

تأثیر تکتونیک در شکل‌گیری مخروط افکنه‌ها و تحلیل پدوژئومورفیک آنها (مطالعه موردی: هشتگرد-کردان، استان البرز)

کاظم نصرتی*؛ محسن احتشامی معین‌آبادی^۱، اکرم شماخی^۲، علی اکبر نظری سامانی^۴

- ۱- دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
- ۲- استادیار گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
- ۳- کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
- ۴- دانشیار گروه احیای مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۵/۷

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۱/۲۵

چکیده

مخروط افکنه‌ها از جمله لندفرم‌های رسوبی متداولی هستند که دارای اهمیت ویژه‌ای از نظر تامین منابع آب و خاک می‌باشند. هدف این مطالعه بررسی تأثیر فعالیت‌های تکتونیک در شکل‌گیری مخروط افکنه‌های هشتگرد-کردان استان البرز و تحلیل پدوژئومورفیک آنها است. بدین منظور شاخص‌های مورفوتکتونیک شامل شکل حوضه زهکشی، عدم تقارن حوضه زهکش، شاخص طول-شیب آبراهه، سینوزیته جبهه کوهستان، نسبت عرض دره به ارتفاع و هیپسومتری محاسبه شده و فعالیت‌های تکتونیک نسبی منطقه با استفاده از شاخص فعالیت زمین‌ساختی نسبی بررسی شده است. به منظور تحلیل تکوین سطوح ژئومورفیک مخروط افکنه‌ها، زمان پدوژنز و سن لایه‌های رسوبی تعیین شده است. تحلیل داده‌های پدوژنز وجود سه نسل مخروط افکنه در منطقه را تأیید می‌کند که مخروط افکنه‌های قدیمی در کنار جبهه کوهستان و بالادست مخروط افکنه‌های جدیدتر قرار گرفته‌اند. براساس نتایج شاخص‌های مورفوتکتونیک، منطقه از نظر تکتونیک فعال است. بریدگی زیاد جبهه کوهستان، دره‌های عدم تقارن حوضه‌ها و قرارگیری حوضه در مرحله جوانی فعال بودن منطقه از نظر تکتونیک را تأیید می‌نمایند. تکتونیک با تأثیرگذاری بر جایگزینی، شکل و مساحت مخروط افکنه و ضخامت رسوبات آنها نقش موثری در شکل‌گیری و گسترش آنها داشته است. تکوین مخروط افکنه‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های تکتونیک منطقه مطابقت دارد به گونه‌ای فعالیت بیشتر تکتونیک به شکل‌گیری چند نسل مخروط افکنه با مساحت و ضخامت بیشتر رسوبات منجر شده است.

واژه‌های کلیدی: مخروط افکنه، فعالیت تکتونیک، شاخص‌های مورفوتکتونیک، تکوین سطوح ژئومورفیک.

مقدمه

همکاران، ۱۳۸۸). به منظور بررسی تأثیر ارتباط تکتونیک و لندفرم‌ها از مورفوتکتونیک به‌عنوان دانش مطالعه اشکال و سیمای‌های ایجاد شده در اثر نیروهای تکتونیکی استفاده می‌شود (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). مورفوتکتونیک برای تشخیص رابطه بین تکتونیک و عوارض سطحی نیز به کار می‌رود. شناخت این ارتباط می‌تواند به تفسیر وقایع تکتونیکی از طریق مطالعه اشکال و ناهمواری‌های سطح زمین کمک کند. یکی از انواع لندفرم‌های مهم که ارتباط نزدیکی با تغییرات تکتونیکی دارد، مخروط افکنه است. از طرفی برخی از مناطق در حال توسعه جهان در مناطق خشک و نیمه خشک، در مجاورت مخروط افکنه‌ها قرار دارند. رشد بدون برنامه‌ریزی مناطق شهری طی سال‌های اخیر بر روی مخروط افکنه‌ها لزوم بررسی این عوارض به‌عنوان مناطق عمده‌ی سکونتگاهی را بیشتر می‌کند. با وجود شرایط زمین‌شناختی و اقلیمی مناسب جهت تشکیل و تکوین مخروطه افکنه‌ها و اهمیت این لندفرم در تأمین منابع آب و خاک در مناطق خشک مطالعات محدودی در ایران انجام شده است. مخروط افکنه‌های منطقه مورد مطالعه (کردان و هشتگرد) به لحاظ تأمین آب و خاک مناسب و نزدیکی به کلان‌شهرهای تهران و کرج از نظر استقرار سکونتگاه و فعالیت‌های زراعی اهمیت بالایی دارند. با توجه به اهمیت منطقه و هم‌چنین مجاورت با گسل‌های فعال در حاشیه جنوبی البرز مرکزی، این مقاله سعی دارد با تعیین ویژگی‌های حوضه آبخیز بالادست و بررسی‌های ژئومورفولوژی زمین‌ساختی، نقش زمین‌ساخت را در تکامل مخروط افکنه‌های منطقه بررسی کند. مطالعه ارتباط زمین‌ساخت با شکل‌گیری مخروط افکنه‌ها در رژیم‌های زمین‌ساختی با نرخ هم‌گرایی اندک، گسل‌های با

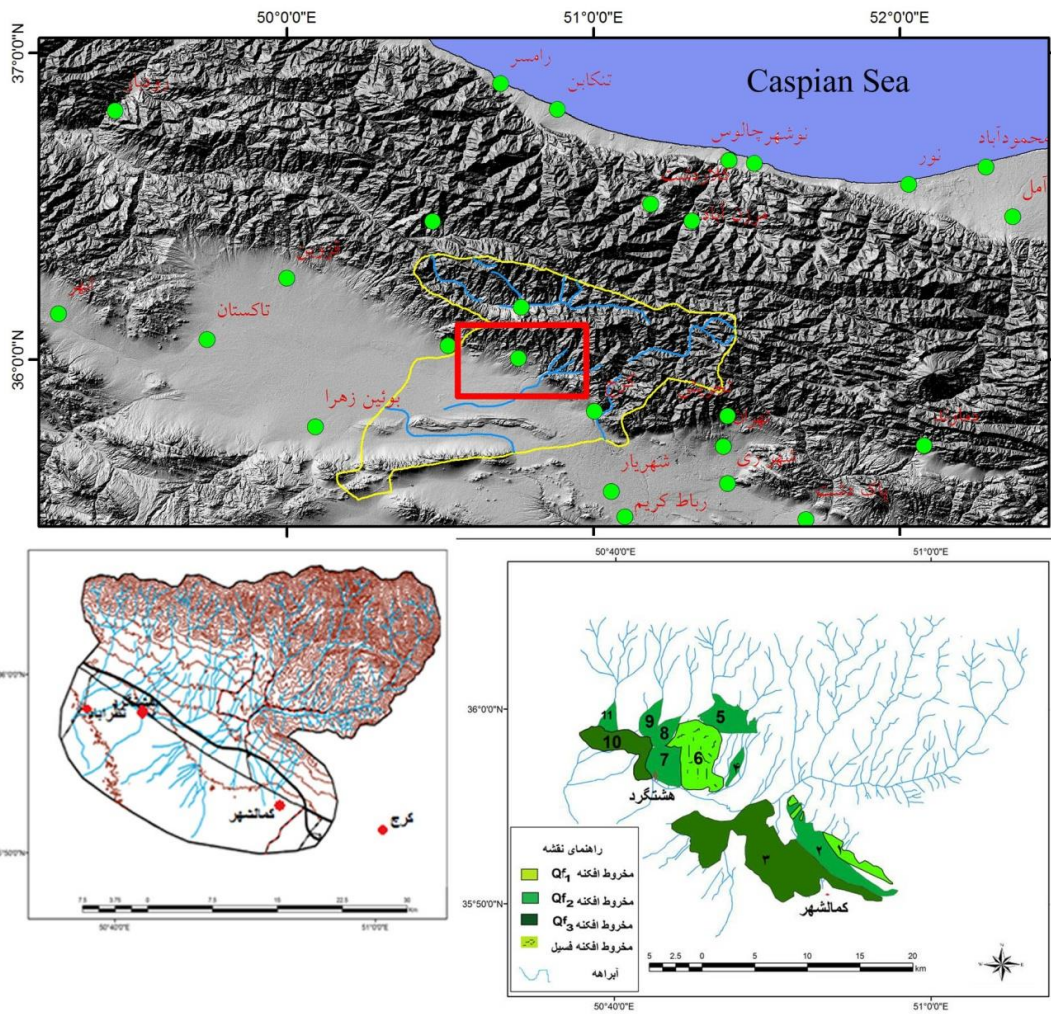
مخروط افکنه یک لندفرم نهستی شبیه به مخروط، متشکل از رسوبات حاصل از فرسایش در حوضه‌های آبریز کوهستانی در اندازه قله سنگ تا ماسه و سیلت است که به طور شعاعی از نقطه‌ای که جریان آب کوهستان را ترک می‌کند، به سمت پای دامنه کشیده می‌شود (بول، ۱۹۷۷؛ بلر و مکفیرسون، ۱۹۹۸). این لندفرم می‌تواند در اقلیم‌های مختلف و در هر محیط یک حجم بالایی از رسوبات از حوضه‌های آبخیز فراهم شود و قدرت جریان در محل اتصال شاخه‌ها یا در جبهه کوهستان به طور ناگهانی کاهش یابد، شکل بگیرد (هاروی و همکاران، ۲۰۰۵)، با این حال، مخروط افکنه‌ها یکی از اشکال پایکوهی متداول در مناطق خشک و نیمه خشک می‌باشند. مخروط افکنه‌ها وضعیت ژئومورفولوژیکی ثابتی ندارند و عوامل مختلفی از جمله تغییرات اقلیمی (وایت و همکاران، ۱۹۹۶؛ ویلت و براندون، ۲۰۰۲)، حرکات تکتونیکی (ویپل و ترایلر، ۱۹۹۶؛ کالواچی و همکاران، ۱۹۹۷؛ لی و همکاران، ۱۹۹۹) و تغییرات سطح اساس در حوضه‌ی آبریز (هاروی، ۲۰۰۲؛ استورز-پرتز و همکاران، ۲۰۱۱) و عوامل انسانی در کوتاه مدت سبب تغییر در وضعیت مخروط افکنه‌ها می‌گردد. تکتونیک به صورت مستقیم با ایجاد توپوگرافی، تأثیر بر گرادیان شیب، ایجاد فضا برای ذخیره رسوبات، و تغییرات سطح اساس مخروط افکنه و به صورت غیرمستقیم با تأثیر بر شدت‌های فرسایش بر تکوین مخروط افکنه‌ها موثر است. البته این ارتباط پویا است به گونه‌ای که تغییرات در عواملی مانند توپوگرافی، برپایی، فرسایش و رسوب‌گذاری در نهایت در میدان تنش تکتونیکی حاکم بر منطقه تأثیر می‌گذارند (مولنار و انگلند، ۱۹۹۰؛ بیومونت و همکاران، ۱۹۹۲؛ کوپر و همکاران، ۲۰۱۳؛ بهرامی، ۲۰۱۳؛ روستایی و

مولفه امتدادلغز و مهاجرت جبهه کوهستان از جنبه دیگر نوآوری و اهمیت این پژوهش است.

محدوده مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی است که از شرق به شهر کرج و از غرب به آبیک محدود می‌شود. گستره مورد مطالعه بین طول‌های $۵۰^{\circ}۳۱'$ تا $۵۱^{\circ}۰۶'$ شرقی و عرض‌های $۳۵^{\circ}۳۵'$ تا $۳۶^{\circ}۰۶'$ شرقی واقع شده است (شکل ۱). این منطقه حدود ۱۲۷۰ کیلومتر مربع مساحت دارد که بخش اعظم آن را مخروط افکنه‌ها می‌پوشانند. البرز مرکزی یک کمربند چین خورده متأثر از چندین کوهزایی (علوی، ۱۹۹۶) است که طی اردوئیسین و سیلورین از سرزمین گندوانا جدا شده است (اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱) و سپس در تریاس پایانی طی کوهزایی سیمیرین پیشین به اوراسیا پیوند خورده است (زانچی و همکاران، ۲۰۰۹). بخشی از کوتاه شدگی ناشی از هم‌گرایی ورقه‌های عربی و اوراسیا در رشته کوه‌های البرز رخ می‌دهد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). این رشته کوه با زمین‌شناسی پیچیده ناشی از عملکرد کوهزایی‌های سیمیرین و آلیپی (علوی، ۱۹۹۶؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ زانچی و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۹؛ احتشامی معین آبادی و همکاران، ۲۰۱۲) گسل‌های بزرگی را در خود جای داده است که با جنبش معکوس و امتدادلغز در طی میوسن و پس از آن ریخت‌شناسی کنونی البرز مرکزی را شکل داده‌اند (اکسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳). در واقع حرکت امتداد لغز در راستای گسل‌های اصلی در البرز مرکزی متأثر از حرکت امتدادی بین ورقه‌های ایران مرکزی و حوضه خزر جنوبی است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲) که بخشی از آن در جنبش نوزمین‌ساختی گسل‌های منطقه مطالعه بروز کرده است. آب و هوای

کوهستانی حاکم بر گستره و برفگیر بودن ارتفاعات در بیشتر ماه‌های سال کمک زیادی به هوازگی و فرسایش سنگ‌ها می‌کند. در خردشکلی سنگ‌ها سیستم‌های درز و شکاف و سیستم‌های گسلی دارای اهمیت بسیار زیادی هستند. بیشتر آبراهه‌های گستره عمود بر راستای کوه‌ها (شمال باختری-جنوب خاوری) هستند. مسیر برخی از آبراهه‌های منطقه به ویژه رودخانه برغان منطبق بر پهنه‌های گسلی می‌باشد. رودخانه برغان (کردان) دره ژرفی را در رشته کوه‌های البرز پدید آورده و راستای خاوری-باختری و انشعباتی نزدیک به شمالی-جنوبی دارد (مهدی‌زاده و یوسفی، ۱۳۷۴). مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی سازند کرج، رخنمون وسیعی در حوضه‌های آبریز منطقه دارد. در ایجاد شکل کنونی و مورفولوژی منطقه گسل‌های اصلی و فرعی نقش مهم‌تری داشته‌اند. منطقه مورد مطالعه در جنوب مرکزی در فرادیواره گسل راندگی شمال تهران قرار دارد. گسل و همکاران (۲۰۰۶) این محدوده را پهنه چین خورده البرز جنوبی نامیده‌اند که به وسیله گسل مشا در شمال و راندگی شمال تهران در جنوب محدود می‌شود. نهشته‌های آبرفتی کواترنر در گستره مورد بررسی بیشترین سهم را دارند که به صورت مواد فرسایشی هستند که از ارتفاعات تا نواحی پست دشت‌ها گسترده‌اند و با دور شدن از ارتفاعات درشتی دانه‌ها کاهش می‌یابد. مخروط افکنه‌های نیمه بلند در حوالی کردان از نهشته‌های ریزدانه‌ی ماسه‌ای، سیلتی و رسی آبرفتی دارای قطعات شکسته شده و زاویه‌دار بیشتر از جنس شیل، آندزیت و توف سبز تشکیل شده‌اند. مخروط افکنه‌های پست‌تر و پادگانه‌های آبرفتی جوان ترکیب تقریباً یکنواخت با ستبرای زیاد از آبرفت‌های با جورشدگی ضعیفی تشکیل شده است (مهدی‌زاده و یوسفی، ۱۳۷۴) (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه (چهارگوش قرمز) در شمال ایران به همراه نقشه توپوگرافی محدوده مورد مطالعه و موقعیت مخروط افکنه‌ها در آن.

مواد و روش‌ها

برآورد شاخص‌های مورفوتکتونیک

حوضه آبخیز آن تمامی نقشه‌های ذکر شده برای هر مخروط افکنه و حوضه بالادست آن نیز تهیه گردید. مطالعات مورفوتکتونیک با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک در مطالعات تکتونیک فعال صورت می‌گیرند. بدین ترتیب شاخص‌های ژئومورفیک شامل شاخص طول-شیب آبراهه (Sl)، انتگرال هیپسومتری (Hi)، عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، شکل حوضه (Bs)، نسبت عرض کف دره به ارتفاع آن (Vf) و شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (Smf) محاسبه شد. شاخص SL نمایانگر

با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS 10.1 و براساس داده‌های نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ و نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه، پس از تعیین محدوده حوضه آبخیز و مخروط افکنه‌های منطقه مورد مطالعه و اصلاح آن براساس بازدیدهای میدانی، لایه‌های شبکه زهکشی، خطوط منحنی میزان و شبکه گسلی استخراج شد. از نقشه مدل رقومی ارتفاع نقشه‌های شیب و جهت شیب تهیه شد. هم‌چنین پس از تفکیک هر مخروط افکنه و

از ۱۵)، ۲: متوسط (مقادیر بین ۷ تا ۱۵) و ۳: کم (مقادیر کمتر از ۷) طبقه‌بندی کرده‌اند (الهمدونی و همکاران، ۲۰۰۸). حوضه‌های آبخیز منطقه با استفاده از شبکه آبراهه اصلی به دو بخش تقسیم شد و مساحت سمت چپ هر حوضه اندازه‌گیری و از تقسیم این مساحت بر مساحت کل حوضه میزان این شاخص اندازه‌گیری شد. شاخص شکل حوضه به وسیله رابطه $B_s = B_l/B_w$ بیان شده است (الهمدونی و همکاران، ۲۰۰۸) که B_l طول حوضه، فاصله پایین‌ترین ارتفاع حوضه تا دورترین نقطه از آن (راس تا خروجی حوضه)، B_w در این رابطه عرض حوضه است که در عریض‌ترین بخش آن اندازه‌گیری می‌شود. براساس طول و عرض اندازه‌گیری شده در هر حوضه، سه رده ۱ شدید (بیش از ۴)، ۲: متوسط (مقادیر بین ۳ تا ۴) و ۳: کم (مقادیر کمتر از ۳) برآورد گردید. شاخص V_f به صورت نسبت عرض کف دره به ارتفاع میانگین آن تعریف می‌شود و محاسبه آن با فرمول زیر صورت می‌گیرد $V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$ که در آن V_{fw} عرض کف دره، E_{ld} ارتفاع دیواره چپ دره، E_{rd} ارتفاع دیواره راست دره و E_{sc} ارتفاع میانگین کف دره است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). این شاخص بین دره‌های "U" شکل و دره‌های باریک پرشیب "V" شکل تمایز ایجاد می‌کند به گونه‌ای که دره‌های "V" مقادیر کمتری دارند. از آنجا که برپایی با حفر شدگی درون کانال همراه است، این شاخص تقریبی از زمین‌ساخت جنبا بدست می‌دهد که بر این اساس مقادیر کم V_f با نرخ بالاتری از برپایی و حفر شدگی تطابق دارد. شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (S_{mf}) یکی از اندیس‌های مهم در ارزیابی و مقایسه سطح فعالیت زمین‌ساختی در یک ناحیه است که به صورت نسبت طول پیشانی کوهستان به طول خط مستقیم آن تعریف می‌شود (بول و مک فایدن، ۱۹۷۷). این

موازنه میان فرایندهای فرسایشی همانند جریان‌های رودخانه‌ای و جنبش‌های زمین‌ساختی است که به صورت $SL = (\Delta h / \Delta l)L$ تعریف شده است. در این رابطه L طول کانال رود از بالا دست حوضه تا نقطه‌ای که برای آن شاخص محاسبه می‌شود و $\Delta h / \Delta l$ شیب بخشی از کانال رود است. این شاخص متأثر از میزان بالآمدگی در یک ناحیه است. بنابراین مولفه‌های حرکتی با جابجایی‌های افقی همانند گسل‌ها تأثیر چندانی در این شاخص ندارند. این شاخص در راستای آبراهه‌های هر حوضه با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی در سامانه اطلاعات جغرافیایی محاسبه شد. الهمدونی و همکاران (۲۰۰۸) این شاخص را به ۳ رده ۱: شدید، (بیش از ۵۰۰)، ۲: متوسط (مقادیر بین ۳۰۰ تا ۵۰۰) و ۳: کم (مقادیر کمتر از ۳۰۰) دسته‌بندی کرده‌اند.

شاخص انتگرال هیپسومتری بیانگر چگونگی پراکندگی ارتفاع در یک حوضه زهکشی است و این میزان از فرمول ساده $H_i = \frac{(\text{ارتفاع حداقل} - \text{ارتفاع متوسط})}{(\text{ارتفاع حداقل} - \text{ارتفاع حداکثر})}$ محاسبه می‌شود (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). هم‌چنین مساحت زیر نمودار منحنی فراسنجی معرف دقیق‌تری از این شاخص است. مقادیر بالای انتگرال هیپسومتری نشانگر نواحی جوان و فعال زمین‌ساختی است (بول، ۲۰۰۸). الهمدونی و همکاران (۲۰۰۸) این شاخص را به ۳ رده ۱: شدید (بیش از ۰/۵)، ۲: متوسط (مقادیر بین ۰/۴ تا ۰/۵) و ۳: کم (مقادیر کمتر از ۰/۴) دسته‌بندی کرده‌اند. شاخص A_f شاخصی برای ارزیابی وجود کج‌شدگی زمین‌ساختی در مقیاس حوزه زهکشی است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). فرمول محاسبه این شاخص عبارتست از $A_f = 100 (A_r / A_t)$ که در آن A_r مساحت قسمتی از حوزه که در سمت راست آبراهه قرار گرفته و A_t مساحت کل حوزه زهکشی است. این شاخص را به ۳ رده ۱: ۱ شدید (بیش

الک ۲ میلی متری عبور داده شد. ۵۰ گرم از خاک مذکور با ۴۰۰ سی سی آب مقطر به همراه ۵۰۰ سی سی محلول هگزامتاسفات سدیم با یکدیگر مخلوط و به مدت ۲۴ ساعت در دمای محیط قرار گرفت. پس از طی این مراحل محلول را به مدت ۳۰ دقیقه بهم زده و سپس در استوانه‌ی یک لیتری به حجم رسانده شد. از طریق دما سنج دمای محلول‌های آماده شده قرائت شد (دمای اولیه). با همزن دستی محلول را به مدت یک دقیقه بهم زده تا ذرات ته نشین شده کاملاً با محلول ترکیب شود به محض خارج کردن همزن، هیدرومتر را به آرامی داخل مخلوط (سوسپانسیون) شناور کرده و پس از گذشت ۴۰ ثانیه عدد هیدرومتر قرائت شد (قرائت اول). محلول به مدت ۲ ساعت در حالت سکون قرار داده شد و پس از آن بدون هم زدن محلول دما و عدد هیدرومتر قرائت گردید (دما و قرائت ثانویه). دو تصحیح در این اعداد انجام شد در تصحیح دمایی، دما باید تبدیل به فارنهایت گردد (۳۲+ C/8/1). اگر حاصل کمتر یا بیش از ۶۸ درجه فارنهایت (۲۰ درجه سانتی‌گراد) شود، نیاز به تصحیح دارد. برای تعیین سن مخروط افکنه‌های مورد مطالعه پس از تعیین میزان رس در لایه‌های رسوبی، باید شدت تجمع رس در هر افق تعیین گردد. برای تخمین شدت تجمع رس در افق‌های آرجیلیک از شاخص تجمع رس (Clay Accumulation Index) (رابطه ۱) استفاده شد.

رابطه ۱)

$$CI = \sum(B-C)T$$

در این رابطه B درصد رس در افق آرجیلیک، C درصد رس در مواد مادری و T ضخامت افق آرجیلیک است. با استفاده از این معادله می‌توان زمان تشکیل افق آرجیلیک، پروفیل خاک و سن تقریبی لندفرم‌ها را براساس مدل لوین و سیولکوز (۱۹۸۳) به صورت رابطه ۲ محاسبه کرد.

اندیس منعکس کننده تعادل بین نیروهای فرساینده و نیروهای زمین‌ساختی است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). الهمدونی و همکاران (۲۰۰۸) این شاخص را به ۳ رده‌ی ۱: شدید (بیش از ۱/۵)، ۲: متوسط (مقادیر بین ۱/۱ تا ۱/۵) و ۳: کم (مقادیر کمتر از ۱/۱) دسته‌بندی کرده‌اند. در منطقه مورد مطالعه ۱۰ پیشانی از روی نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ در سامانه اطلاعات جغرافیایی مورد ارزیابی قرار گرفت و طبق نتایج به دست آمده در سه رده طبقه‌بندی گردید. ۶ شاخص مورفوتکتونیک اصلی محاسبه شده در این مطالعه هر کدام به ۳ رده تقسیم شدند و با میانگین‌گیری از مجموع رده‌های مربوط به هر زیر حوضه یک رده پایانی به هر زیرحوضه نسبت داده شد که شاخص فعالیت زمین‌ساختی نسبی (Iat) نامیده می‌شود و نشان دهنده سطح فعالیت زمین ساخت نسبی است. شاخص نهایی مذکور در انتها به ۴ رده تقسیم می‌گردد که میزان فعالیت تکتونیکی در منطقه را مشخص می‌نماید (الهمدونی و همکاران، ۲۰۰۸).

تعیین سن مخروط افکنه‌ها: با توجه به موقعیت مخروط افکنه‌ها در گستره‌ی مورد بررسی، منطقه‌ی مذکور به دو بخش مخروط افکنه‌های کردان در شرق و مخروط افکنه‌های هشتگرد در غرب گستره تقسیم شدند. با استفاده از نقشه موقعیت مخروط افکنه‌ها و کاربری اراضی و مشاهدات میدانی، نقاط مناسب جهت نمونه‌برداری تعیین گردید. در هر یک از سطوح تفکیک شده مخروط افکنه از نظر قدمت جهت تعیین شاخص تجمع رس و سن تقریبی لندفرم‌ها، با استفاده از ترانسه‌های موجود در منطقه و هم‌چنین حفر پروفیل خاک از هر افق لایه‌های رسوبی نمونه‌برداری صورت گرفت و میزان رس موجود در هر افق تعیین شد. جهت تعیین میزان رس موجود در هر افق، نمونه‌های برداشت شده پس از خشک شدن و کوبیده شدن از

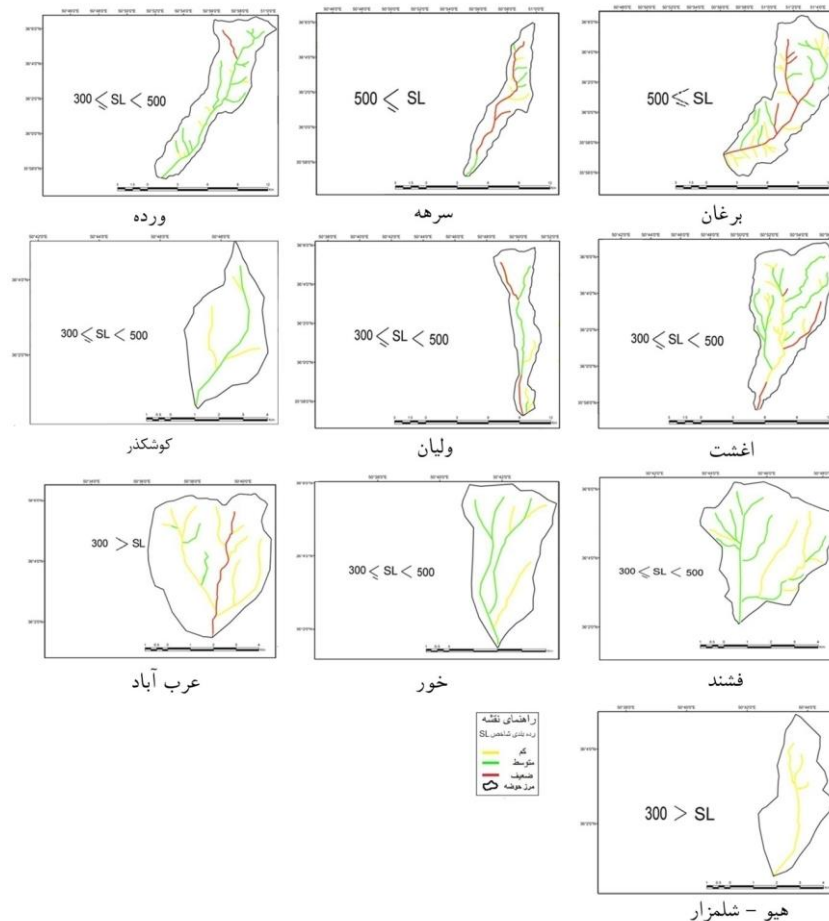
رابطه ۲)

$$\text{Log}(A) = 1/0 + 81/998 \text{ Log}(CI)$$

که CI شاخص تجمع رس و A سن مطلق بر حسب سال است که با استفاده از این معادله مدت زمان پدوژنز محاسبه شد.

بحث و نتایج

در منطقه مورد مطالعه شاخص SL در ۶۴ بازه در امتداد آبراهه‌های ناحیه به تفکیک رتبه‌های آبراهه و همچنین با توجه به لیتولوژی محل هر آبراهه اندازه‌گیری شد و در سه رده طبقه‌بندی گردید. شکل ۲ نتایج این شاخص را نشان می‌دهد.



شکل ۲: شاخص SL در حوضه‌های آبریز منطقه مطالعه

این شاخص دارای رابطه مستقیم با تراکم گسل می‌باشد که با کاهش تراکم گسل‌ها در این بخش از میزان این شاخص نیز کاسته شده است. در بررسی‌هایی که در جنوب غرب سیرا نوادا در نواحی جنوبی اسپانیا انجام شده است (الهمدونی و همکاران، ۲۰۰۸). نتایج مشابهی به دست آمده است. به منظور محاسبه شاخص انتگرال هیپسومتري، مطابق با توضیحات بخش قبل با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی حداکثر، حداقل و

با توجه به تعیین رده حوضه‌های مورد بررسی براساس این شاخص، ۳۷/۵ درصد از مساحت حوضه‌های مورد بررسی دارای رده ۱، ۵۰/۷۲ درصد از مساحت حوضه‌ها دارای رده ۲ و ۱۱/۷۸ درصد مساحت حوضه‌های منطقه دارای رده ۳ می‌باشند. میزان بالای این شاخص منطبق بر راستای آبراهه‌های منطبق با سامانه‌ی گسلی می‌باشد که این نواحی شامل حوضه‌های شرقی و حوضه‌های میانی با رده‌های ۱ و ۲ است و در قسمت‌های غربی

میانگین ارتفاع هر حوضه اندازه‌گیری شد و هم-
چنین با رسم منحنی از روی مدل ارتفاعی رقومی
و محاسبه مساحت زیر آن، این شاخص بررسی و

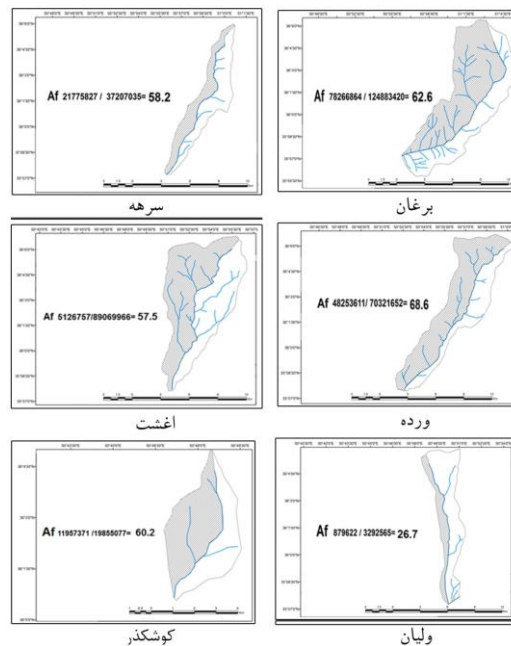
در ۳ رده طبقه‌بندی شد که نتیجه آن در جدول ۱
آورده شده است (جدول ۱).

جدول ۱: نتایج حاصل از برآورد شاخص انتگرال هیپسومتری در حوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه

حوضه	حداقل ارتفاع	حداکثر ارتفاع	میانگین ارتفاع	شاخص Hi	رده
برغان	۱۶۲۵	۳۹۴۷	۲۵۴۰	۰/۳۹	۳
سرعه	۱۶۴۸	۳۶۵۴	۲۴۶۰	۰/۴۱	۲
تالیان	۱۴۱۹	۲۵۵۵	۱۷۳۹	۰/۲۸	۳
ورده	۱۴۹۵	۳۶۸۶	۲۲۴۶	۰/۳۴	۳
اغشت	۱۴۶۲	۳۴۴۴	۲۳۷۶	۰/۴۶	۲
ولیان	۱۳۶۳	۳۲۲۵	۱۷۳۶	۰/۳۵	۳
کوشکدر	۱۲۹۵	۲۸۵۰	۱۵۷۵	۰/۷۲	۱
فشند	۱۳۰۵	۳۰۵۹	۲۲۰۱	۰/۵۱	۱
خور	۱۲۷۴	۲۷۹۰	۱۵۹۵	۰/۲۱	۳
عرب آباد	۱۳۶۷	۲۲۷۴	۱۶۱۴	۰/۲۷	۳
هیو	۱۲۷۵	۲۶۸۱	۱۸۲۶	۰/۳۹	۳

در سه رده طبقه‌بندی گردید و در محاسبه شاخص
فعالیت نسبی زمین‌ساختی (*Iat*) مورد استفاده
قرار گرفت.

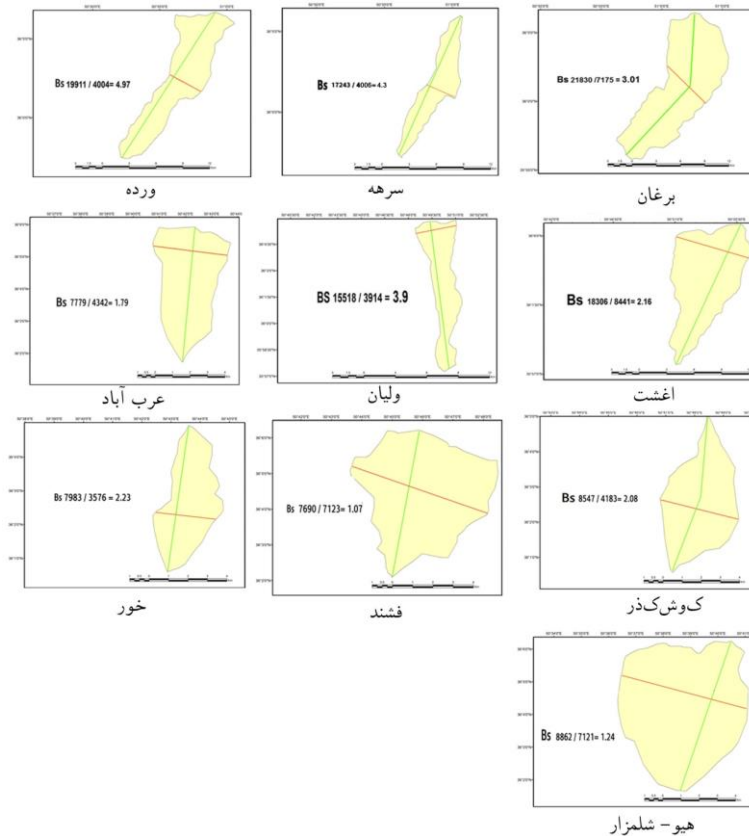
شکل ۳ نتیجه محاسبه شاخص *Af* برای
حوضه‌های آبخیز مختلف در منطقه را نشان
می‌دهد (شکل ۳). مقادیر به دست آمده برای این
شاخص نیز مطابق با الهمدونی و همکاران (۲۰۰۸)



شکل ۳: شاخص *Af* در حوضه‌های آبریز منطقه مطالعه

مرتبط با پیشانی‌های کوهستانی به علت بالا آمدگی سریع مرتبط با این ساختارها دیده می‌شود (بول، ۲۰۰۸).

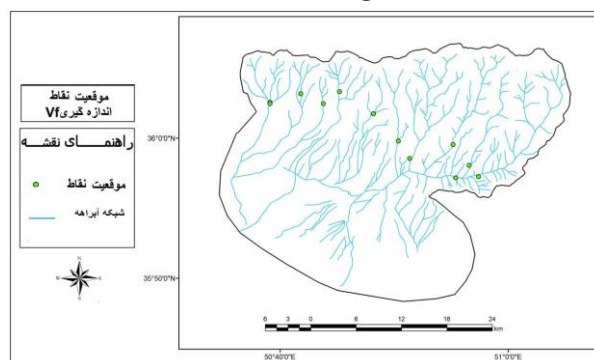
شکل ۴ نتایج حاصل از برآورد شاخص Bs براساس طول و عرض اندازه‌گیری شده در هر حوضه را نشان می‌دهد. میزان بالای شاخص Bs بیانگر حوضه‌های کشیده است که اغلب در نواحی جوان‌تر و بیشتر



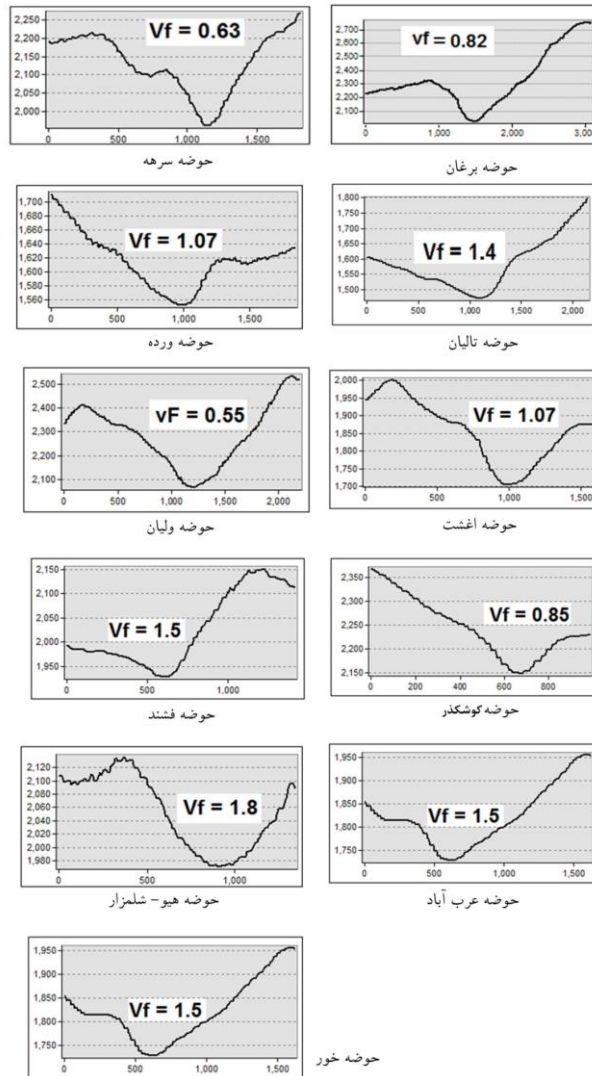
شکل ۴: مقادیر شاخص شکل حوضه در حوضه‌های آبریز منطقه

رقومی و رسم پروفیل اندازه‌گیری‌ها تکمیل شد و نتیجه حاصل از محاسبه Vf (شکل ۶) به سه رده ۱: شدید (بیش از ۱)، ۲: متوسط (مقادیر بین ۰/۵ تا ۱) و ۳: کم (مقادیر کمتر از ۰/۵) طبقه‌بندی شدند.

به منظور محاسبه شاخص Vf، دره‌های عمود بر پیشانی کوهستان مورد بازدید صحرایی قرار گرفت و با انتخاب نقاط مناسب برای اندازه‌گیری میدانی (شکل ۵)، پارامترهای عرض دره و ارتفاع دیواره‌ها اندازه‌گیری شدند. هم‌چنین از روی مدل ارتفاع

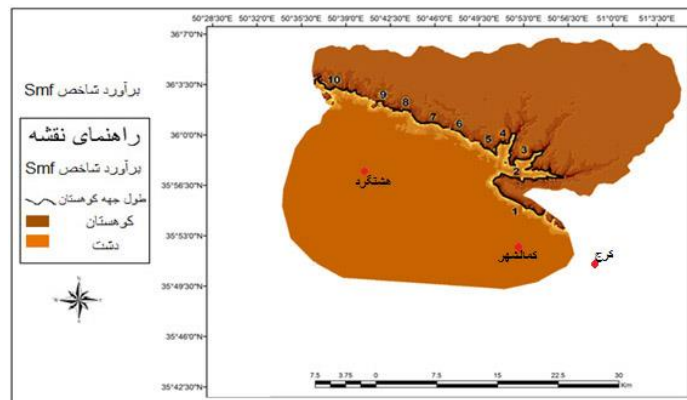


شکل ۵: موقعیت نقاط اندازه‌گیری شاخص Vf در منطقه مورد مطالعه



شکل ۶: نیمرخ عرضی دره‌ها و مقادیر محاسبه شده شاخص Vf

در ادامه، شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان در ۱۰ پیشانی از روی نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ در سامانه اطلاعات جغرافیایی مورد ارزیابی قرار گرفت و طبق نتایج به دست آمده در سه رده طبقه‌بندی- گردید (شکل ۷).



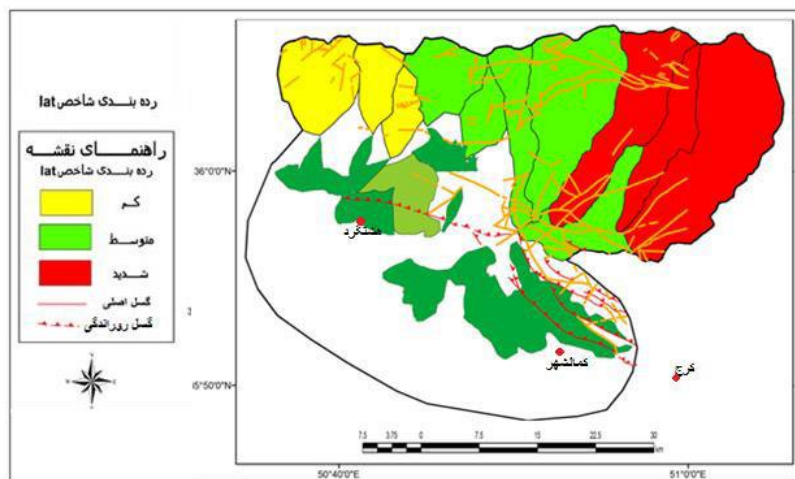
شکل ۷: اندازه‌گیری شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان در منطقه مورد مطالعه

حوضه‌های برغان، سرهه و ورده و رده ۳ که نمایانگر پهنه‌هایی با میزان فعالیت زمین ساخت نسبی متوسط در حوضه‌های تالیان، اغشت، ولیان، کوشکذر و فشند و رده ۴ که نمایانگر پایین‌ترین سطح از این فعالیت است در حوضه‌های خور، عرب‌آباد و هیو-شلمزار مشاهده می‌گردد (شکل ۸). این رده‌ها در واقع الگویی از نرخ‌های بالآمدگی کواترنری را در یک ناحیه نشان می‌دهند.

با توجه به نتایج محاسبات شاخص‌های مورفوتکتونیک و رده‌بندی آنها، تقسیم‌بندی سطح فعالیت زمین‌ساختی نسبی (Iat) (جدول ۲) در منطقه مورد مطالعه مطابق با الهمدونی و همکاران (۲۰۰۸) سه رده فعالیت را مشخص نموده است. رده یک که نشان دهنده فعالیت تکتونیک بسیار بالا می‌باشد در منطقه مورد مطالعه مشاهده نمی‌گردد. رده ۲ که نشان دهنده پهنه‌هایی با میزان فعالیت زمین ساخت نسبی بالا در

جدول ۲: برآورد و رده‌بندی شاخص Iat در حوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه

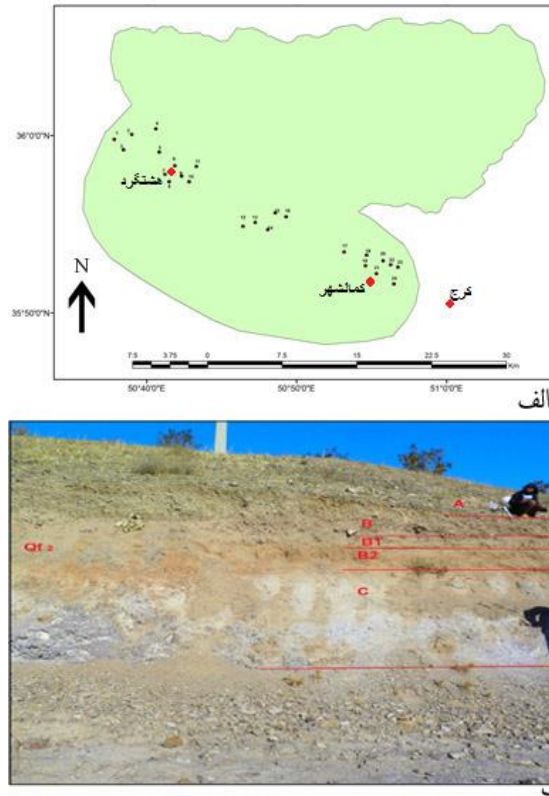
حوضه	SL	Af	Hi	BS	Vf	Smf	Iat
برغان	۱	۳	۲	۲	۲	۲	۲
سرهه	۱	۲	۲	۱	۲	۲	۱/۶
تالیان	۱	۳	۳	۲	۳	۲	۲/۳
ورده	۲	۳	۱	۱	۳	۲	۲
اغشت	۲	۲	۲	۳	۳	۲	۲/۳
ولیان	۲	۳	۳	۲	۲	۱	۲/۱
کوشکذر	۲	۱	۳	۳	۲	۲	۲/۱
فشند	۲	۱	۳	۳	۳	۱	۲/۱
خور	۳	۳	۳	۳	۳	۲	۲/۸
عرب‌آباد	۲	۳	۳	۳	۳	۳	۲/۸
هیو	۳	۳	۲	۳	۳	۳	۲/۸



شکل ۸: نقشه رده‌بندی شاخص Iat در حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

مخروط افکنه در منطقه مورد مطالعه دارد (شکل ۹، جداول ۳ و ۴).

نتایج به دست آمده از شاخص‌های ژئومورفیک و مشاهدات میدانی در زمینه تکوین پدوژئومورفیک مخروط افکنه‌های منطقه دلالت بر وجود سه نسل



شکل ۹: الف) موقعیت نقاط نمونه‌برداری برای مطالعات پدوژنز، ب) نمونه‌ای تعیین افق‌های خاک در نیمرخ مخروط افکنه‌های منطقه مطالعه

جدول ۳: خصوصیات مورفولوژیکی لایه‌های رسوبی در سطوح ژئومورفیک مخروط افکنه کردان

زمان پدوژنز (سال)	Log (A)	بافت	درصد شن	درصد سیلت	درصد رس	ضخامت (سانتی متر)	افق	سطح ژئومورفیک
۷۶۷۳۶	۴/۸۸۵	لومی ماسه ای	۸۱/۰۴	۱۴/۵۶	۴/۴	۷۰	B	Qf ₁
		ماسه ای لومی	۷۲/۳۲	۱۷/۲۸	۶/۴	۲۵	B ₁	
		ماسه ای لومی	۷۱/۶	۲۰	۸/۴	۲۳	B ₂	
		ماسه ای لومی	۷۱/۶	۲۱/۴۴	۶/۹۶	۴۰	B ₃	
		ماسه ای لومی	۸۸/۳۲	۹/۲۸	۲/۴	۸۰	C	
۵۷۲۷۹	۴/۷۵۸	رسی	۲۶/۸۸	۲۴۷/۲	۴۸/۴	۳۰	B	Qf ₂
		ماسه ای لومی	۶۴/۸۸	۱۶/۷۲	۱۸/۴	۶۰	C	
۳۷۲۳۹	۴/۵۷۱	لومی	۴۲/۸۸	۳۲/۷۲	۲۴/۴	۱۲۰	B	Qf ₃
		ماسه ای لومی	۵۹/۶	۲۴	۱۶/۴	۱۰	B ₁	
		رسی لومی	۳۶/۸۸	۳۴	۲۹/۱۲	۳۰	B ₂	
		ماسه ای لومی	۶۹/۶	۱۴/۷۲	۱۵/۶۸	۱۰۰	C	

جدول ۴: خصوصیات مورفولوژیکی لایه‌های رسوبی در سطوح ژئومورفیک مخروط افکنه هشتگرد

زمان پدوژنز (سال)	Log (A)	بافت	درصد شن	درصد سیلت	درصد رس	ضخامت (سانتی متر)	افق	سطح ژئومورفیک
۷۲۹۴۵	۴/۸۶۳	ماسه ای رسی	۴۸/۷۲	۲۹/۶	۲۱/۶۸	۴۰	B	Qf ₂
		ماسه ای لومی	۷۳/۲۸	۸/۸۸	۱۸/۴	۱۷	B ₁	
		ماسه ای رسی	۵۰	۲۴/۸۸	۲۵/۱۲	۱۸	B ₂	
		لومی	۳۶/۷۲	۵۴/۷۲	۸/۵۶	۲۰	C	
۶۲۹۵۰	۴/۷۹۹	ماسه ای لومی	۳۶/۱۶	۳۵/۲۸	۲۸/۵۶	۳۰	B	Qf ₃
		لومی	۴۴	۳۰	۲۶	۴۱	B ₁	
		ماسه ای رسی	۵۵/۲۸	۲۴/۲۷	۲۰	۲۵	B ₂	
		ماسه ای لومی	۷۵/۲۸	۱۱/۴۴	۱۳/۲۸	۱۷	C	

هر گروه از سنگ‌ها در منطقه مطالعه برآورد گردید. در بررسی جنس زمین در حوضه‌های آبخیز مخروط افکنه کردان، مساحت هر حوضه به مجموع مساحت تقسیم و سپس ضرب در نتایج حاصل از سازندها شد تا تأثیر عامل مساحت حذف شود. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که در مخروط افکنه‌های کردان به علت مقاومت بالاتر سنگ بستر، این عامل تأثیری در افزایش مساحت مخروط افکنه‌ها نداشته است و فعالیت‌های تکتونیکی و مساحت بالای حوضه‌ها سبب شکل‌گیری مخروط افکنه‌های بزرگتر گردیده است. قرار گرفتن مخروط افکنه‌های قدیمی در بالا دست مخروط افکنه‌های جدید در جاجرود (مقصودی، ۱۳۸۷)، دامنه‌های کوه‌های کرکس (یمانی، ۱۳۸۲) و قرار گرفتن نسل قدیمی مخروط افکنه در بالا دست مخروط افکنه‌ی جدیدتر در شرق اصفهان (بیات و همکاران، ۱۳۹۲) را به بالآمدگی تدریجی جبهه کوهستان نسبت داده‌اند. زمانی که حوضه آبریز دارای حرکات تکتونیکی مثبت است، یعنی ناحیه کوهستانی در حال بالآمدگی است، در این حالت در اثر افزایش شیب

هرچند تأکید بر سن مطلق به دست آمده از داده‌های پدوژئومورفیک خالی از اشکال نیست، اما از دیدگاه سن نسبی وجود سه نسل مخروط افکنه در منطقه تایید می‌شود که مخروط افکنه‌های قدیمی در کنار جبهه کوهستان و بالادست مخروط افکنه‌های جدیدتر قرار گرفته‌اند. مقدار تولید رسوب در حوضه آبخیز منشأ مخروط افکنه‌ها در گستردگی و رشد مخروط افکنه تأثیر مستقیمی دارد. مقدار فراهمی رسوب در حوضه در درجه اول به جنس سازندهای آن بستگی دارد. با توجه به تأثیر مقاومت سنگ بر میزان رسوبات تولید شده در حوضه، سنگ‌های موجود در منطقه مورد مطالعه بر پایه میزان مقاومت به گروه‌هایی با مقاومت کم (سازند شمشک، شیل‌های سازند میلا)، مقاومت متوسط (رسوبات جوان، سازند درود، مبارک و زاگون)، مقاومت بالا (واحدهای توفی سازند کرج، واحدهای آذرین، واحدهای سنگ آهک سازند میلا، سازند لالون، روته، تیزکوه و سنگ آهک‌های ژوراسیک کرتاسه)، مقاومت بسیار بالا (سازند کهر، سلطانیه و واحدهای آذرین سازند کرج) رده‌بندی شده‌اند. همچنین مساحت

و قدرت حمل رسوبات، موقعیت مخروط افکنه به سمت پایین دست جابجا می‌شود و رأس مخروط افکنه حفر می‌شود و با ادامه این روند مخروط افکنه جدیدی در پایین دست مخروط افکنه‌ی قدیمی ایجاد می‌شود. این مسئله از دیدگاه تکامل ساختارهای زمین‌شناختی به مهاجرت رو به جنوب کوهستان در جنوب البرز مرکزی که با تشکیل گسل‌های راندگی جوان‌تر در نواحی جنوبی‌تر همراه است (عباسی و فربد، ۲۰۰۹؛ ریتز و همکاران، ۲۰۱۲) باز می‌گردد. این نوع سامانه‌های راندگی که در حوضه‌های پیش بوم تشکیل می‌شوند با ایجاد گسل‌های راندگی جوان‌تر در بخش‌های کم ارتفاع‌تر و پیشانی کوهستان، به مرور بر جبهه کوهستان می‌افزایند، بارگذاری ناشی از گسلش و مرتفع شدن کوهستان که با توسعه حوضه پیش بوم همراه است (فان در پلویم و مارشاک، ۲۰۰۴)، به برخاستگی مخروط افکنه‌های قدیمی‌تر و رشد مخروط افکنه‌های جدید در بخش‌های جنوبی‌تر منطقه منجر شده است. هم‌چنین مولفه امتداد لغز گسل‌های فعال در منطقه مطالعه، به دگرریختی مخروط افکنه‌های منطقه مطالعه کمک کرده است. شواهد به دست آمده از مطالعات دیگر از جمله نظری و همکاران (۲۰۰۹)، علی‌مردان و همکاران (۱۳۹۳) و احتشامی معین‌آبادی (۱۳۹۴) نیز موید فعالیت تکتونیک در منطقه هستند که با زمین‌لرزه‌های بزرگ تاریخی مانند زمین‌لرزه ۹۵۸ میلادی در طالقان (۷/۸) نیز همراه بوده است.

نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد ژئومورفولوژیکی و داده‌های پدوژنز، سه نسل مخروط افکنه در منطقه مطالعه وجود دارد. نتایج مربوط به مورفولوژی مخروط افکنه‌های منطقه و مقادیر شاخص Iat نشان داد

که مخروط افکنه‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های تکتونیک منطقه مطابقت دارد به گونه‌ای که شکل‌گیری نسل اول مخروط افکنه بر روی جبهه کوهستان در نتیجه شدت فعالیت تکتونیک بالا می‌باشد. تراکم بالاتر گسل‌های راندگی در شرق منطقه نشان دهنده نرخ بالاتر بالآمدگی و در نتیجه فعالیت شدیدتر است که در نتیجه سه نسل مخروط افکنه نیز در این حوضه‌ها قابل شناسایی است. مهاجرت رو به جنوب کوهستان در جنوب البرز مرکزی که با تشکیل گسل‌های راندگی جوان‌تر در نواحی جنوبی‌تر همراه است در برخاستگی مخروط افکنه‌های قدیمی‌تر و رشد مخروط افکنه‌های جدید در بخش‌های جنوبی‌تر موثر بوده است. با نتایج به دست آمده از تعیین سن سطوح ژئومورفیک در منطقه و تفکیک آنها براساس ترتیب زمان پدوژنز (۵۷۲۷۹، ۷۶۷۳۶، ۳۷۲۳۹ سال) می‌توان مخروط افکنه‌ها را نام‌گذاری نمود. در حالی که در قسمت‌های میانی Qf1، Qf2 و Qf3‌های منطقه کردان را جدید به قدیم به نام‌های Qf3 و Qf2 نام‌گذاری نمود که با کاهش تراکم گسل‌ها که می‌تواند نشان دهنده فعالیت کمتر زمین‌ساختی باشد در نتیجه دو نسل مخروط افکنه در این قسمت‌ها گسترش یافته است. قرار گرفتن مخروط افکنه‌های قدیمی در بالا دست مخروط افکنه‌های جدید با حرکات تکتونیک مثبت و برپایی کوهستان ارتباط دارد. این فعالیت‌ها سبب افزایش شیب و قدرت حمل رسوبات توسط رودخانه‌ها و در نتیجه جابجایی موقعیت مخروط افکنه به سمت پایین دست می‌شود و با ادامه این روند مخروط افکنه جدیدی در پایین دست مخروط افکنه‌ی قدیمی ایجاد می‌شود. این مسئله از دیدگاه تکامل ساختارهای زمین‌شناختی با مهاجرت رو به جنوب کوهستان در جنوب البرز مرکزی که با تشکیل گسل‌های

ناشی از گسلش و مرتفع شدن کوهستان به برخاستگی مخروط افکنه‌های قدیمی تر و رشد مخروط افکنه‌های جدید در بخش‌های جنوبی تر منطقه منجر شده است.

رانندگی جوان تر در نواحی جنوبی تر همراه است، هم‌خوانی دارد. به گونه‌ای که با تشکیل سامانه‌های رانندگی و ایجاد گسل‌های رانندگی جوان تر در بخش‌های کم ارتفاع تر و پیشانی کوهستان، به مرور بر جبهه کوهستان افزوده شده و بارگذاری

منابع

بررسی شواهد ریخت زمین‌ساختی و گسلش جوان در گستره شهر جدید هشتگرد، شمال باختر تهران، علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، ص ۲۳۴-۲۲۷.

-احتشامی معین‌آبادی، م.، ۱۳۹۴. تاثیر گسل‌های عرضی در هندسه، پایانه‌ها و فعالیت گسل طالقان بر اساس شواهد ریخت‌زمین‌ساختی و مغناطیس‌هوایی، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، شماره ۱۷، ص ۱-۱۵.

-مقصودی، م.، ۱۳۸۷. بررسی عوامل موثر در تحول مخروط افکنه‌ها-مطالعه موردی مخروط افکنه جاجرود، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، ص ۷۳-۹۲.

-بیات، ا.، کریم زاده، ح.ر.، کریمیان اقبال، م. و خادمی، ح.، ۱۳۹۲. تکوین پدوژئومورفیک یک مخروطه‌افکنه در مرکز ایران، مرتع و آبخیزداری، دوره شصت و ششم، شماره ۲، ص ۱۹۱-۲۰۶.

-مهدی زاده، س. و یوسفی، م.، ۱۳۷۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کرج، سازمان زمین‌شناسی کشور.

-روستایی، ش.، زمردیان، م.ج.، رجیبی، م. و مقامی مقیم، غ.، ۱۳۸۸. نقش فعالیت‌های تکتونیکی در شکل‌گیری و گسترش مخروط افکنه‌های دامنه‌های جنوبی آلاداغ، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۳، ص ۱۵۶-۱۳۷.

-یمانی، م. و مقصودی، م.، ۱۳۸۲. بررسی و تحول کانال‌های گیسویی در سطح مخروط افکنه‌ها-مطالعه موردی: مخروط افکنه‌ی تنگویه در چاله سیرجان، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۵، ص ۱۱۳-۱۰۳.

-علیمردان، س.، سلیمانی آزاد، ش.، قرشی، م.، قاسمی، م.ر.، اویسی، ب. و حاتمی، ا.، ۱۳۹۳.

-Abbassi, M.R. and Farbod, Y., 2009. Faulting and folding in quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran): Journal of Asian Earth Sciences, v. 34(4), p. 522-531.

oblique shortening in the Alborz Range, Northern Iran: Journal of Structural Geology, v. 25, p. 659-672.

-Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran: Journal of Geodynamics, v. 21, p. 1-33.

-Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the West-Central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence and collision-related tectonics, Geology, v. 29(6), p. 559-562 .

-Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of Late Cenozoic

-Bahrami, S., 2013. Tectonic controls on the morphometry of alluvial fans around Danekkhoshk anticline, Zagros, Iran: Geomorphology, v. 180, p. 217-230.

- Beaumont, C., Fullsack, P. and Hamilton, J., 1992. Erosional control of active compressional orogens, Thrust tectonics, Springer Netherlands, p.1-18.
- Bull, W.B., 2008. Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology, John Wiley & Sons.
- Bull, W.B., 1977. The alluvial fan environment: Progress in Physical Geography, v. 1, p. 222-270.
- 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, v. 68, p. 800-818.
- Calvache, M.L., Viseras, C. and Fernandez, J., 1997. Controls on fan development - evidence from fan morphometry and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain: Geomorphology, v. 21, p. 69-84.
- Ehteshami-Moinabadi, M., Yassaghi, A. and Amini, A., 2012. Mesozoic basin inversion in Central Alborz, evidence from the Taleqan-Gajereh-Lar Paleograbens: Journal of Geopersia, v. 2(2), p. 43-63.
- El-Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J. and Keller, E.A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain): Geomorphology, v. 96, p. 150-173.
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountain, northern Iran, by combined conjugate strike slip and thin-skinned deformation: Geosphere, v. 2, p. 35-52.
- Harvey, A.M., 2005. Differential effects of base-level tectonic setting and climatic change on Quaternary alluvial fans in the northern Great Basin, Nevada, USA: Journal of the Geological Society of London, v. 251, p. 117-131.
- Harvey, A.M., 2002. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada: Geomorphology, v. 45, p. 67-87.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the south Caspian basin: Geophysical Journal International, v. 148(2), p. 214-245.
- Keller, E.A. and Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape (2nd Ed.), Prentice Hall, New Jersey. 362 p.
- Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Dolati, A., Smit, J. and Kubik, P.W., 2013. Climatic and tectonic control on fluvial and alluvial fan sequence formation in the Central Makran Range, SE-Iran: Global and Planetary Change, v. 111, p. 133-149.
- Levine, E.R. and Ciolkosz, E.J., 1983. Soil development in till of various ages in northeastern Pennsylvania: Quaternary Research, v. 19(1), p. 85-99.
- Li, Y.L., Yang, J.C., Tan, L. and Duan, F., 1999. Impact of tectonics on alluvial landforms in the Hexi Corridor, Northwest China: Geomorphology, v. 28, p. 299-308.
- Molnar, P. and England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?: Nature, v. 346, p. 29-34.
- Nazari, H., Ritz, J.F., Salamati, R., Shafei, A., Ghassemi, A., Michelot, J.L., Massault, M., and Ghorashi, M., 2009. Morphological and palaeoseismological analysis along the Taleghan fault (Central Alborz, Iran): Geophysical Journal International, v. 178(2), p. 1028-1041.
- Ritz, J.F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothe, M., Salamati, R., Ghassemi, A., Shafei, A., Ghorashi, M. and Saidi, A., 2012. Paleoequakes of the past 30,000 years along the North Tehran

Fault (Iran): Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 117, B06305.

-Storz-Peretz, Y., Bowman, D., Laronne, J.B. and Svoray, T., 2011. Rapid incision of a small, coarse and steep fan-delta in response to base-level fall: the case of Nahal Qedem, the Dead Sea, Israel: Earth Surface Processes and Landforms, v. 36, p. 467-480.

-Stampfli, G.M., Marcoux, J. and Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 87, p. 373-409.

-Van Der Pluijmm, B. and Marshak, S., 2004. Earth Structure An Introduction to Structural Geology and Tectonics, WW Norton & Company (2nd edition), 672 p.

-Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data: Earth and planetary science letters, v. 223(1), p. 177-185.

-Willett, S.D. and Brandon, M.T., 2002. On steady states in mountain belts: Geology, v. 30(2), p. 175-178.

-Whipple, K.X. and Trayler, C.R., 1996. Tectonic control of fan size: the importance of spatially variable subsidence rate: Basin Research, v. 8, p. 351-366.

-White, K., Drake, N., Millington, A. and Stokes, S., 1996. Constraining the timing of alluvial fan response to Late Quaternary climatic changes, southern Tunisia: Geomorphology, v. 17, p. 295-304.

-Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. In: Brunet M.F., Wilmsen M., Granath J.W. (Eds.) South Caspian to Central Iran Basins: Geological Society of London Special Publication v. 312, p. 31-55 .

-Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M.R. and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran: Journal of Structural Geology, v. 28, p. 2023-2037.