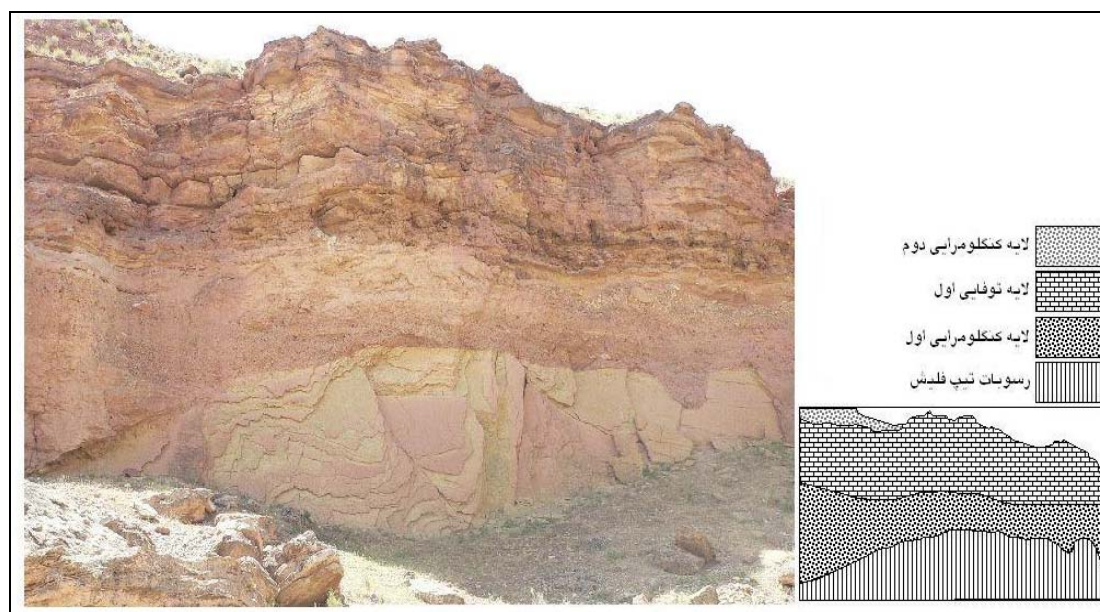
همان طور که قبلاً نیز اشاره شد، مخروط افکنه‌ها فقط بخشی از سیستم‌های مخروط افکنه‌ای را تشکیل می‌دهند که با سایر بخش‌های سیستم یعنی حوضه آبریز و آبراهه تغذیه کننده ارتباطی نزدیک و تنگاتنگ دارند. مخروط افکنه پرسیان به عنوان بخشی از سیستم مخروط افکنه‌ای به همین نام، مخروط افکنه‌ای کواترنری است که نهشته‌های آن به صورت دگرشیب بر روی رسوبات تیپ فلیش مربوط به دوره کرتاسه قرار گرفته اند (شکل ۴). در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰:۱ منطقه، تمام سطح مخروط افکنه پرسیان جزو پادگانه‌های مرتفع (Qth) مربوط به پلیستوسن میانی معرفی شده است که نهشته‌های توفایی بر روی آنها به جا گذاشته شده اند. بازدیدهای میدانی و کنترل زمینی منطقه نشان می‌دهد که علاوه بر فعال بودن بخشی از مخروط افکنه پرسیان (شکل ۵)، نوعی



شکل ۴- استقرار دگرشیب لایه کنگلومرایی کواترنری بر روی رسوبات تیپ فلیش



شکل ۵- بخش‌های مختلف مخروط افکنه پرسیان از نظر فعالیت



شکل ۶- برشی از نهشته‌های مخروط افکنه پرسیان و توالی آنها

و روشن در ساختمان این طبقات دیده می‌شود. اثر هوازدگی بر همه این لایه‌ها یکسان نیست و برخی از این لایه‌ها در محل‌های برونزده به شدت هوازده شده و تخلیه شده‌اند که مشاهدات اولیه نشان می‌دهد که در ترکیب چنین لایه‌هایی، مواد آلی فسیل شده بیشتری نسبت به دیگر لایه‌ها وجود دارد (شکل ۷).

۲- لایه توفایی اول: این لایه بر روی لایه اول کنگلومرا قرار گرفته و سطح تماس آن با لایه زیرین خود دارای بی‌نظمی کمتری است (شکل ۶). ضخامت این لایه در برخی قسمت‌ها به بیش از ۱۵ متر می‌رسد. مواد سازنده این لایه به صورت مطبق و با طبقاتی به ضخامت ۱ تا ۲ متر بر روی هم قرار گرفته‌اند و لایه بندی ظریفی متشکل از لایه‌های کدر



شکل ۷: الف) طبقات توفایی همراه با لایه بندی و ب) نمونه‌هایی از فسیلهای گیاهی یافت شده در لابلاي نهشته‌های توفایی

۵- لایه کنگلومرایی سوم: اطلاق کنگلومرا به همه بخش‌های این لایه کمی دور از واقعیت است. این لایه را می‌توان جدیدترین لایه به جا گذاشته شده در دوره فعالیت بخش‌های غیرفعال کنونی (شکل ۵) دانست. نهشته‌های این لایه، عناصری منفصل و در برخی موارد سیمانی شده هستند که همانند دو لایه قبلی، بدون لایه‌بندی بوده و از عناصر زاویه دار تشکیل یافته‌اند.

بر روی مخروط افکنه پرسیان و در جنوب شرقی چشمه آسیاب خرابه تپه ای متشکل از تופا به نام «دسته تپه» دیده می‌شود که با ارتفاعی بیش از ۶۵ متر از دور خودنمایی می‌کند (شکل ۸). این گونه تپه‌ها از جمله اشکال مناطق مستعد برای بارش کربنات کلسیم هستند (Marks et al., 2006: 300). در بالادست دامنه‌های اطراف این تپه صفحات ضخیمی از تופا برونزد دارد که در اثر هوازدگی به صورت قطعاتی بزرگ به پایین دست دامنه سقوط می‌کنند. به دلیل کمی سطح برونزدهای سنگی در بالادست دامنه‌ها و محدودیت تدارک واریزه و قطعه سنگ، امکان تکامل خاک در پائین دست دامنه فراهم آمده است. این تپه و نواحی واقع در پائین دست آن پوشیده از نهشته‌های توفایی است که تنها بخش فعال آن منحصر به آبشار آسیاب خرابه در سمت غربی این گستره توفایی است. توپوگرافی زمین‌های پائین دست تپه فوق موجدار است. وجود چنین توپوگرافی و همچنین وجود برآمدگی‌هایی در پیرامون «دسته تپه» نشان دهنده فعالیت چشمه‌هایی توفازا در کواترنری است. با توجه

۳- لایه کنگلومرایی دوم: بر روی لایه توفایی اول، لایه‌ای از کنگلومرا با تراکم کمتر نسبت به لایه اول واقع شده است که ضخامت آن در بخش‌های مختلف مخروط افکنه متفاوت بوده و در بیشترین برونزد مشاهده شده به بیش از ۱۵ متر می‌رسد. مشخصه ویژه این لایه، روند افزایشی اندازه عناصر در برش عمودی آن از پایین به بالاست. علاوه بر این میزان سیمان رسی نیز به مراتب کمتر از لایه کنگلومرایی اول است. عناصر تشکیل دهنده زاویه دار بوده و به طور کلی اندازه بزرگتری نسبت به لایه اول دارند. هیچ‌گونه لایه‌بندی در ساختمان این لایه دیده نمی‌شود و بدین ترتیب مثل لایه اول نوع نهشته گذاری از طریق روانه‌های خرده سنگی بوده است.

۴- لایه توفایی دوم: این لایه نسبت به لایه توفایی قبلی دارای ضخامت کمتری است و ضخامت آن به ندرت به ۱۰ متر می‌رسد. ضخیم‌ترین قسمت‌های آن در ضلع غربی پایین دست مخروط افکنه دیده می‌شود (شکل ۳). از نظر ساختمانی ویژگی‌های لایه اول را دارد ولی فسیل‌های کمتری در لابلای آن می‌توان یافت. این لایه به دلیل ارتفاع زیاد نسبت به بستر آبراهه‌ها و وجود لایه کنگلومرایی نامتراکم در کناره دره‌ها ناپایدار بوده و به صورت بلوک‌هایی به قطر و ضخامت چندین متر به داخل دره‌ها سقوط کرده است. در ضلع شرقی مخروط افکنه، در برخی قسمت‌ها این لایه مستقیماً بر روی رسوبات مرتفع تیپ فلیش قرار گرفته است.

به طوری که در این بخش دو لایه توفایی بر روی هم قرار گرفته‌اند و خبری از نهشته‌های حاصل از روانه‌های خرده سنگی (فنگلومراها) در بالایی نهشته‌های توفایی دیده نمی‌شود. تکامل خاک در دامنه‌های تپه و حتی بر بالای آن و تکامل ناقص آن بر روی زمین‌های موجدار متشکل از توفای می‌تواند دلیل دیگری بر این امر باشد.

به ضخامت زیاد توفاهای در تپه مورد نظر و همچنین وجود تشابهاتی از نظر دارا بودن فسیل‌های گیاهی، به نظر می‌رسد تشکیل این تپه با لایه اول توفایی همزمان باشد ولی توپوگرافی موجدار پایین دست آن با توجه به پیوستگی که بین آنها و لایه دوم توفایی وجود دارد، با لایه اخیر همزمان بوده است. مهمترین دلیل بر همزمانی تشکیل تپه توفایی «دسته تپه» با لایه اول توفایی سایر بخش‌های مخروط افکنه، قطع نهشته گذاری لایه دوم کنگلومرایی در پایین دست تپه است



شکل ۸- تپه توفایی «دسته تپه»

بخش‌های بزرگی از دیواره‌های دره را اشغال نموده‌اند. در اینجا ما شاهد مجموعه‌ای از تناوب لایه‌های توفایی و لایه‌های کنگلومرایی هستیم که در نتیجه فرسایش رودخانه‌ای ظاهر شده‌اند (شکل ۹).

در شرق چشمه آسیاب خرابه و به موازات دره رودخانه آسیاب خرابه دره‌ای کانیونی وجود دارد که مورد فرسایش قرار گرفته و بلوک‌های توفایی از طرفین دره به داخل آن فرو افتاده‌اند و این در حالی است که صفحاتی ضخیم از توفای به صورت آویزان



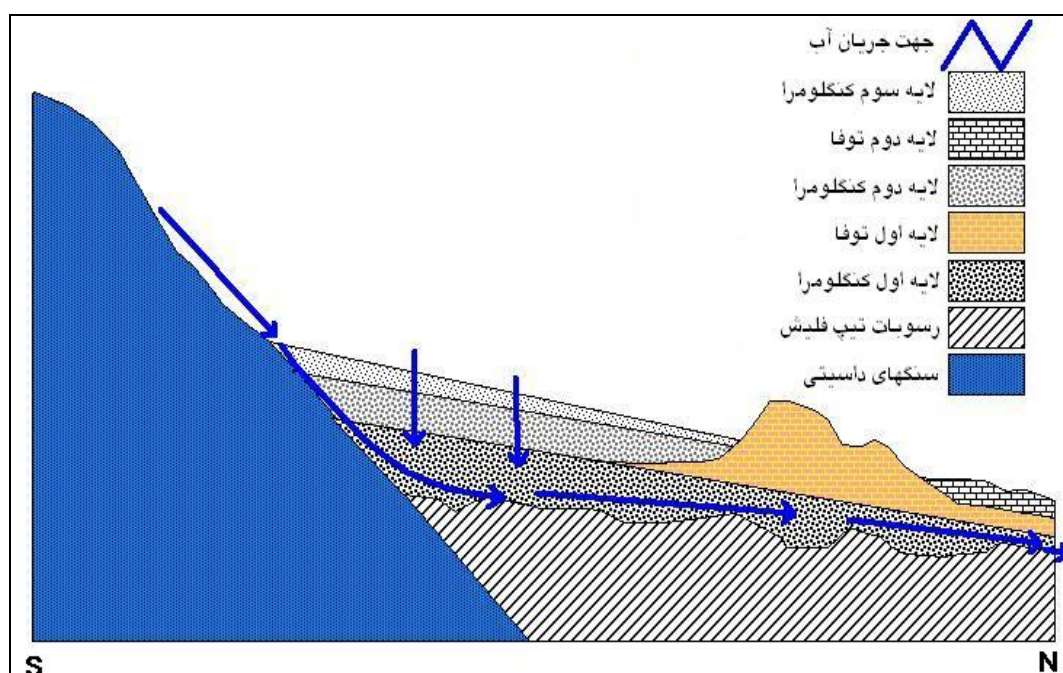
شکل ۹- دره بسته کانیونی

۲- سیستم توفازایی

توفاها سیستم‌هایی خود تنظیم هستند که به نظر می‌رسد عملکرد آنها قابل مقایسه با رژیم‌های رودخانه‌ای است. این تشکیلات در اثر جریان آب‌های شیرین گسترش می‌یابند و هنوز هم سیستم‌هایی انباشتی هستند تا سیستم‌هایی کاوشی (Ford and Pedley, 1996:119). به طور کلی عقیده بر این است که کربنات کلسیم از آب‌های سطحی حاصل می‌شود که در وهله اول به لایه‌های خاک واقع در بالای لیتولوژی آهکی نفوذ می‌کنند. در این جا دی اکسید کربن حاصل از خاک که منشا زیستی دارد، بر روی سطوح کارستی زیرین اثر کرده و بدین صورت کربنات کلسیم به صورت محلول در آمده و به خارج هدایت می‌شود. این آب‌های حاوی کربنات کلسیم فواصل زیادی را تا رسیدن به چشمه‌ها می‌پیمایند. در مخروط افکنه پرسیان، نهشته‌های قسمت میانی و

بالادست مخروط افکنه که در زیر خود با رسوبات تیپ فلیش در تماس هستند (شکل ۱۰)، در برقراری این سیستم نقش اصلی را ایفا می‌کنند. نفوذ پذیری زیاد این نهشته‌ها به حدی است که علی‌رغم وجود ذخیره برفی زیاد در حوضه کلزیر، حتی در اوایل فصل بهار و به هنگام ذوب برف، هیچ گونه جریان مداومی از حوضه وارد قسمت میانی مخروط افکنه نمی‌شود و همه آب‌های خروجی از حوضه در همان ابتدای ورود به سطح مخروط افکنه به داخل نهشته‌ها نفوذ می‌کنند. به دلیل نفوذ پذیری کم تشکیلات فلیشی و مشخص بودن محدوده مخروط افکنه تنها خروجی آب‌های نفوذ یافته در مخروط افکنه از طریق چشمه‌هایی است که در محل برونزد سطح تماس نهشته‌های مخروط افکنه‌ای و رسوبات تیپ فلیش بیرون می‌آیند. مهمترین و دائمی‌ترین این چشمه‌ها

همان چشمه آسیاب خرابه است که امروزه زهکشی مخروط افکنه را بر عهده دارد.



شکل ۱۰- مقطع عرضی از وضعیت فعلی سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان

مناطقى مثل چشمه آبشارى کریک^۱ در ایالت ویرجینیا (Lorah and Herman, 1990) و تورنر^۲ وهانی گریک^۳ در ایالت اکلاهمای (Love and Chafetz, 1990) آمریکا و پلیتوایس^۴ (Sobat et al., 1985) و اسکرادین^۵ (Zalokar, 1940) نیز گزارش شده است. موجدار بودن سطح لایه دوم توفایی در پایین دست تپه توفایی سطح مخروط افکنه، احتمال این که تشکیل توفها در محل مورد مطالعه در گذشته از طریق سیستم‌های اصلی و به ویژه سدی بوده باشد، را قوت می‌بخشد.

توفها و تراورتن‌ها در محدوده وسیعی از محیط‌های ژئومورفیکی از قبیل رودخانه‌ای، دریاچه‌ای، مردابی و چشمه‌ای شکل می‌گیرند (Viles, 2004: 1071). وجود تپه توفایی «دسته تپه» خود نشانه‌ای از تشکیل توفها در محیطی چشمه‌ای است زیرا تشکیل تپه‌های کوچک از ویژگی‌های این نوع از محیطها است (Viles, 2004: 1072).

شکل نهشته گذاری فعلی در تشکیلات توفایی آسیاب خرابه از نوع نادر آن، یعنی سیستم آبشاری است که در کنار انواع اصلی دوگانه آن یعنی سیستم سدی و سیستم دامنه‌ای مطرح است (Ford and Pedley, 1996:121). نمونه‌های دیگری از این نوع، از

1 - Creek
2 - Turner
3 - Honey Greek
4 - Plitvice
5 - Skradin

را در منطقه توجیه کند بنابراین، می‌بایست نقش آبهای زیرزمینی و بالابودن سطح این آب‌ها (Ford and Pedley, 1996: 158) در این دوره را، از عوامل مؤثر در افزایش نهشته گذاری توفای در منطقه دانست. گستردگی نهشته‌ها و وجود آثاری از چشمه‌های متعدد به صورت برآمدگی‌های محدب در پایین دست «دسته تپه»، مؤید این مسأله است.

چشمه آسیاب خرابه در محل مظهر چشمه، دمایی در حدود ۱۴ درجه دارد. آب چشمه پس از عبور از مسافتی ۱۰۰ متری و پخش آن بر روی تراس رودخانه‌ای کناره رودخانه آسیاب خرابه وارد بخش اصلی سیستم توفازایی می‌شود که شامل آبشار و پوشش گیاهی جلبکی آن است. در این قسمت دمای آب حدود ۳ تا ۵ درجه افزایش می‌یابد و بین ۱۷ تا ۲۰ درجه متغیر است. همانند سیستم‌های مشابه مورد اشاره در بالا، در چشمه آسیاب خرابه نیز در فواصل نزدیک به مظهر چشمه و تا رسیدن به آبشار، توفایی تشکیل نمی‌شود و این وضعیت تا گرم شدن نسبی آب و امکان متلاطم شدن جریان در محل آبشار ادامه می‌یابد زیرا افزایش دما و تلاطم آب در محل آبشارها نقش مهمی در خروج گاز از آن بازی می‌کنند (Ford and Pedley, 1996: 119; Parks, 2004: 5). با فراهم شدن شرایط، گاز کربنیک از آب خارج شده و زمینه برای رشد جلبک‌ها فراهم می‌آید و نهشته گذاری توفای صورت می‌گیرد. عامل اصلی نهشته گذاری توفای همانا خارج شدن گاز از طریق تلاطم در جریان، در محل آبشارهاست. خروج گاز تا فاصله چند صد متری

مسایل زیادی در مورد عوامل کنترل کننده تشکیل توفای و به ویژه نقش موجودات زنده در آن مطرح است. شکی نیست که گیاهان آبی و موجودات ریز با نقشی که به عنوان هسته بارش، خارج کننده دی اکسید کربن از آب و شاید به عنوان عاملی برای بارش مستقیم کربنات کلسیم بازی می‌کنند، زمینه نهشته گذاری توفای را فراهم می‌آورند (Viles, 2004: 1071). بارش کربنات کلسیم در جایی صورت می‌گیرد که دی اکسید کربن از طریق تلاطم جریان، تبخیر و یا عمل موجودات زنده از آب غنی از کربنات خارج می‌شود. بی تردید هیدرولیز نهشته‌های تیپ فلیش کرتاسه و همچنین CO₂ حاصل از هوازادگی سنگهای آذرین در محدوده حوضه آبریز «کلزیر» مهمترین منابع تأمین CO₂ برای آب‌های زیرزمینی منطقه هستند. علاوه بر منبع کربن و شرایط بارش عواملی از قبیل دمای چشمه، سرعت سرد شدگی آب، مورفولوژی مسیر جریان، مقادیر بارش کربنات کلسیم، فعالیت موجودات زنده، تبخیر، و مقادیر خروج CO₂ نیز بر چگونگی ترکیب ایزوتوپیک کربن و اکسیژن تأثیر دارند (Minissale et al., 2002: 711).

نظر اکثر محققین بر این است که تشکیل توفای در شرایط گرم و مرطوب صورت می‌گیرد (Ford and Pedley, 1996: 130; Andreo et al., 1999: 748). وجود چنین شرایطی با توجه به تغییرات جزئی اقلیمی اوایل هولوسن نسبت به امروز (حدود ± 2 درجه سانتی گراد در دما و ± 10 تا ± 20 درصد در بارش (Lamb, 1977: 305)) نمی‌تواند افزایش تشکیل توفای

از محل چشمه اتفاق نمی‌افتد و میزان نهشته گذاری در محل آبشار نیز بیش از سایر قسمت‌ها است. یکی از مباحث مطرح در این رابطه نقش پوشش گیاهی به عنوان عاملی بسیار تأثیرگذار در بارش کربنات کلسیم و فراهم نمودن زمینه تشکیل پوسته بر روی سطوح غیرفعال است. توفای آهکی آمیخته با بقایای گیاهی است و اهمیت نسبی فرایندهای آلی و غیرآلی در نهشته گذاری آن سالها مورد بحث محافل علمی بوده است. مطالعات نشان می‌دهد که هر دوی این فرایندها به نوعی در تشکیل توفاهای نقش دارند ولی در این میان عمدتاً بر نقش فرایندهای آلی تأکید می‌شود (Ford and Williams, 1989: 448). محققان بر این باورند که پوشش گیاهی نقش اصلی را در خروج گاز کربنیک از محلول بازی می‌کند و به عنوان خمیر مایه بارش و تشکیل پوسته کربنات کلسیم است. در صورت نبود آبشارها یا هر عاملی که به تلاطم آب کمک کند، خروج گاز از ترکیب جریان و نهشته گذاری توفای به عوامل بیولوژیکی نسبت داده می‌شود (Ford and Pedley, 1996:156). آویزان شدگی نهشته‌های توفایی در محل آبشار آسیاب خرابه (شکل ۱۱) نقش جلبک‌ها را در ایجاد تلاطم و تشکیل هسته‌های بارش کربنات کلسیم نشان می‌دهد به طوری که امروزه ایجاد توفاهای جدید را فقط در محدوده رویش این جلبک‌ها می‌توان دید. تعاملی که امروزه در اثر استفاده گردشگران از آب در حد فاصل چشمه و آبشار و آلوده کردن آن در حال اضمحلال است. امروزه گونه‌های دیگر گیاهی که ره آورد

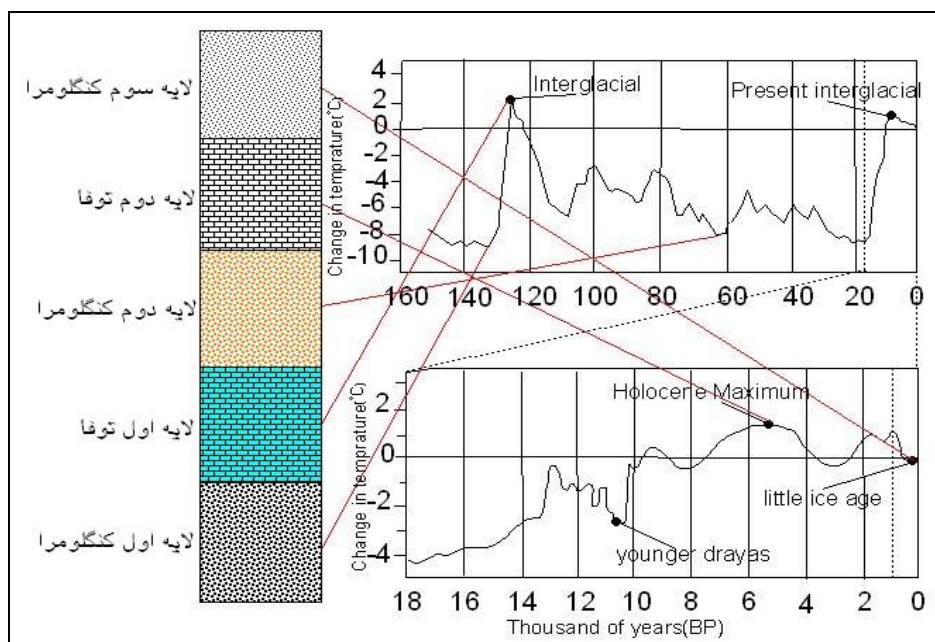
گردشگران است در حال اشغال جای جلبک‌ها است و حیات اکوسیستم منطقه به کلی در حال نابودی است. در محل آبشار آسیاب خرابه نهشته گذاری در ماه‌های تابستان زمانی که رواناب به حداقل می‌رسد و دما افزایش می‌یابد، به حداکثر خود می‌رسد. در این زمان میزان تبخیر زیاد بوده و رشد باکتری‌ها و جلبک‌ها نیز به حداکثر رسیده است.

کاهش روند توفازایی در هولوسن

شکی نیست که نهشته‌های توفایی منطقه همانند اکثر موارد مشابه خود در دنیا (Ford and Pedley, 1071: 1996; Viles, 2004) در طول دوره کواترنری تشکیل یافته‌اند. به منظور بررسی روند توفازایی در طول کواترنری تطبیق فازهای نهشته گذاری در مخروط افکنه پرسیان با تقویم تغییرات اقلیمی کواترنری ضروری است. بر اساس منحنی تغییرات دمایی (Siegert, 2001:2) و نحوه استقرار توالی لایه‌های کنگلومرا و توفای (شکل ۱۲)، تشکیل لایه بالایی توفای با دوره افزایش سریع دمایی اوایل هولوسن (Allen, 1997: 77; Bogaart, 2003:2; Magny et al., 2006: 414; Mudie 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 et al., 1998: 109) رو به کاهش گذارده است و در منطقه مورد مطالعه فقط محدود به چشمه و آبشار آسیاب خرابه شده است (شکل ۵).



شکل ۱۱- آبشار آسیاب خرابه و پوشش گیاهی آن



شکل ۱۱- تطبیق لایه‌های تشکیل دهنده مخروط افکنه با تقویم تغییرات اقلیمی (Siegert, 2001: 2).

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»^۱ معروف است (Siegert, 2001:2; Calkin,)

لایه کنگلومرایی زیر لایه توفایی دوم با دوره‌های بارانی همزمان با آخرین دوره یخچالی منطبق است. مقطع موجود از این لایه کنگلومرایی خود حاوی آثاری از تغییرات اندازه مواد از پائین به بالا است. به طوری که اندازه مواد در آن از پائین به بالا در حال افزایش است و در زیر لایه توفایی به حداکثر خود

1 - Younger dryas

برقراری سیستم توفازایی هستیم. منبع تغذیه این سیستم از آب‌هایی است که از حوضه آبریز کلزیر و آب‌های نفوذ یافته از سطح مخروط افکنه وارد می‌شوند (شکل ۱۰). به نظر می‌رسد در زمان‌های اخیر عوامل چندی در کاهش میزان توفازایی منطقه تأثیر گذار بوده است که اهم آنها عبارتند از:

الف) در کل سیستم

۱- کاهش دما در اواخر هولوسن همراه با سایر مناطق نیمکره شمالی (Allen, 1997: 77; Gutierrez and Pena., 1998:213; Siegert, 2001: 2; Kariya, 2005:74; Mudie et al., 2007:17; Grove, 2007: 2). با این که شواهدی از این کاهش دما در منطقه و همچنین سایر مناطق آذربایجان (دلال اوغلی، ۱۳۸۱: ۱۹۳؛ مختاری، ۱۳۸۳: ۱۴۲) دیده می‌شود ولی اثبات این موضوع نیازمند انجام مطالعات بیشتر و کرونولوژی دقیق است؛

۲- بهره برداری انسان از آب‌های خروجی از حوضه آبریز و جلوگیری از ورود آن به سیستم مخروط افکنه‌ای؛

۳- فروریزی بخش از دیواره مشرف به دره آسیاب خرابه و باز شدن دهانه چشمه جدید در محل تماس لایه فلیشی و نهشته‌های کواترنری مخروط افکنه‌ای در محل تفرجگاه آسیاب خرابه فعلی. قبل از این رویداد آب‌های زیرزمینی حاوی کربنات کلسیم به صورت چشمه‌هایی از سطح توفاهای مخروط افکنه‌ای بیرون می‌آمدند و توپوگرافی موجدار سطح مخروط افکنه گواه بر این است.

ب) در محل فعلی چشمه و آبشارها

404 (2002: 32; Lie and Paasche, 2006: 404) همزمان بوده است.

لایه توفایی زیرین که بر اساس 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 مناسب برای تشکیل توفای آن زمان نیست.

پایین‌ترین لایه ساختمان مخروط افکنه پرسیان که در مقاطع موجود در دره‌های پایین دست مخروط افکنه قابل ردگیری است لایه کنگلومرای است که در زیر لایه دوم توفای و بر روی رسوبات تیپ فلیش جای گزیده 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 ۱) بر می‌گردد.

در این میان به جا گذاری لایه‌ای از عناصر منفصل و بعضاً سیمانی شده که در بالا با عنوان لایه کنگلومرای سوم از آن یاد شد، به نظر نگارنده با عصر کوچک یخبندان هولوسن همزمان بوده است.

با کمی دقت در تغییرات محدوده و ضخامت توفاهای در منطقه مورد مطالعه (شکل ۵) به راحتی می‌توان دریافت که در هر صورت، روند تشکیل توفاهای در منطقه روندی کاهشی بوده است و با قبول تطابق لایه‌های توفایی با دوره‌های گرم اواخر پلیستوسن و هولوسن، تشدید این روند کاملاً محسوس است و امروزه فقط در امتداد آبشار آسیاب خرابه شاهد

مخروط افکنه‌ای به این نهشته‌ها که بیانگر نوعی پیوستگی بین این دو پدیده است، بجا می‌باشد.

کنترل‌های زمینی و تحلیل ساختار رخساره‌ای نشان داد که نوعی توالی بین نهشته‌های توفایی و کنگلومراها در ساختمان مخروط افکنه وجود دارد که از سه لایه کنگلومرایی و دولایه توفایی تشکیل شده‌اند. با این که به دلیل ماهیت جابجایی بخش فعال مخروط افکنه و همچنین تشکیل توفها در یک محیط چشمه‌ای، توالی لایه‌ها چندان منظم نبوده و ضخامت لایه‌ها در قسمت‌های مختلف متفاوت است و حتی در برخی قسمت‌ها نبود یک یا چند لایه را شاهد هستیم با این حال، به طور کلی، گستره و ضخامت لایه اول توفایی بیشتر از لایه دوم است.

تغییرات جزئی اقلیمی اوایل هولوسن نسبت به امروز نمی‌تواند افزایش تشکیل توفها را در منطقه توجیه کند بنابراین، باید نقش آب‌های زیرزمینی و بالابودن سطح این آب‌ها در این دوره را، از عوامل مؤثر در افزایش نهشته گذاری توفها در منطقه دانست. گستردگی نهشته‌ها و وجود آثاری از چشمه‌های متعدد به صورت برآمدگی‌های محدب در پایین دست «دسته تپه»، مؤید این مسأله است. وجود تپه توفایی «دسته تپه» و توپوگرافی موجدار در سطح مخروط افکنه بر بجاگذاری توفها در یک محیط چشمه‌ای در گذشته تأکید دارد. شواهد مختلف بر روی تپه توفایی فوق مؤید همزمانی تشکیل این تپه با لایه اول توفایی در منطقه است در حالی که، توپوگرافی موجدار پایین دست آن با لایه دوم توفایی تطابق دارد. در حال

۱- از بین بردن پوشش گیاهی سطح سکوی واقع در حد فاصل دهانه چشمه و آبشارهای منطقه که تا دهه‌های اخیر پابرجا بود و حتی بر روی عکسهای هوایی سال ۱۳۴۵ نیز مشهود است. پوشش گیاهی با توجه به نقشی که در ایجاد تلاطم و افزایش دمای آب‌های خروجی از چشمه دارد، در ایجاد مناظر فعلی محل آبشارها بسیار مؤثر بوده است؛

۲- هدایت آب از طریق کانال‌هایی به سمت آبشارها که در گذشته این کار برای هدایت آب به سمت آسیاب آبی صورت می‌گرفت و امروزه غافلانه برای ایجاد فضایی برای نشستن و استراحت گردشگران انجام می‌گیرد؛

۳- استفاده گردشگران از آب چشمه برای شستشو و افزودن مقادیر زیادی از شوینده‌ها به داخل آب که در نهایت به از بین رفتن گیاهان بومی و مؤثر در بارش کربنات کلسیم مثل جلبک‌ها و جایگزین شدن آنها با گیاهانی غیر بومی.

نتیجه‌گیری

تشکیل نهشته‌های کربناتی در پایین دست مخروط افکنه پرسیان و نبود این نوع از نهشته‌ها در سایر قسمت‌های پهنه پایکوهی شمال کوه کیامکی در کنار سایر شواهد، نشان دهنده این است که، این نهشته‌ها و به جا گذاری آنها بخشی از سیستم مخروط افکنه‌ای پرسیان هستند. ویژگی‌های این نهشته‌ها حاکی از ماهیت توفایی آنها است بنابراین، اطلاق توفای

حاضر، شکل نهشته گذاری فعلی در تشکیلات توفایی آسیاب خرابه از نوع نادر آن، یعنی سیستم آبشاری است.

در سیستم توفازایی مخروط افکنه‌ای پرسیان، نهشته‌های قسمت میانی و بالادست مخروط افکنه که در زیر خود با رسوبات تیپ فلیش در تماس هستند، نقش اصلی را در برقراری سیستم ایفا می‌کنند و هیدرولیز نهشته‌های تیپ فلیش کرتاسه و همچنین CO₂ حاصل از هوازدگی سنگ‌های آذرین در محدوده حوضه آبریز «کلزیر» مهمترین منابع تأمین CO₂ برای آب‌های زیر زمینی منطقه هستند.

در چشمه آسیاب خرابه خروج گاز کربنیک و بارش کربنات کلسیم در فواصل نزدیک به مظهر چشمه و تا رسیدن به آبشار، صورت نمی‌گیرد و این وضعیت تا گرم شدن نسبی آب و امکان متلاطم شدن جریان در محل آبشار ادامه می‌یابد. شواهدی مثل آویزان شدگی نهشته‌های توفایی در محل آبشار آسیاب خرابه، نقش جلبک‌ها را در ایجاد تلاطم و تشکیل هسته‌های بارش کربنات کلسیم نشان می‌دهد که در واقع مهمترین قسمت آسیب پذیر سیستم توفازایی منطقه نیز به حساب می‌آید.

تطبیق فازهای نهشته گذاری در مخروط افکنه پرسیان با تقویم تغییرات اقلیمی کواترنری نشان داد که تشکیل این نهشته‌ها در دوره افزایش سریع دمایی اوایل هولوسن که تا اواسط این دوره ادامه داشته است، از نظر گستره نهشته گذاری و ضخامت نهشته‌ها نسبت به دوره بین یخچالی بین ریس و ورم، بسیار

کم بوده است. امروزه فقط در امتداد آبشار آسیاب خرابه شاهد برقراری سیستم توفازایی هستیم. این مسأله نه تنها می‌تواند به محققان عرصه تغییرات اقلیمی گذشته کمک نماید بلکه خبر از اضمحلال تدریجی این سیستم در منطقه دارد که عملکرد انسان در بهره برداری از بخش فعال آن بر سرعت این تخریب می‌افزاید.

منابع

رضایی مقدم، محمد حسین، مؤید، محسن، (۱۳۸۵)، زمین شناسی برای جغرافیا، انتشارات دانشگاه تبریز.

دلال اوغلی، علی، (۱۳۸۱)، پژوهش در سیستم‌های مورفوژنز در دامنه شمالی سبلان و شکل‌گیری دشت انباشتی مشکین شهر، پایان‌نامه دوره دکتری. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.

سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۵)، نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا.

مختاری، داود، (۱۳۸۳)، ژئومورفولوژی و تغییرات آب و هوایی هولوسن در کوه گچی قلعه‌سی و دامنه‌های مجاور آن (شمالغرب ایران)، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۹.

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

Andrea, B., Martin-Martin, M., Martin-Algarab, A., 1999. Hydrochemistry of spring water associated with travertines. Example of the Sierra de la Alfaguara (Granada, southern Spain). *farfh & Planetary Sciences*, 328.745-750.

Baker, A., Simms, M. J., 1998. Active deposition of calcareous tufa in Wessex,

- Harvey, A. M., 2002. Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology*, 44, pp. 175-201.
- Kariya, Y., 2005. Holocene landscape evolution of a nivation hollow on Gassan volcano, northern Japan. *Catena* 62, 57-76.
- Lafortune, V., Filion, L., Héту, B., 2006. Impacts of Holocene climatic variations on alluvial fan activity below snowpatches in subarctic Québec. *Geomorphology*, 76, pp. 375-391.
- Lamb, H., (1977). *Climate: present, past and future. Climatic history and the future. Methuen, Vol. 2. 835 PP.*
- Lie, Ø., Paasche, Ø., 2006. How extreme was northern hemisphere seasonality during the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 25, 404-407.
- Lorah, M. M., Herman, J. S., 1990. Geochemical evolution and calcite precipitation rates in Falling Spring Greek, Virginia. In: J. Herman and D. A. Hubbard (eds.), *Travertine-Marl stream deposits in Virginia. Va. Div. Mineral resour. Pub.*, 110, pp. 17-32.
- Love, K. M., Chafetz, H. S., 1990. Petrology of Quaternary travertine deposits. Arbuckle Mountains, Oklahoma. In: J. Herman and D. A. Hubbard (eds.), *Travertine-Marl stream deposits in Virginia. Va. Div. Mineral resour. Pub.*, 101, pp. 65-78.
- 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.
- Marks, J. C., Parnell, R., Carter, C., Dinger, E. C., Haden, G. A., 2006. Interactions between geomorphology and ecosystem processes in travertine streams: Implications for decommissioning a dam on Fossil Creek, Arizona. *Geomorphology* 77, pp. 299-307.
- UK, and its implications for the 'late-Holocene tufa decline'. *The Holocene*, Vol. 8, No. 3, 359-365.
- Ballais, J. I., Cohen, G., 1981. Interets morphogenetiques et paleoclimatiques des Aures (Algeria). In *formations carbonatées externs: tufa et travertins. Actes coll. Assoc. Géogr. Fr.*, pp. 37-44.
- 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.
- 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.
- Calkin, P.E., 2002. Global glacial chronologies and causes of glaciation. In: J. Menzies (ed.). *Modern & past glacial environments. Planta tree*, P. 15-53.
- Fairchild, I., Jones, C., 2007. Tufa as an environmental indicator and resource.
- 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.
- Ford, D., Williams, P., 1989. *Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman Ltd.* 601 p.
- Gani, M. R., Alam, M. M., 2004. Fluvial facies architecture in small-scale river systems in the Upper Dupi Tila Formation, northeast Bengal Basin, Bangladesh. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 225-236.
- 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.
- Gutierrez, M., Pena, J. L., 1998. Geomorphology and late Holocene Climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology*, 23, P. 205-217.

- the Black and Marmara Seas. Quaternary International, article in press.
- Parks, E. M., 2004. Travertine-Tufa Deposits, <http://webpub.byu.net/parkseimages/Tufa.pdf>.
- Pentecost, A., 1995. The quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. Quaternary Science Reviews, Volume 14, Issue 10, pp.1005-1028.
- Pentecost, A., Viles, H., 1994. A review and reassessment of travertine classification. Geogr. Phys. Quaternaire, 48, pp. 305-314.
- Siegert, M. J., 2001. Ice sheets and late quaternary environmental change. Wiley & Sons, 231 pp.
- Sobat, A., Brnek-Kostic, A., Movcan, J., 1985. Plitvice. Plitvice National Park, Yugoslavia.
- Viles, H. A., 2004. Tufa and travertine. In: A. S. Goudie. Encyclopedia of geomorphology. Routledge pub. Vol.2, pp. 1071-1073.
- Zalokar, M., 1940. Lehnjak. Proteus, 6, pp. 46-68.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Review 22, 261-308.
- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer, Berlin, 582 p.
- Minissale, A., Kerrick, D. M., Magro, G., Murrell, M. T., Paladini, M., Rihs, S., Sturchio, N. C., Tassi, F., and Vaselli, O., 2002. Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications. Earth and Planetary Science Letters, Volume 203, Issue 2, 30, Pages 709-728.
- 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

An investigation on Parsian alluvial fan's tufa in northwest of Iran and its implications for the Holocene tufa decline

D. Mokhtari. F. Karami. M. Bayati Khatibi

Received: 28 April 2009 / Accepted: 14 December 2010, 1-4 P

Extended abstract

1- Introduction

Introduction: The study area is a part of Parsian alluvial fan system in the northern slope of Keyamaki mount. The existence of Tufa deposits in distal part of Parsian alluvial fan, the relations of these deposits with other parts of system, tufagenic system and declining of Tufa deposition are the most important issues that are considered in this study.

2- Methodology

Literature review, field studies and overland controls makes it possible to carry out relative dating and Facies Architecture Analysis. In this research, we study some of geomorphic features like Parsian alluvial fan and alluvial fan's tufa that their formations require long-term time, and the role of climate in their establishment is investigated.

By investigation of these features, the response of alluvial fan system and Tufagenesis system to Quaternary climatic changes is considered and reconstruction of climatic changes especially in Holocene are attempted.

3- Discussion

Depositional morphotype of Asyab-Kharabeh tufas is waterfall (cascade) which can be developed locally like study area. The conditions which tufa is precipitated are comparable with Falling Spring Greek in Virginia, Turner Falls in Oklahoma, Plitvice and Skradin in Croatia. Field studies and controles showed that the Parsian alluvial fan is active, but there is a deposition sequence between Tufa deposits and conglomerates. Surface undulate on the one of Tufa layer on the alluvial fan, support the probability of existence of main depositional systems (Barrage system and slope system) especially barrage system in the past.

The locally dangling of new Tufa deposits on the Asyab-kharabeh waterfall site show the role of algae in turbulence creation as well as calcium carbonate

Author

D. Mokhtari (✉)

Associate Professor of Geomorphology, University of Tabriz, Tabriz, Iran.
e-mail: d_mokhtari@tabrizu.ac.ir

F. Karami

Associate Professor of Geomorphology, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

M. Bayati Khatibi

Associate Professor of Geomorphology, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

precipitation cores formation. Nowadays in study area, new Tufa deposition process is limited to algae growing environments. Deposition is highest in the summer months when run-off was minimal and temperatures high and these are the conditions when bacterial and algal growth is greatest.

Certainly the the formation of tufa deposits of study area alike many other cases in the world occurred in Quaternary. On the basis of global temperature changes curve and sequence conditions of Conglomerate and Tufa, the upper layer Tufa formation coincide with warm periods of early Holocene and fallowed with a reduction in the middle of Holocene cold period as well as in other places in the world.

4- Conclusion

The results showed that properties of Carbonate deposits of study area have tufa nature and there is a coupling between tufa formation and operation of Parsian alluvial fan system. This coupling results alluvial fan's tufa formation. The existence of succession between Tufa and fanglomerates in alluvial fan structure and difference in thickness of Tufa layers are salient characters of study area. Findings of this study emphasis on the role of groundwater on tufa formation, deposition of tufas in the spring environment in the past and change of this to fall environment since the upper Holocene. Comparing of deposition phases on Parsian alluvial fan with calendar of Quaternary climatic changes showed that tufa formation was declined in Holocene. This matter help the climatic change researchers but have regrettable news of gradual overthrow of system that human operation in exploit of active part of it accelerates the system destruction in recent years.

Key words: Alluvial fan's tufa, Tufagenic system, Holocene, Parsian alluvial fan, Northwest of Iran

References

- Allen, A. (1997). *Earth surface processes*. Blachwell science. 404 pp.
- Andrea, B., Martin-Martinb, M., Martin-Algarab, A. (1999). Hydrochemistry of spring water associated with travertines. Example of the Sierra de la Alfaguara (Granada, southern Spain). *Farh & Planetary Sciences*, 328.745-750.
- 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.
- Ballais, J. l., Cohen, G. (1981). Interets morphogenetiques ET paleoclimatiques des Aures (Algeria). In formations carbonatées externs: tufa ET travrtins. *Actes coll. Assoc. Géogr. Fr.*, pp. 37-44.
- 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.
- 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.
- Calkin, P. E. (2002). Global glacial chronologies and causes of glaciation. In: J. Menzies(Ed). *Modern & past glacial environments*. *Planta tree*, P.15-53.
- Dallal Oghli. (2002). A study on morphogenes systems on northern slope of Sabalan mounts. And the formation of Meshkin-Shahr aggradational plain. Ph. D. Thesis, Faculty of Social and Humanities Scienses.
- Fairchild, I., Jones, C. (2007). Tufa as an environmental indicator and resource.

- Ford, D., Williams, P., 1989. Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman Ltd. 601 p.
- 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.
- Gani, M. R., Alam, M. M. (2004). Fluvial facies architecture in small-scale river systems in the Upper Dupi Tila Formation, northeast Bengal Basin, Bangladesh. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 225–236.
- 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.
- Gutierrez, M., Pena, J. L. (1998). Geomorphology and late Holocene Climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology*, 23, P. 205-217.
- Harvey, A. M. (2002). Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology*, 44, pp. 175-201.
- Iranian Geological Organization. (1996). 1: 100000 Geologic map of Jolfa, Iran.
- Kariya, Y. (2005). Holocene landscape evolution of a nivation hollow on Gassan volcano, northern Japan. *Catena* 62, 57–76.
- Lafortune, V., Filion, L., Héту, B. (2006). Impacts of Holocene climatic variations on alluvial fan activity below snowpatches in subarctic Québec. *Geomorphology*, 76, pp. 375–391.
- Lamb, H. (1977). *Climate: Present past and future. Climatic history and the future.* Methuen, Vol.2.835 PP.
- Lay, Ø. Paasche, Ø. (2006). How extreme was northern hemisphere seasonality during the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 25, 404–407.
- Lorah, M. M., Herman, J. S. (1990). Geochemical evolution and calcite precipitation rates in Falling Spring Greek, Virginia. In: J. Herman and D. A. Hubbard (eds.), *Travertine-Marl stream deposits in Virginia*. Va. Div. Mineral resours. Pub., 110, pp. 17-32.
- Love, K. M., Chafetz, H. S. (1990). Petrology of Quaternary travertine deposits. Arbuckle Mountains, Oklahoma. In: J. Herman and D. A. Hubbard (eds.), *Travertine-Marl stream deposits in Virginia*. Va. Div. Mineral resours. Pub., 101, pp. 65-78.
- 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.
- Marks, J. C., Parnell, R., Carter, C., Dinger, E. C., Haden, G. A. (2006). Interactions between geomorphology and ecosystem processes in travertine streams: Implications for decommissioning a dam on Fossil Creek, Arizona. *Geomorphology* 77, pp. 299–307.
- Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review* 22, 261–308.
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer, Berlin, 582 p.
- Minissale, A., Kerrick, D. M., Magro, G., Murrell, M. T., Paladini, M., Rihs, S., Sturchio, N. C., Tassi, F., and Vaselli, O. (2002). Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 203, Issue 2, 30, Pages 709-728.
- Mokhtari, D. (2004). Geomorphology and Holocene climatic changes in Ghechi Ghalasi Mountain and its adjacent slopes (Northwestern Iran). *Geographical research Quarterly*, No 49.
- 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.
- Parks, E. M. (2004). Travertine-Tufa Deposits, [http\webpub.byu.net/parkseimages/Tufa.pdf](http://webpub.byu.net/parkseimages/Tufa.pdf)
- Pentecost, A. (1995). The quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quaternary Science Reviews*, Volume 14, Issue 10, pp.1005-1028.
- Pentecost, A., Viles, H. (1994). A review and reassessment of travertine classification. *Geogr. Phys. Quaternaire*, 48, pp. 305-314.
- Rezaee Moghaddam, M. H., Moayyed, M. (2006). *Geology for geography*. University of Tabriz pub.
- Siegert, M. J. (2001). *Ice sheets and late quaternary environmental change*. Wiley & Sons, 231 pp.
- Sobat, A., Brnek-Kostic, A., Movcan, J. (1985). *Plitvice*. Plitvice National Park, Yugoslavia.
- Viles, H. A. (2004). Tufa and travertine. In: A. S. Goudie. *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge pub. Vol.2, pp. 1071-1073.
- Zalokar, M. (1940). Lehnjak. *Proteus*, 6, pp. 46-68.