داوود مختاری کشکی[1]

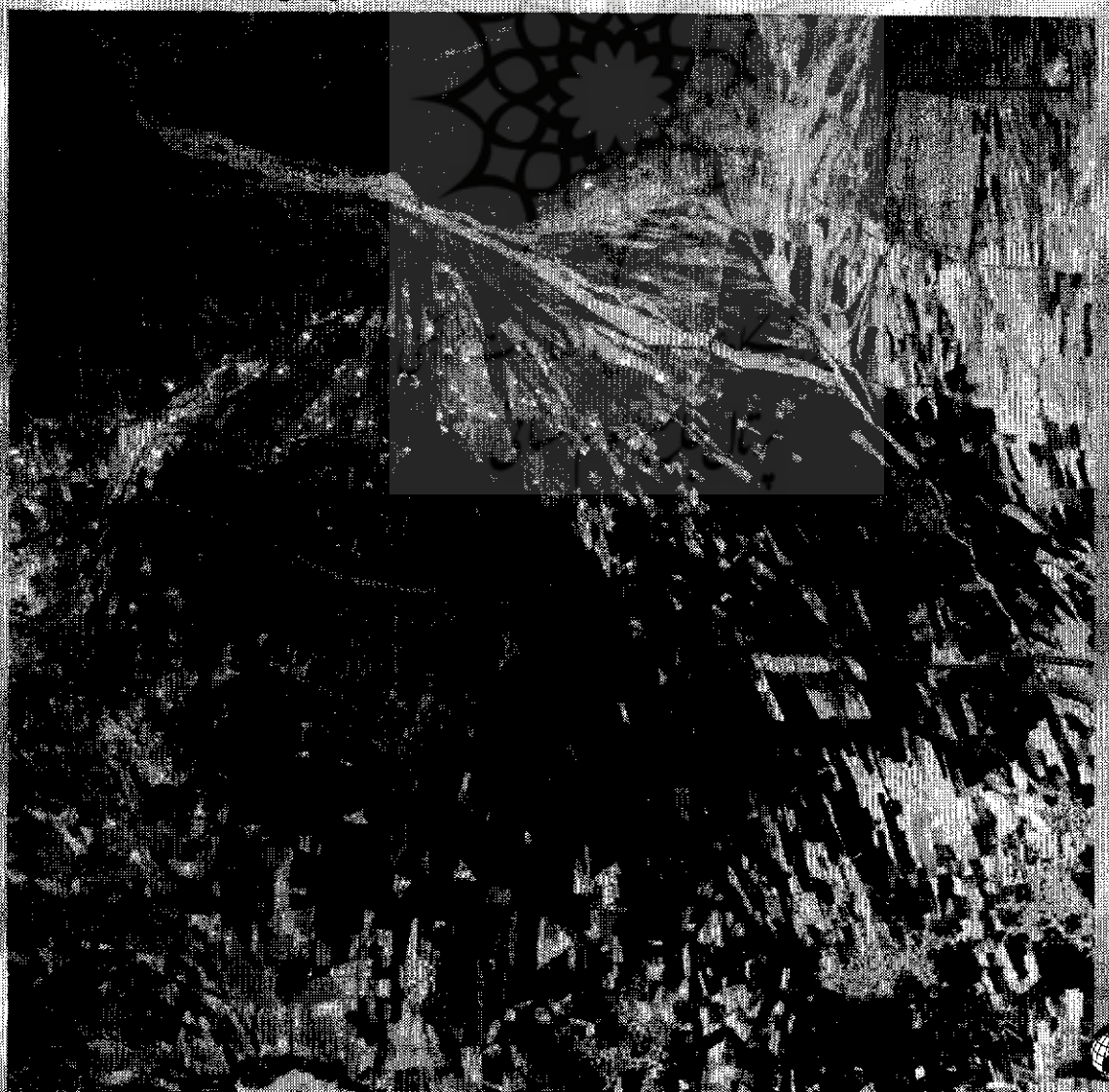
نگرشی به مطالعات مخروط افکنه‌ها

به‌عنوان محیط‌های رسوبی نواحی کوهستانی

چکیده

در حال حاضر، زمینهٔ مطالعات در مورد مخروط افکنه‌ها، به‌سوی دو موضوع گرایش پیدا کرده است: الف) فرایندهای نهشته‌گذاری، ویژگی‌های رسوبی و رابطهٔ آن‌ها با مورفومتری و گسترش مخروط افکنه. ب) فرایندهای رسوبی و ژئومورفیکی ناشی از پدیده‌های ژئومورفولوژیکی کاتاستروفیک و نادر. در مطالعات امروزی، مخروط افکنه‌ها به‌عنوان بخشی از سیستم‌های رودخانه‌ای مورد بررسی قرار می‌گیرند. این سیستم‌ها که به سیستم‌های رودخانه ـ مخروط افکنه معروفند، باز و پویا هستند و در مطالعات جغرافیایی اهمیت خاصی دارند. تحقیقات انجام شده در مورد مخروط افکنه‌ها در ایران انگشت شمارند و مخروط افکنه‌ها به‌دلیل اهمیتشان، از زمینه‌های ضروری تحقیقات ژئومورفولوژیکی به‌شمار می‌روند.

عکس هوایی مخروط افکنهٔ کشکسرای (۱۳۷۵)



کلید واژه‌ها: رسوب‌شناسی، مخروط افکنه‌ها، سیستم‌های رودخانه‌ای

«مخروط افکنه» عبارت است از یک حوضهٔ انباشتی رسوبی به شکل کمابیش مخروطی که در امتداد یک بریدگی توپوگرافیکی از قبیل جبههٔ کوهستان، پرتگاه و دامنهٔ یک دره واقع شده است و رسوبات آن از طریق جریانات آبرفتی یا روانه‌های خرده‌سنگی[۲] تأمین می‌شود.

مخروط افکنه‌ها از معدود اشکال ژئومورفولوژیکی هستند که در شرایط متفاوت جغرافیایی، آب و هوایی و زمین‌شناسی، از نواحی کوهستانی تا مناطق ساحلی، در آب و هواهای معتدل، مرطوب و خشک یافت می‌شوند و در مطالعات شکل‌های رسوبی، از جایگاه خاصی برخوردارند. زیرا اندازهٔ آن‌ها نسبتاً محدود است، قابل دسترسی هستند و به‌راحتی می‌توان آن‌ها را با منابع رسوبی شان در ارتباط گذاشت.

مطالعهٔ مخروط افکنه‌ها در سال‌های اخیر، در زمرهٔ مطالعات ژئومورفولوژیکی رودخانه‌ای قرار گرفته است.[۳] زیرا بسیاری از شرایط حاکم بر سیستم‌های رودخانه‌ای، روی مخروط افکنه‌ها نیز قابل مشاهده‌اند. مطالعات در مورد این شکل‌های انباشتی، از دههٔ ۱۹۶۰ به این سو جان تازه‌ای گرفته است. در این دهه و بعد از آن، نوشته‌های بی‌شماری در ارتباط با ویژگی‌های مورفولوژیکی شکل‌ها و نهشته‌ها و رخساره‌های مخروط افکنه‌ها منتشر شد. از دههٔ هشتاد به بعد، زمینهٔ مطالعات مخروط افکنه‌ای به سوی موضوعات زیر معطوف شد:

الف) فرایندهای نهشته گذاری و ویژگی‌های رسوبی و رابطهٔ آن‌ها با مورفومتری و تکامل مخروط افکنه‌ها

مطالعات در این باره، با دو پشتوانه آغاز شد:

۱. پیدایش این باور که نهشته‌گذاری نتیجهٔ تغییراتی است که در ژئومتری هیدرولیکی آبراهه روی می‌دهد. این تغییرات ممکن است ناشی از خروج رودخانه از آبراهه و گسترش آن روی مخروط افکنه و یا تغییر در شیب آبراهه باشد. به عقیده راکوکی (۱۹۸۱)، این دو موضوع ناقض همدیگر نیستند، بلکه مکمل یکدیگرند. وی عقیدهٔ خود را چنین بیان می‌دارد که گرچه عوامل ثانویه‌ای از قبیل زاویه محل اتصال آبراهه با آبراهه‌های دیگر و تغییر در مسیر رودخانه نیز در کاهش شیب آبراهه دخیل هستند، ولی این کاهش، بیش از هرچیز نتیجه انباشت نهشته‌ها روی مخروط افکنه‌ها در مراحل نخستین رسوبگذاری است. باید در نظر داشت که در همهٔ موارد آب، بستر آبراهه را در محل خروج رودخانه از کوهستان ترک نمی‌کند. در چنین مواردی، عمل نهشته گذاری با کاهش سرعت جریان رودخانه در ارتباط خواهد بود و بر همین اساس، عمل انباشت رسوبات در بخش‌های متفاوت مخروط افکنه که شیب کم‌تری دارند، صورت می‌گیرد.

نتایج تحقیق گریفیتس و ساونی (۱۹۸۶) در مورد کیفیت نهشته گذاری روی مخروط افکنه رودخانه «وایتاکیری» (نیوزیلند) که یک رودخانهٔ سیلابی است، نشان می‌دهد، نهشته گذاری زمانی صورت می‌گیرد که ظرفیت حمل رودخانه و میزان تغذیه‌پذیری در سطح مخروط افکنه کاهش یابد. به همین دلیل، میزان نهشته گذاری از سیلابی به سیلابی دیگر افزایش می‌یابد.[۴]

این دو محقق نتایج تحقیق خود را در قالب یک ساختار تئوریک مبتنی بر سلسله‌ای معادله ارائه کردند که بر اساس آن‌ها، امکان پیش‌بینی کیفیت نهشته گذاری در یک سال روی مخروط افکنه وجود داشت. در این معادلات، ارتفاع، آب و هوا، لیتولوژی و تکتونیک به‌عنوان متغیرهای غیروابسته لحاظ می‌شدند.

۲. در بسیاری از مطالعات انجام شده در مورد بخش‌های قدیمی و جدید مخروط افکنه‌ها، قسمت‌های متفاوت آن‌ها تقسیم‌بندی شده‌اند:[۵]

- رخساره‌های بالادست مخروط افکنه که در بخش‌های بالایی قسمت‌های داخلی مخروط افکنه برجای گذاشته شده‌اند. عناصر به‌جا گذاشته شده در این قسمت، درشت دانه (شن، ماسه و قلوه‌سنگ) هستند و در مواردی سطح مخروط افکنه به‌وسیلهٔ رودخانه بریده شده است.
- رخساره‌های پائین‌دست مخروط افکنه که در بخش‌های پائین‌تر و بیرونی مخروط افکنه‌ها بر جای گذاشته شده‌اند. این نهشته‌ها ریزدانه (ماسه و سنگریزه‌های ریز) و تا حدودی لایه‌بندی دارند. علاوه بر این، سطح مخروط افکنه در این قسمت کم‌تر بریده شده است.
- برخی از محققان یک رخسارهٔ میانی را نیز در تقسیم‌بندی‌های خود لحاظ کرده‌اند که مشخصهٔ آن، وجود نهشته‌های متوسط دانه (سنگریزه‌ها) است که لایه‌بندی چندان منظمی ندارند. به‌طور کلی می‌توان گفت که اندازهٔ نهشته‌ها از بالا دست به‌طرف پائین دست مخروط افکنه کاهش می‌یابد و رخسارهٔ نهشته‌ها تغییر می‌کند.

محققان دیگری این رخساره‌ها را به دو دستهٔ اصلی تقسیم کرده‌اند:[۶]

- نهشته‌های برجای گذاشته شده به‌وسیلهٔ جریان‌های رودخانه‌ای که لایه‌بندی خوبی دارند.
- نهشته‌های حاصل از روانه‌های خرده‌سنگی و فرایندهای مربوطه

نقطهٔ مشترک مطالعات کلیهٔ محققان این است که بین فرایندهای غالب ویژگی‌های مورفولوژیکی مخروط افکنه‌ها و حوضهٔ تغذیه کنندهٔ آن‌ها، رابطه‌ای غیرقابل انکار وجود دارد:

- مخروط افکنه‌های بزرگ که سطح آن‌ها شیب کمی دارد، به‌وسیلهٔ جریان‌های رودخانه‌ای حوضه‌های بزرگ که دارای فعالیت‌های ژئومورفولوژیکی کمی هستند، ایجاد شده‌اند.
- مخروط افکنه‌هایی که به‌وسیلهٔ روانه‌های خرده‌سنگی ایجاد می‌شوند، شیب زیاد و لایه‌بندی کم دارند و از حوضه‌های کوچک و بسیار فعال تغذیه می‌شوند.

گوستا شوک و همکاران (۱۹۸۶)، اگوچی و اهمری (۱۹۹۴) و گومز، ویلار (۱۹۹۶) از جمله محققانی هستند که روابط بین حوضه‌ها و مخروط افکنه‌ها را بر مبنای تحلیل‌های کمی بیان کرده‌اند. کاربرد این روش برای مخروط افکنه‌های نواحی مرطوب که به‌وسیلهٔ روانه‌های خرده‌سنگی ایجاد می‌شدند، نتایج بهتری به‌دست می‌داد.[۷] لکنهٔ مهم در برقراری این روابط، بررسی نقش فرایندهای نهشته گذاری و پیامد تغییرهاست. در جریان‌های رودخانه‌ای دبی، اندازهٔ عناصر و تمرکز نهشته‌ها و در مورد روانه‌های خرده‌سنگی، اندازهٔ تخته‌سنگ‌ها، تمرکز عناصر و عمق جریان، از جملهٔ این متغیرها هستند. دسترسی به تمامی این اطلاعات قدری مشکل است، به همین دلیل، هنوز هم برخی ویژگی‌های

مورفومتریک مخروط افکنه‌ها با خواص ژئومتریکی ناحیهٔ مبدأ (حوضه) در ارتباط گذاشته می‌شوند.

راکوکی (۱۹۸۱) بر اهمیت سیستم‌های آبراهه‌ای از نوع گسترده[۸] در نهشته گذاری بر سطح مخروط افکنه‌ها تأکید گذاشت و یک مدل تصادفی ارائه کرد که در آن روابط بین عوامل کنترل کنندهٔ نهشته گذاری و تکامل مخروط افکنه‌ها گنجانده شده بود.

سرانجام این که ایجاد و تکامل یک مخروط افکنه، با عوامل متعدد و پیچیده‌ای از قبیل آب و هوا و تکتونیک در ارتباط است و این دو عامل در برقراری یک وضعیت دینامیکی بین قابلیت دسترسی ماده و انرژی در ناحیهٔ منبع و حمل ماده به مخروط افکنه، نقش اساسی را ایفا می‌کنند.[۹] علاوه بر این عوامل، لیتولوژی و ژئومورفولوژی نواحی مرتفع (به‌عنوان منبع تغذیهٔ رسوبی) و وضعیت محیط‌های مجاور محل تشکیل مخروط افکنه، عمده‌ترین عوامل مؤثر در چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژی مخروط افکنه‌هاست.[۱۰] در مواردی نیز تشکیل مخروط افکنه‌ها و توسعهٔ آن‌ها مستقیماً به فعالیت‌های انسان در ارتباط است. این تأثیر در حوضه‌های دارای ارتفاع متوسط و کم بیش‌تر به چشم می‌خورد.[۱۱]

در ارتباط گذاشتن مورفولوژی و تکامل مخروط افکنه‌ها با هر کدام از عوامل فوق، کار چندان آسانی نیست؛ به‌ویژه این که بر اساس نتایج آزمایشگاهی، مخروط افکنه‌ها در طول تکامل خود، فازهای مشخصی را پشت سر می‌گذارند، بدون این که در محیط تشکیل آن‌ها تغییر بنیادی ایجاد شود.[۱۲]

نقش فرایندهای رسوبی و ژئومورفیکی ناشی از پدیده‌های استثنایی

این فرایندها در دوره‌های مشخصی روی مخروط افکنه‌ها اتفاق می‌افتند. در این راستا، عمدهٔ توجه به رواناب‌های خرده‌سنگی و جریانات گلی، به‌عنوان فرایندهای غالب در ایجاد و گسترش مخروط افکنه‌ها معطوف شده است. در محل تشکیل گیری سرشاخه‌های رودخانه‌های مناطق کوهستانی که مستعد فرسایش بهمنی و انواع حرکات توده‌ای هستند، منابع عمدهٔ رسوبی مخروط افکنه‌ها را می‌توان یافت.[۱۳] پیرسون در مطالعه‌ای که طی وقوع یک بارش شدید انجام داد، ثابت کرد که در مخروط افکنهٔ «مونت‌توماس» واقع در نیوزیلند، بار رسوبی تخلیه شده در اثر یک رواناب خرده‌سنگی، برابر با مقدار بار رسوبی تخلیه شده طی چندین سال فعالیت سایر فرایندهایی است که به‌طور مداوم در حوضه‌های آبگیر به‌وقوع می‌پیوندند. مطالعات ولز و هاروی (۱۹۸۷) در شمال فرنچ‌اسکاتلند نیز این مسأله را تأئید کرد.

ترتیبات رخساره‌های رسوبی و نوع پریدگی‌های رأس مخروط افکنه که هاروی (۱۹۹۰) آن‌ها را به ۸ نوع تقسیم کرده است، از فعالیت فرایندهای ژئومورفولوژیکی حوضه، نوع نهشته گذاری و پراکندگی مکانی رگبارها، بیش از تغییرات دراز مدت آب و هوایی و تکتونیکی تأثیر می‌پذیرند. زیرا قبل از وقوع رگبار، سیستم رودخانه‌ای با شرایط نهشته گذاری سطح مخروط افکنه تطبیق می‌یابد و انرژی نسبتاً کمی دارد. ولی به هنگام وقوع رگبار، پایداری آبراهه‌ها دچار تزلزل می‌شود و اگر قبلاً سیستم به‌وسیلهٔ عوامل هیدرولیکی کنترل شود، پس از وقوع رگبار، تأثیر عوامل ژئومورفولوژیکی بر عوامل هیدرولیکی پیشی می‌گیرد؛ نتیجه‌ای که هاروی (۱۹۸۶) در مطالعات خود روی تپه‌های «HOW» در شمال‌غرب انگستان رسید. مطالعات کسل (۱۹۸۵) در دامنه‌های پرشیب مناطق حاره نشان داد که سهم هوازدگی و تکتونیک در تعیین ویژگی‌های مخروط افکنه‌ها بیش از عوامل اقلیمی است.

از بین رفتن پوشش گیاهی یک منطقه در اثر عواملی همچون آتش‌سوزی، چرای بیش از حد و یا قطع جنگل‌ها و بوته‌کنی، موجبات تشدید فرسایش در نتیجهٔ تغییر رفتار هیدرومورفولوژیکی حوضه و تدارک رسوب در آن می‌شود. این تغییر مستقیماً بر ویژگی‌های نهشته گذاری و مورفولوژیکی مخروط افکنه‌ها تأثیر می‌گذارد و موجب وقوع فازهایی از کاوش و انباشت[۱۴] و شکل‌گیری مخروط افکنه‌های جدید[۱۵] می‌شود.

نتایج به‌دست آمده از مطالعات پیرسون (به قول گومز-ویلار، ۱۹۸۷) و ولز و هاروی (۱۹۸۷) درست نقطهٔ مقابل اصل مطرح شده و از طرف ولمن و میلر (۱۹۶۰) بود که براساس آن، اثر رویدادهای ژئومورفولوژیکی دارای تناوب متوسط در تغییر چشم‌اندازها، بیش از وقایع استثنایی با شدت زیاد است. در سال‌های بعد، مطالعات دیگری نیز در ارتباط با پدیده‌های ژئومورفولوژیکی استثنایی توسط محققان دیگر انجام شد که مطالعات سوریسو-والور (۱۹۸۸) در مورد مخروط افکنه‌های ایجاد شده در نتیجهٔ لغزش‌ها در کالابریای ایتالیا، هوک (۱۹۸۷) در مورد اثر حرکات توده‌ای در مورفولوژی مخروط افکنه‌های نواحی نیمه‌خشک، میلر (۱۹۹۹) در مورد اثر زیرفرش‌های سنگی در شکل‌گیری مخروط افکنه‌های دره اووز کالیفرنیا، ریتر و همکاران (۲۰۰۰) در مورد عوامل محیطی کنترل کنندهٔ تکامل مخروط افکنه‌ها در دره بوتا و پستا در ارتفاعات مرکزی و گومز-ویلار و گارسیا-روز نیز مورد دینامیک کنونی مخروط افکنه‌های پیرنهٔ مرکزی اسپانیا، از جملهٔ آن‌ها هستند.

بلیرومک فرسون (۱۹۹۲) از این فرایندها به‌عنوان فرایندهای اولیهٔ فعال بر روی مخروط افکنه‌ها یاد می‌کنند و آن‌ها را چنین تعریف کرده‌اند: فرایندهای اولیه، فرایندهایی هستند که به‌صورت فعال حمل عناصر و مواد را از حوضهٔ آبریز به مخروط افکنه بر عهده دارند و به‌صورت کاتاستروفیک و نادر اتفاق می‌افتند. مواد حاصله از این فرایندها، زاویه‌دار، دارای مرتب شدگی اندک و فرشت‌دانه هستند. مهم‌ترین این فرایندها نیز از نظر آنان ریزش‌ها و لغزش‌های سنگی، بهمن‌های سنگی، لغزش‌های کولوویالی، رواناب‌های خرده‌سنگی و جریانات سیلابی ورقه‌ای هستند. در نواحی دارای آب و هوای سرد، مسدود شدن مسیر رودخانه در اثر یخبندان می‌تواند موجب به‌جاگذاری بار رسوبی رودخانه شده و نهشته‌های با ضخامت زیاد را به‌وجود آورد.[۱۶]

بنابراین فرایندهای ژئومورفیکی کاتاستروفیک را که عموماً به‌وسیلهٔ پدیده‌های استثنایی ایجاد می‌شوند، می‌توان در نواحی گوناگون با شرایط آب و هوایی متمایز جست‌وجو کرد. البته برقراری رابطه بین نوسانات آب و هوایی و تدارک رسوبی حوضه‌های آبریز و تأثیر آن بر رفتار مخروط افکنه‌ها کار ساده‌ای نیست. با این حال می‌دانیم که به‌دنبال وقوع یک رگبار فصلی، شدت بارش و میزان ناپایداری دامنه‌ها بر نوع رخسارهٔ رسوبی مخروط افکنه‌ها تأثیر شدیدی می‌گذارد و اثر هر کدام از این فازهای نهشته‌گذاری ناشی از رگبارها، در ساختمان مخروط افکنه، به‌صورت لایه‌ای مشخص باقی می‌ماند.

در ایران مطالعهٔ چندانی در مورد مخروط افکنه‌ها صورت نگرفته است. نخستین مطالعات خاص مخروط افکنه‌ای در ایران را بی‌مونت (۱۹۷۲) در مخروط افکنه‌های پایکوه‌های البرز صورت داد. مطالعاتی نیز توسط احمدی‌مهرآباد(۱۳۷۹) در ارتباط با تکوین مخروط افکنهٔ قلعه‌چای (عجب‌شیر ـ آذربایجان) انجام شده است. علاوه براین، لایه‌لای مطالب پایان‌نامه‌های دانشجویی دانشگاه تبریز می‌توان آثاری از مطالعات مخروط افکنه‌ای را یافت که مطالعات رضایی‌مقدم (۱۳۷۴) در مورد تشکیل مخروط افکنه‌های دامنهٔ جنوبی میشوداغ، و عباس‌نژاد (۱۳۷۵) در مورد تشکیل و تکوین مخروط افکنه‌های دشت رفسنجان، و مختاری (۱۳۷۶) در مورد شکل‌گیری پنج مخروط افکنهٔ دامنهٔ شمالی میشوداغ، از جملهٔ آن‌ها هستند.

نگارنده (۱۳۸۱) در قالب پایان‌نامهٔ دکترای خود، مشخصاً به بررسی عوامل مؤثر در تحول و تکامل مخروط افکنه‌های کواترنری دامنهٔ شمالی میشوداغ پرداخته است.

نتیجه‌گیری

از اولین پژوهش‌های علمی انجام شده در مورد مخروط افکنه‌ها[۱۷] تا مطالعات امروزی روی مخروط افکنه‌ها، معلومات در مورد فرایندها و ویژگی‌های مورفولوژیکی و رسوبی انواع و تیپ‌های رخساره‌های مخروط افکنه‌ها، روزبه‌روز فزونی داشته است. با وجود این، هنوز تا درک کامل مسائل مربوط به مخروط افکنه‌ها و فرایندهای مؤثر در تشکیل و تکامل آن‌ها، به‌ویژه در ایران، راه درازی در پیش است.

در مطالعات امروزی، مخروط افکنه‌ها به‌عنوان بخشی از سیستم‌های رودخانه‌ای مطالعه می‌شوند.[۱۸] زیرا عملکرد فرسایش یا به‌جاگذاری در آن‌ها با پیوستگی و تداوم سیستم رودخانه‌ای ارتباط دارد. بنابراین مخروط افکنه به‌عنوان عاملی برای کنترل رسوبگذاری در داخل سیستم قلمداد می‌شود. لیکن خود مخروط افکنه نیز تحت کنترل دینامیک و پویایی و تحول‌پذیری سیستم قرار دارد. فرایندهای ژئومورفولوژیکی حوضه‌ها و دامنه‌ها با ویژگی‌های لیتولوژیکی، تکتونیکی، کاربری زمین و کیفیت پوشش آن‌ها ارتباطی تنگاتنگ دارند و ویژگی‌های عناصر به‌جا گذاشته شده بر مخروط افکنه‌ها، زمینه را برای مدلبندی کیفیت نهشته‌گذاری و دینامیک آن فراهم می‌کنند. سیستم رودخانه ـ مخروط افکنه یک سیستم باز و پویاست.[۱۹] و از دیدگاه جغرافیایی اهمیت زیاد دارد. زیرا از طریق بررسی آن، می‌توان شدت فرایندهای غالب در سطح خود مخروط افکنه و حوضهٔ مربوطه را ارزیابی و میزان پایداری و ناپایداری ژئومورفولوژیکی منطقهٔ مورد مطالعه را تعیین کرد.

منابع

۱. احمدی مهرآباد، رحیم. (۱۳۸۰). عوامل مؤثر در تکامل مخروط افکنهٔ قلعه‌چای. پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد. دانشکدهٔ علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.

۲. رضایی مقدم، محمدحسین. (۱۳۷۴). پژوهش در تشکیل کوهپایه‌ها و دشت‌های انباشتی دامنهٔ جنوبی میشوداغ، با تأکید بر فورموکلیما و مورفوتکتونیک. پایان‌نامهٔ دکترا. دانشکدهٔ علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.

۳. عباس‌نژاد، احمد. (۱۳۷۵). پژوهش‌های ژئومورفولوژی در دشت رفسنجان. پایان‌نامهٔ دکترا. دانشکدهٔ علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.

۴. مختاری کشکی، داود. (۱۳۷۶). تحلیل برخی از مسائل مورفودینامیک دامنهٔ شمالی میشو و دشت سیلابی کشکسرای. پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد. دانشکدهٔ علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.

۵. مختاری کشکی، داود. (۱۳۸۱). عوامل مؤثر در تکامل مخروط افکنه‌های کواترنری دامنهٔ شمالی میشوداغ و توان‌های محیطی آن. پایان‌نامهٔ دکترا (در حال تنظیم). دانشکدهٔ علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.

6. Beaumont, P.(1972). Alluvial fans along the foothills of the foothills of the Elburz Mountains, Iran: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Pala eoecology, v. 12,p.251-273.

7. Blair, T.C.(1999). Alluvial fan and catchment initiation by rock avalanching, Owens Valley, California: Geomorphology 28,p.201-221.

8. Blair, T.C. and Mc pherson,J.G., (1994 a). Alluvial fans and their natural distinction from revers based on morphology, hydraulic processes, Sedimentary processes, and facies assemblages: Journal of sedimentary research, Vol. A64, No.3,p.450-489.

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

10. Bull, W.B.(1964). Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California: Unitd States Geological Survey Professional Paper 352E, 128p.

11. Bull, W.B.(1977). The alluvial fan environment: Progress in Physical Geography, v. 1, p.222-270.

12. Bull, W.B. (1991). Geomorphic response to climatic change. Oxford Univ. Press, Oxford.

13. Cook, R.U., Warren, A., Goudi, A. (1993). Desert geomorphology. VCL Press, London, 526p.

14. Drew, F. (1873). Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper Indus Basin: Geological Society of London, Quarterly Journal, v. 29, P. 441-471.

15. Gomez-Villar, A.(1988). Alluvial fans as a sedimentry environment in mountainous areas: Pirines, Vol.131,p.95-106.

16. Gomez Villar, A.(1996). Caracterizacion morfometricay tipologica

de Conos aluvialesenLa rioja yenel Pirineo aragones: IV Reunion de Geomorfologia.

17. Griffits, G.A., McSaveney, M.J.(1989) Sedimentation and river containment on Waitangitaona alluvial fan, South Westland, New Zealand. Zeitschrift fur Geomorphologie, 30(2):215-230.

18. Harvey, A.M(1986). Geomorphic effects of a 100 year storm in the Howgill fells, Northwest England. Zeitschrift fur Geomorphologie, 30(1):71-91.

19. Harvey, A.M(1990). Factors influencing quaternary alluvial fan development in southeast Spain. In: A.H.Rachocki and M.Church (eds.). Alluvial fans: A field approach. John Wiley & Sons. p. 247-270.

20. Harvey, A.M., (1996). The role of alluvial fans in the mountain fluvial Systems of southeast Spain: Implications of Climatic Change: Earth Surface Processes and Land forms, Vol. 21. p. 543-553.

21. 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.

22. Hooke, R.L., (1987). Mass movements in semi -arid environments and the morphology of alluvial fans: In: Anderson, M.G., and Richards, K. (eds.). Slope Stability: Chichester, England, Wiley, p.505-529.

23. Kesel, R.H.(1985). Alluvial fan systems in a wet-tropical enviroment, CostaRica. National Geograpic Research. 1:450-469.

24. Kostaschuk, R.A., Macdonald, G.M., and Putnam, P.E.(1986). Depositional Process and alluvial fan-Drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada: Eart Surface Processes and landforms, Vol. 11, p.471-484.

25.Lecce, S.A.(1990). The alluvial fan problem. In: A.H.Rachocki and M.Church (eds.). Alluvial fans: A field approach. John Wiley & Sons. p. 3-24.

26. Li, y., yang, J., Tan, L., Duan, F.(1999). Impact of tectonics on alluvial landforms in the Hexi Corridor, Northwest China: Geomorphology 28.p.299-308.

27.Nilsen, T.H.,(1994). Alluvial fan deposits. U.S. Geological Survey, Menlo Park.

28. Oguchi, T., Ohmori, H.(1994). Analysis of relationships among alluvial fan area, Source basin area, basin slope, and sediment yield: Z. Geomoph. NB.F.38.p.405-420.

29. Petts, G.E., and Foster, I.(1985). Rivers and landscape. Edward Arnold (eds.). London. 247 pp.

30. Rachocki, A.H.(1981). Alluvial fan. Chichester, Wiley, 161p.

31. Ritter, D.F., kochel, R.C. and Miller, J.R.(1995). Process geomorphology. Wm.C. Brown Pub.

32.Ritter,J.B., Miller,J.R., Husek-wulforst, J.(2000).Environmental controles on the evolution of alluvial fans in Buena Vita Valley, north central Nevada, during late quaternary time: Geomorphology 36.63-87.

33. Saussure, H.B.DE.(1779). Voyages dans les Alps: Precedes d'unessaisur l'historie naturalle des environs de Geneve: Neuchatel, Lous Fauche-Burel, Part 1.540 p.

34. Smith, G.(1754). Dreadful Storm in Cumberland: Gentleman's Magazine, V.24, p.464-467.

35. Surrell, A.(1870). Etude sur les torrents des Hautes-Alpes, 2st Edition: Paris, Imprimerie Cusset.

36. Tunbridge, I.P.(1983). Alluvial fan sedimentation of the Horseshoe Park flood, Colorado, USA, July 15, 1982: Sedimentary Geology, v.36.p.15-23.

37. Wells, N.A., and Dorr, J.A., (1987). A reconnaissance of sedimentation on the Kosi alluvial fan of India. In: Ethridge, F.G,. Flores, R.M., and Harvey, M.D. (eds.). Recent Developments in Fluvial Sedimentology: SEPM Special Publication 39, p.51-61.

38. Wells, S.G., and Harvey, A.M., (1987). Sedimentologic and geomorphic variation in stromgenerared alluvial fans, Howgill Fells, northwest England: Geological society of America Bulletin, v. 98,p.182-198.

39. Wolman, M.G. and Miller, J.C.(1960). Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. Journal of Geology, 68:54-74.

40. Young, A.R.M., (1986). Quaternary sedimentation on the Woronora Plateau and its implications for climate change. Australian Geographer, 17:1-5.

زیرنویس

۱. دانشجوی دوره دکترای جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز

2. Debris flows

۳. بلیر و مک فرسون، ۱۹۸۵؛ هاروی، ۱۹۹۶؛ بلیر و مک فرسون، ۱۹۹۴.

۴. گرمز-ویلار، ۱۹۸۸.

۵. پول، ۱۹۶۲؛ لک، ۱۹۹۰؛ تیلسن، ۱۹۹۲؛ هاروی و همکاران، ۱۹۹۹؛ گرمز-ویلار و گارسیا-روز، ۲۰۰۰؛ مخادی، ۱۳۸۱.

۶. بلیر و مک فرسون، ۱۹۹۴b؛ کوستا شوگا و همکاران، ۱۹۸۶؛ ریتر و همکاران ۱۹۹۵.

۷. گرمز-ویلار ۱۹۸۸.

8. Braided

۹. لی و همکاران، ۱۹۹۹؛ ریتر و همکاران، ۲۰۰۰.

۱۰. بول، ۱۹۷۷ و ۱۹۹۱؛ ولز و دور؛ هاروی، ۱۹۹۰.

۱۱. گرمز-ویلار، ۱۹۹۶.

۱۲. بلاکوکی، ۱۹۸۱.

۱۳. گرمز-ویلار از قول پیرسون، ۱۹۸۸.

۱۴. یونگ، ۱۹۸۶.

۱۵. گرمز-ویلار از قول آیناژ-وادیلر، ۱۹۸۸.

۱۶. تون بریج، ۱۹۸۳.

۱۷. اسمیت، ۱۷۵۴؛ ساسور، ۱۷۷۹؛ سورل، ۱۸۷۰؛ دریر، ۱۸۷۳.

۱۸. گومز-ویلار، ۱۹۸۸؛ هاروی، ۱۹۹۶؛ کوک و همکاران، ۱۹۹۳.

۱۹. گرمز-ویلار، ۱۹۸۸.