

ارزیابی کمی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی و ریخت‌زمین‌ساختی

در شمال و شمال غرب دامغان (البرز شرقی)

سید ناصر هاشمی*؛ استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

زهرا حقیقت‌لاری؛ دانش‌آموخته دوره کارشناسی‌ارشد تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دانشگاه

دامغان، دامغان، ایران

حمید محمدی؛ دانش‌آموخته دوره کارشناسی‌ارشد تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دانشگاه دامغان،

دامغان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۲۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۹/۰۳

چکیده

در نواحی فعال زمین‌ساختی، ویژگی‌های شبکه آبراه‌های و اشکال توپوگرافی امکان برآوردی کمی از فعالیت‌های زمین‌ساختی و ریخت‌شناسی مناطق مختلف را فراهم می‌آورند. در این تحقیق، فعالیت نوزمین‌ساختی مناطق شمال و شمال غرب دامغان، به منزله بخشی از واحد زمین‌ساخت-رسوبی البرز، که دربردارنده گسل‌های آستانه، دامغان، شمال دامغان، و عطاری است و بخش مهمی از گستره زمین‌لرزه تاریخی ۸۵۶ میلادی قومنس به شمار می‌رود، مطالعه شد. در ارزیابی این فعالیت نوزمین‌ساختی، پارامترهای زمین‌ریخت‌سنجی گرادیان آبراه‌ها، سینوسیته پیشانی کوهستان، و تراکم آبراه‌ها با استفاده از داده‌های رقومی توپوگرافی منطقه بررسی شد. با مطالعه نتایج به‌دست‌آمده و رسم نقشه‌های میزان فعالیت زمین‌ساختی نسبی در بخش‌های مختلف محدوده مورد مطالعه، مشخص شد در شمال دامغان و مناطق هم‌روند با گسل‌های دامغان و شمال دامغان و امتداد آن‌ها تا گسل آستانه فعالیت زمین‌ساختی شدت بیشتری دارد. علاوه بر این، انطباق نسبی روند خطی آنومالی‌ها با روند گسل‌های منطقه مؤید تأثیر گسل‌ها در شکل‌گیری عوارض سطحی زمین و کارایی شاخص‌های زمین‌ریخت‌سنجی در تعیین شدت نسبی فعالیت زمین‌ساختی است.

کلیدواژه‌گان: البرز شرقی، دامغان، زمین‌ریخت‌سنجی، زمین‌ساخت فعال، شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، نوزمین‌ساخت.

مقدمه

مورفوتکتونیک یا ریخت‌زمین‌ساخت بر مبنای مطالعه زمین‌دیس‌های^۱ تشکیل شده بر اثر فرایندهای زمین‌ساختی و کاربرد اصول زمین‌ریخت‌شناسی در حل مسائل زمین‌ساختی شکل گرفته است (کلر^۲ و پینتر ۲۰۰۲). در حقیقت عوارض سطحی موجود در مناطق فعال زمین‌ساختی، ناشی از تأثیر افقی و عمودی پوسته بر اثر فرایندهای ساختاری و فرسایش و رسوب‌گذاری به کمک فرایندهای سطحی است. توپوگرافی در نواحی فعال زمین‌ساختی، بزرگی، شدت، تناوب، و تداوم نیروهای درون‌زاد عمل‌کننده بر آن‌ها را منعکس می‌کند. مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی با تجزیه و تحلیل زمین‌دیس‌ها، که

شکل یا منشأ آن‌ها تحت تأثیر فعالیت‌های نوزمین‌ساختی است، مرتبط است (دورن کمپ^۱ ۱۹۸۶). به طور کلی، در مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی، ریخت‌زمین‌شناسی ساختاری در مقیاسی وسیع‌تر مطالعه می‌شود و رابطه بین زمین‌ساخت و عوامل سطحی بررسی می‌شود (هیلز^۲ ۱۹۶۱).

یکی از اهداف مهم هر علم کشف یافته‌های جدیدی است که برای جامعه مفید باشد. در علم زمین‌ساخت نیز پیش‌بینی صحیح زمانی و مکانی رخدادها و ویرانگری نظیر آتشفشان، سیل، زمین‌لغزه، و به‌ویژه زلزله به منظور به حداقل رساندن صدمات جانی و مالی این رخدادها اهمیت ویژه‌ای دارد. در این زمینه، با تحقیق و مطالعه درباره زمین‌ساخت جنوبا در چندین میلیون سال گذشته می‌توان پتانسیل ناحیه مورد بررسی را از نظر فعالیت زمین‌ساختی تعیین کرد (مورز^۳ و تویس ۱۹۹۵). ارزیابی و بررسی فرایندهای زمین‌ساختی جنوبا و آثار ناشی از آن، همچون زمین‌لرزه‌ها، برای بسیاری از فعالیت‌های بشری- همچون طراحی و احداث شهرها، نیروگاه‌ها، سد‌ها، و ... اهمیت بالایی دارد تا به واسطه آن بتوان خطر و خسارات ناشی از این‌گونه فرایندهای فعال را به حداقل ممکن رساند. در طول چند دهه اخیر محققان مختلف، در کنار بررسی شاخص‌های کیفی زمین‌ریخت‌ساختی، سعی کرده‌اند میزان فعالیت زمین‌ساختی را کمی کنند و بدین منظور شاخص‌های متعددی را تحت عنوان شاخص‌های زمین‌ریخت‌سنجی^۴ ارائه کرده‌اند. زمین‌ریخت‌سنجی به معنای اندازه‌گیری کمی شکل زمین‌دیس‌هاست. شاخص‌های زمین‌ریخت‌سنجی در مطالعه نوزمین‌ساخت مناطق مختلف، به منظور تعیین شدت نسبی فرایندهای زمین‌ساختی و قیاس پتانسیل آن در مقیاس‌های کلان، کارآیی و سرعت بالایی دارند. برخی از این شاخص‌ها برای تشخیص مناطق با تغییر شکل سریع زمین‌ساختی استفاده می‌شوند و برخی دیگر در توصیف این مناظر کاربرد دارند. بر این اساس، می‌توان مناطق وسیعی را مورد ارزیابی زمین‌ساختی قرار داد و آن‌ها را از نظر شدت عملکرد فرایندهای زمین‌ساختی، میزان بالآمدگی، و فعالیت لرزه‌خیزی درجه‌بندی کرد. شاخص‌های انعکاس‌دهنده وضعیت زمین‌ساختی منطقه تحت تأثیر وضعیت آب‌وهوایی، ساختار، مقاومت، و جنس سنگ‌های منطقه‌اند. منطقه مورد مطالعه در این تحقیق در نیمه جنوبی البرز شرقی و در موقعیت جغرافیایی تقریبی بین ۵۴ تا ۵۴/۵ درجه طول شرقی و ۳۶/۱۲۵ تا ۳۶/۵ درجه عرض شمالی قرار دارد که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی نائینی و صالحی‌راد، ۱۳۵۴) واقع است و از جنوب تا حوالی جاده دامغان- سمنان و از شمال تا ارتفاعات سیاه‌خانی و ابوالقاسم ادامه می‌یابد (شکل ۱). از تحقیقات انجام‌شده در این منطقه می‌توان به مطالعات قاسمی (۱۳۶۹)، خادمی (۱۳۷۶ و ۱۳۸۹)، امید (۱۳۸۰)، مفیدی (۱۳۸۴)، و یمانی و همکاران (۱۳۹۱) اشاره کرد. در سطح جهانی نیز ریخت‌زمین‌ساخت در ابعاد وسیع برای مطالعه مناطق فعال زمین‌ساختی به کار رفته است؛ از جمله مطالعه گرادیان جریان در کوه‌های سان گابریل در جنوب کالیفرنیا، مطالعه گرادیان جریان در پیوستگاه سه‌گانه مندوسینو در شمال کالیفرنیا، بررسی سینوسیتته پیشانی کوهستان در نزدیکی گسل گارلوک در کالیفرنیا (کلر و پینتر ۲۰۰۲)، مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی گسل لوریور در نزدیکی تام دائو در شمال ویتنام (کونگ^۵ و زوجی ویکس ۲۰۰۱)، مطالعه شاخص‌های مورفومتری در رشد چین‌های فعال (مورد

3. Doornkamp
11. Hills
2. Moores
3. morphometric
4. Cuong

نمونه: تاقدیس آک در حوضه ونچورا، جنوب کالیفرنیا) (آزور^۱ و همکاران ۲۰۰۲)، تحلیل زمین‌ریخت‌سنجی و ارتباط آن با زمین‌ساخت در ماکارونشا (شیدگر^۲ ۲۰۰۲)، مطالعه پیشانی کوهستان‌های گسلی و ارتباط آن با فعالیت‌های لرزه‌ای در جنوب اسپانیا (سیلوا^۳ و همکاران ۲۰۰۳)، مطالعه گرادیان جریان و تحلیل هیپسومتری در غرب فوتیلز، تایوان (چن^۴ و همکاران ۲۰۰۳)، تحلیل کمی زمین‌ریخت‌سنجی در آشکارسازی الگوی تغییر شکل در رسوبات نرم (مورد نمونه: جنوب مارچز، ایتالیا) (دلا ستا^۵ و همکاران ۲۰۰۴)، مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی روی دریاچه گانگا در هیمالیا (مرینالینی دوی^۶ و سینغ ۲۰۰۶)، ارزیابی کمی فعالیت نسبی زمین‌ساختی در جنوب غربی ترکیه (توپال^۷ ۲۰۱۸)، تحلیل ریخت‌زمین‌ساختی برای ارزیابی میزان فعالیت زمین‌ساختی حوضه آلاک ناند در هند (شارما^۸ و همکاران ۲۰۱۸)، و بررسی فعالیت‌های زمین‌ساختی با استفاده از شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناسی در بخش‌هایی از حوضه گنگ (اناند^۹ و پرادان ۲۰۱۹).

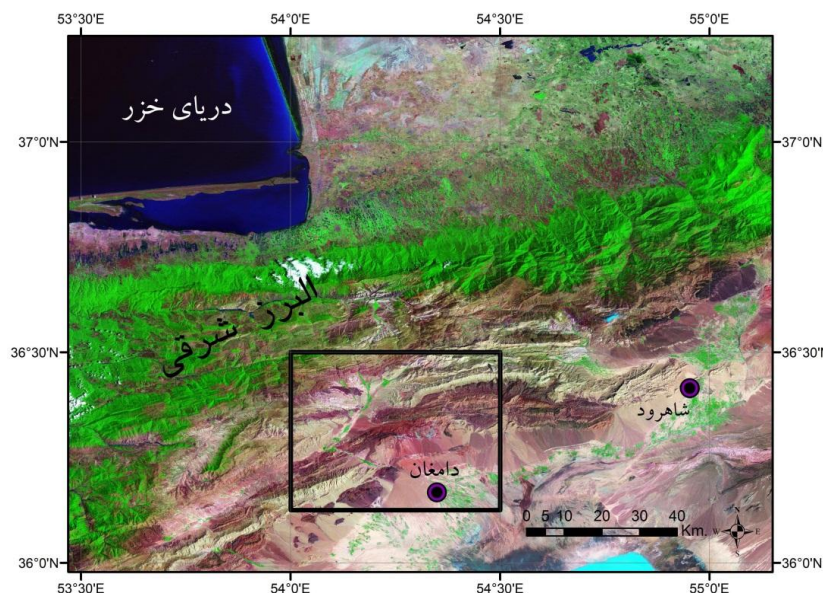
در ایران نیز مطالعات فراوانی در این حیطة صورت گرفته که می‌توان به «کاربرد شاخص‌های ریخت‌سنجی در تعیین میزان فعالیت گسل‌ها (مورد نمونه: گسل شمال میشو)» (مختاری ۱۳۸۵)، «کاربرد شاخص‌های زمین‌ریخت‌سنجی در مطالعات نوزمین‌ساختی بخش‌های جنوبی البرز مرکزی» (ملک ۱۳۷۹)، «کاربرد شاخص‌های ریخت‌سنجی در مطالعات نوزمین‌ساختی ایران» (هادوی ۱۳۸۴)، «زمین‌ساخت جنبا و الگوی دگرریختی گستره البرز مرکزی- خاوری (بین طول جغرافیایی ۵۲ تا ۵۴ درجه خاوری)» (طیسی ۱۳۸۰)، و «تحلیل ساختاری دامنه جنوبی البرز مرکزی با نگرش ویژه بر اندیس‌های ریخت‌سنجی» (ارغوانی حبیب ۱۳۸۱) اشاره کرد. روستایی و همکاران (۱۳۹۳) در مطالعه «زمین‌ساخت فعال حوضه گرگان‌رود» به این نکته اشاره کرده‌اند که در امتداد گسل‌های فعال منطقه شاخص‌های زمین‌ریختی تغییرات قابل توجهی نشان می‌دهند. این در حالی است که در سال‌های اخیر محققان زیادی به استفاده از شاخص‌های ریخت‌زمین‌سنجی در مطالعه زمین‌ساخت فعال مناطق مختلف ایران روی آورده‌اند (خاوری و همکاران ۱۳۸۹؛ مردانی و همکاران ۱۳۸۹؛ حاج‌منوچهری و همکاران ۱۳۹۴؛ بابایی و همکاران ۱۳۹۶؛ اعلائی و همکاران ۱۳۹۷؛ دزفولی کلونی و ایلانلو ۱۳۹۷). گفتنی است استفاده از این گونه شاخص‌ها با هدف به‌کارگیری نتایج حاصل از آن‌ها در ارزیابی خطر زمین‌لرزه در کشور به میزان بسیار کمی صورت پذیرفته است.

در این تحقیق، کمیته‌های زمین‌ریخت‌سنجی گرادیان آبراهه و سینوسیت پیشانی کوهستان و تراکم آبراهه‌ها در منطقه مورد مطالعه ارزیابی شده است. اطلاعات لازم در ارتباط با الگوی آبراهه‌ها و ویژگی‌های ریخت‌سنجی و توپوگرافی جبهه کوهستان از نقشه‌های توپوگرافی رقومی به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، مدل ارتفاعی رقومی زمین (DEM)، و عکس‌های هوایی به دست آمده و در محیط نرم‌افزارهای ArcGIS و Surfer بررسی و مطالعه شده است. همچنین، با بررسی دقیق تراکم آبراهه‌ها در قالب پارامتر کمی دانسیته طول آبراهه‌ها، الگوی آبراهه‌های منطقه مطالعه و سپس با مقایسه نتایج به‌دست‌آمده با نقشه ساختارهای فعال منطقه ارتباط بین این دو مقوله تفسیر شده است.

5. Azor
1. Scheidegger
2. Silva
3. Chen
4. Della Seta
5. Mrinalinee Devi
6. Topal
7. Sharma
8. Anand

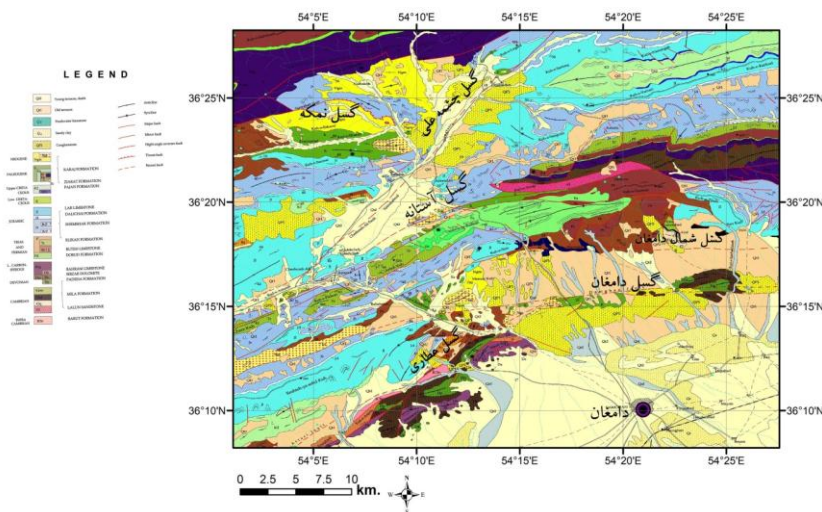
زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این تحقیق بخش مهمی از واحد زمین‌ساخت رسوبی البرز است که عناصر زمین‌ساختی مهمی همچون گسل‌های آستانه و دامغان و عطاری دارد. به علاوه، بخش مهمی از پهنه مورد مطالعه گستره زمین‌لرزه تاریخی مخرب ۸۵۶ میلادی قومس بوده است. هدف از این تحقیق بیان فرایندهای نوزمین‌ساختی مؤثر در شکل‌گیری چشم‌انداز پهنه مورد مطالعه و مخاطرات طبیعی ناشی از این نوع فرایندها بود. برای دستیابی به این هدف، عمده توجه به مطالعه آثار متقابل زمین‌ساخت فعال، تکامل توپوگرافی، و پارامترهای ریخت‌زمین‌سنجی معطوف شد. در این تحقیق، نتایج حاصل از بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی و استفاده از داده‌های لرزه‌ای دستگاهی محلی موجود در ارزیابی شدت فعالیت نوزمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه استفاده خواهد شد و سودمندی پارامترهای مورفومتری در این قبیل مطالعات مورد ارزیابی قرار خواهد گرفت.

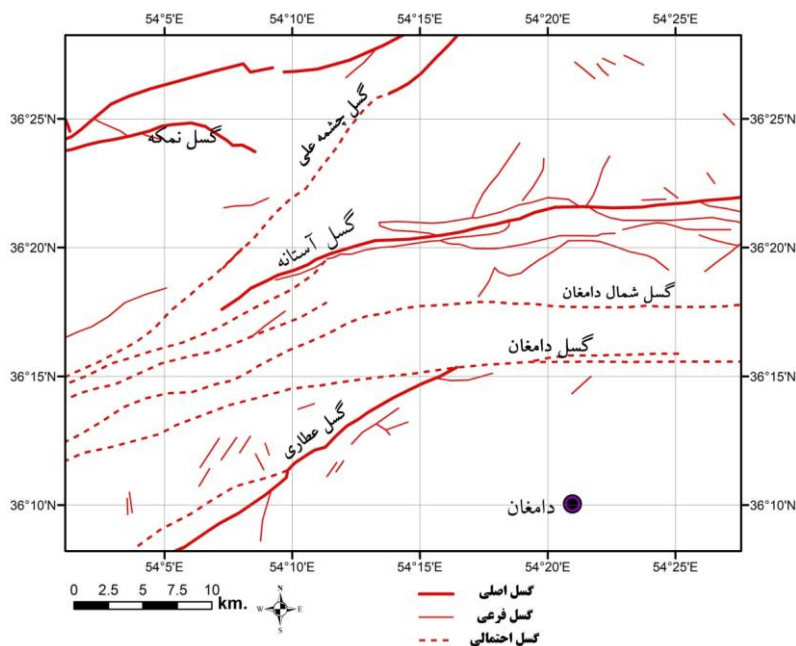


شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در البرز شرقی و نسبت به شهرهای دامغان و شاهرود (تصویر زمینه برگرفته از گوگل مپ)

از نظر لیتولوژی، واحدهای مختلف سنگی کامبرین تا عهد حاضر در منطقه دیده می‌شود. اما، به طور غالب، لایه‌های ژوراسیکی سازندهای شمشک و دلیچای و لار منطقه را می‌پوشاند (شکل ۲). نهشته‌های کواترنری شامل رس‌های ماسه‌ای سیلتی به منزله قدیمی‌ترین واحد کواترنری در اطراف گسل دامغان رخمون دارند و سیمای متورم آن را در سطح زمین می‌توان ناشی از وجود ورقه‌های نازک ژئوپس دانست. رنگ روشن و برجستگی آن‌ها نسبت به نهشته‌های کواترنری جوان‌تر از ویژگی این واحد سنگی است. سنگ آهک آب شیرین، پادگانه‌ها و مخروط‌افکنه‌ها، آبرفت‌های جوان بستر رودخانه‌ها و دره‌ها که جوان‌ترین نهشته‌های کواترنری را می‌سازند همراه جریان رودخانه‌های دائمی یا فصلی یا سیلاب‌ها در دره‌ها ته‌نشین شده‌اند که در پهنه مورد نظر مشاهده می‌شود. در شکل ۲ نقشه کلی زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه نمایش داده شده است.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (بر اساس اطلاعات نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی نائینی و صاحب‌راد ۱۳۵۴))



شکل ۳. نقشه گسل‌های منطقه مورد مطالعه به تفکیک گسل‌های اصلی و فرعی و احتمالی (بر اساس اطلاعات نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی نائینی و صاحب‌راد ۱۳۵۴))

دگرشکلی‌های شکننده و گسل‌ها نقش اساسی در تکوین ساختاری این منطقه دارند و لایه‌های چین‌خورده محدود به گسل‌ها هستند. در شکل ۳ نقشه گسل‌های منطقه مورد مطالعه به تفکیک گسل‌های اصلی و فرعی و احتمالی (بر اساس اطلاعات نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی نائینی و صاحب‌راد ۱۳۵۴)) ارائه شده است. مهم‌ترین گسل‌های منطقه مورد مطالعه عبارت‌اند از:

گسل عطاری. این گسل از ۲۵ کیلومتری شرق سمنان آغاز می‌شود و تا حوالی روستای قوشه ادامه می‌یابد و شاخه‌ای از آن در فاصله چند کیلومتری جنوب غربی دامغان قرار دارد. بلوک جنوبی این گسل را واحدهای پالئوژئیک ایران مرکزی و در برخی نقاط واحدهای معادل سازند باروت تشکیل می‌دهند و بلوک شمالی آن مجموعه‌ای از واحدهای ولکانیکی- رسوبی به سن پالئوسن- آئوسن (عموماً سازند کرج) مربوط به زون البرز است (شکل‌های ۲ و ۳). از نگاه علوی نائینی (۱۹۷۲) نقش این گسل به گونه‌ای است که می‌توان آن را جداکننده دو پهنه ساختاری - رسوبی البرز و ایران مرکزی دانست. این گسل در مجموع یک گسل راندگی است که طی جنبش رو به شمال- شمال غرب آن سنگ‌های قدیمی پالئوژئیک بر سنگ‌های جوان مزوزوئیک و سنوزوئیک رانده شده‌اند. گرچه فعالیت این گسل به دیرباز برمی‌گردد و نقش جداسازی آن از دیدگاه رخساره‌ای و قلمرو تکتونیکی از پیش شناخته شده است، هیچ‌گونه داده سنی یا لرزه‌خیزی از راندگی عطاری در دست نیست (خادمی ۱۳۷۶).

گسل آستانه. گسل آستانه را اولین بار بربریان و همکارانش در غرب روستای آستانه (شمال غربی دامغان)، در مجاورت جاده آستانه- فولادمحله، به صورت دو گسل موازی در کنار هم، با طولی حدود ۷۵ کیلومتر و سازوکار معکوس، با نشانه‌هایی از برش چپ‌گرد در رسوبات آبرفتی کواترنری شناختند. ایشان گسل آستانه را در کنار گسل‌های مشا و فیروزکوه مرز بین ایالات زمین‌ساختی البرز شمالی و جنوبی قرار دادند (بربریان و همکاران ۱۳۷۵). این گسل در بیشتر طول خود دست‌کم در دو خط گسلی کم‌ویش موازی همراه شاخه‌های فرعی منطقه گسلی وسیعی می‌سازد که در امتداد آن دره‌ای با کف به نسبت مسطح و پوشش قابل توجه از نهشته‌های کواترنری شکل گرفته است و از دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی اختلاف فاحشی با مناطق شمال و جنوب خود دارد. گرچه جنبش‌های قبل از کواترنری، به‌ویژه بعد از مزوزوئیک، مؤلفه شاغولی چیره با سازوکار فشاری در امتداد گسل‌های اصلی منطقه داشته، جنبش‌های جوان‌تر، به‌خصوص در کواترنری، به صورت راستالغز چپ‌گرد بوده است (امیدی ۱۳۸۰).

گسل دامغان. نخستین بار کرینسلی^۱ (۱۹۷۲) گسل دامغان را در منتهی‌الیه دامنه جنوبی البرز به صورت خطواره‌ای نسبتاً طویل در ۱۰ کیلومتری شمال شهر دامغان با طول ۱۴/۵ کیلومتر به عنوان یک گسل کواترنری با شیبی به سمت جنوب و سازوکار نرمال معرفی کرد. پس از آن، این گسل در نقشه زمین‌شناسی دامغان، به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (شکل ۲)، به صورت یک گسل کواترنری با راستای تقریبی شرقی- غربی، بدون اشاره به جهت شیب و سازوکار آن، به نقشه درآمد. در گزارش بربریان و همکارانش (۱۳۷۵) گسل دامغان با طول ۱۰۰ کیلومتر به دو قطعه شرقی (از شمال دامغان تا ده‌ملا) و غربی (از شمال دامغان تا گردنه آهوان) تقسیم شد که به استناد رژیم زمین‌ساختی چیره در ایران سازوکار فشاری برای آن پیشنهاد شد. خادمی (۱۳۷۶) در یک مطالعه ساختاری روی بخشی از گسل، که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان آمده است، این گسل را در سه قطعه غرب رود چشمه‌علی با سازوکار معکوس تا راندگی، رود چشمه‌علی تا سیاه‌کوه با سازوکار معکوس و زاویه تند، و از سیاه‌کوه به سمت شرق با سازوکار عادی معرفی کرد. گسل دامغان به منزله یک گسل کوهپایه‌ای، طی تاریخ تکتونیکی طولانی و در چندین قطعه مستقل از هم، سازوکارهای متفاوتی از خود نشان

داده است. اما، در کل، با جنبش‌های خود نهایتاً موجب همبری واحدهای جوان سنوزوئیک با سنگ‌های قدیمی‌تر مزوزوئیک و پائوزوئیک شده است. این گسل دگرشکلی‌هایی در نهشته‌های جوان کواترنر به وجود آورده و از شواهد ریخت‌شناسی، که بازگوکننده حرکات جدید گسل دامغان است، می‌توان به پرتگاه‌های گسلی، دره‌های تنگ و عمیق V شکل، پروفیل‌های طولی پرشیب، وقوع زمین‌لرزه‌های تاریخی، و ثبت زمین‌لرزه‌های دستگاهی در برخی نقاط طول گسل اشاره کرد که نشانه‌هایی از جنبایی این گسل‌اند (خادمی ۱۳۷۶).

علاوه بر گسل‌های اشاره‌شده، گسل‌هایی مانند شمال دامغان، چشمه‌علی، نمکه، و قطعات گسلی متعدد دیگر در پهنه مورد مطالعه دیده می‌شود که بیشتر آن‌ها روندی مشابه گسل‌های اصلی دارند و ممکن است از نظر سازوکار و میزان فعالیت با گسل‌های نام‌برده در ارتباط باشند.

روش تحقیق

استفاده از شاخص‌های زمین‌ریخت‌سنجی به منزله توابعی از فعالیت‌های زمین‌ساختی اهمیت آن‌ها را در مطالعات مربوط به برآورد خطر زمین‌لرزه، به‌ویژه در مرحله شناسایی سرچشمه‌های لرزه‌زا و فعال، مشخص می‌کند. مهم‌ترین ویژگی استفاده از این شاخص‌ها سادگی نسبی روش محاسبه و همچنین سرعت عمل بالا در به‌کارگیری آن‌ها به منظور بررسی میزان فعالیت زمین‌ساختی مناطق بزرگ است. شاخص‌های ریخت‌سنجی معرفی‌شده را پیش از این محققان دیگر در نقاط مختلف جهان برای ارزیابی فعالیت‌های زمین‌ساختی به کار گرفته‌اند که به برخی از آن‌ها اشاره خواهد شد. شاخص گرادیان آبراهه‌ها (SL) یکی از شاخص‌های ریخت‌سنجی ساده است که به صورت رابطه ۱ تعریف می‌شود (کلر و پینتر ۲۰۰۲):

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} L$$

رابطه ۱

در رابطه ۱، SL شاخص گرادیان رودخانه، ΔH اختلاف ارتفاع بین ابتدا و انتهای مسیر انتخاب‌شده، ΔL طول مسیر انتخاب‌شده، و L طول کانال رودخانه از خط تقسیم آبراهه تا مرکز بخشی که گرادیان آن محاسبه شده است. مقادیر عددی شاخص SL به قدرت رودخانه بر حسب دبی رود و شیب مسیر رودخانه بستگی دارد. شاخص گرادیان رودخانه هنگامی که مؤلفه قائم تغییر شکل بسیار شدید باشد، از پارامترهای مهم به شمار می‌آید. در این تحقیق، جهت مطالعه اندیس گرادیان رودخانه‌ها، با استفاده از رابطه ۱، در امتداد رودهای اصلی منطقه مورد مطالعه، برای نقاط مختلف مقدار این شاخص محاسبه شد. این شاخص در واقع قدرت یک آبراهه را در پروفیل طولی آن نشان می‌دهد و به تغییر جنس بستر و تغییر شیب کانال حساس است؛ بدین معنا که مقاومت سنگ‌ها در برابر فرسایش موجب افزایش مقدار اندیس SL می‌شود. به علاوه، تغییر در شیب کانال رود، که ممکن است در اثر فرایندهای ساختاری، مانند فعالیت یک گسل یا بالآمدگی زمین‌ساختی باشد، بر گرادیان آبراهه اثر می‌گذارد و به بروز بی‌نظمی در روند آن منجر می‌شود. مثلاً، لایه‌های نامقاوم معمولاً میزان SL پایینی را نشان می‌دهند. اما اگر در چنین لایه‌های نامقاومی وجود یک گسل باعث

افزایش ناگهانی در میزان SL این لایه‌ها شود، نشان‌دهنده جوان بودن این گسل است. زیرا آبراهه‌ها هنوز نتوانسته‌اند بی‌نظمی حاصل از فعالیت این گسل را از بین ببرند. نیز در مناطقی که بستر نامقاوم مقدار SL بالایی را نشان می‌دهد، می‌تواند دلیلی بر فعالیت زمین‌ساختی جدید در منطقه باشد.

شاخص دومی که در این تحقیق بررسی شد، شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان (S_{mf}) است. این شاخص نشان‌دهنده توازن میان قدرت رودها و فرایندهای شیبی برای ایجاد یک جبهه کوهستان با شکلی نامنظم و حرکات تکتونیکی قائم و جوان جهت ایجاد جبهه کوهستان مستقیم است و به صورت رابطه ۲ تعریف می‌شود (کلر و پینتر ۲۰۰۲):

$$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_s} \quad \text{رابطه ۲}$$

در رابطه ۲، S_{mf} سینوسیته جبهه کوهستان، L_{mf} طول جبهه کوهستان در محل حد بین کوه و دشت، و L_s طول مستقیم جبهه کوهستان است.

پیشانی‌های کوهستانی، که با بالآمدگی فعال همراهاند، تقریباً شکلی مستقیم را از خود به نمایش می‌گذارند. مقادیر عددی نزدیک به ۱ برای شاخص S_{mf} بیانگر مناطق دارای حرکات زمین‌ساختی فعال و جبهه‌های کوهستان دارای میزان بالآمدگی زیادترند. اما، در صورت کاهش میزان بالآمدگی، فرایندهای فرسایشی وارد عمل می‌شوند و جبهه کوهستانی نامنظم و سینوسی شکل پدید می‌آید.

پیشانی کوه‌های گسلی، چشم‌اندازهای شاخصی در زون‌های تکتونیکی فعال هستند که می‌توان از آن‌ها به مثابه نشانه تاریخی رسوبی- فرسایشی مرتبط با گسل‌های پیشانی کوه یاد کرد (سیلوا و همکاران ۲۰۰۳). جهت برداشت اطلاعات و محاسبه پارامتر سینوسیته پیشانی کوه در منطقه مورد مطالعه، ابتدا با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) و عکس‌های هوایی، پیشانی‌های کوهستانی با حداقل ارتفاع ۱۰۰ متر مشخص شد. سپس، منحنی‌های توپوگرافی پیشانی کوه از داده‌های رقومی توپوگرافی استخراج و در نهایت سینوسیته پیشانی کوهستان با استفاده از رابطه ۲ محاسبه شد. سینوسیته پیشانی کوهستان تعادل بین بالآمدگی و فرسایش را منعکس می‌کند؛ به نحوی که بالآمدگی باعث ایجاد پیشانی کوه نسبتاً مستقیم و فرسایش سبب ایجاد پیشانی نامنظم یا سینوسی شکل می‌شود. بدین ترتیب، با فرض شرایط آب‌وهوایی مشابه در همه پیشانی‌ها، تفاوت‌های مشاهده‌شده می‌توانند با دو فاکتور اصلی لیتولوژی و فعالیت تکتونیکی کنترل شوند. با توجه به تأثیر فعالیت گسل‌ها بر میزان سینوسیته پیشانی کوه، در کنار تأثیرات لیتولوژیکی و آب‌وهوایی، پیشانی‌های مطالعه‌شده به انواع خیلی فعال ($S_{mf} < 1.5$)، فعال ($1.5 < S_{mf} < 2$)، نیمه‌فعال ($2 < S_{mf} < 3$)، و غیرفعال ($S_{mf} > 3$) تقسیم شده‌اند.

شاخص کمی دیگری که در این تحقیق بررسی شد، تراکم طول آبراهه‌هاست. دانسیته طول آبراهه‌ها به طور کلی عبارت است از مجموع طول آبراهه‌های واقع در واحد مساحت ناحیه؛ که با رابطه ۳ به دست می‌آید (بوربانک^۱ و آندرسون ۲۰۱۲):

$$\rho = \frac{\sum L_i}{S} \quad \text{رابطه ۳}$$

در رابطه ۳، S مساحتی مشخص از نقشه (مساحت هر یک از سلول‌ها) و L_i طول هر یک از آبراهه‌های واقع در آن واحد مساحتی است. تراکم آبراهه‌ها می‌تواند برای مطالعه کمی توزیع آبراهه‌ها استفاده شود. تغییر تراکم آبراهه‌ها از پرتراکم به کم‌تراکم هم به طور عددی هم در نقشه کنتوری، که از رنگ‌های متنوع برای تراکم‌های مختلف استفاده می‌شود، به سادگی قابل تشخیص است. مرز مناطق با توزیع آبراهه متفاوت می‌تواند با مرز زون‌های گسلی فعال انطباق داشته باشد (هان^۱ و همکاران^{۲۰۰۳}). عوامل غیرزمین‌ساختی، مانند آب‌وهوا و لیتولوژی و وضعیت توپوگرافی قدیمی، بر نحوه توزیع تراکم آبراهه‌ها مؤثر است. اما در صورتی که محاسبات تراکم‌سنجی برای واحدهای کم‌مساحت و به طور میانگین انجام شود، از اهمیت تأثیر عوامل غیرزمین‌ساختی کاسته می‌شود. پژوهشگران زیادی الگوی آبراهه‌ها و ارتباط آن با فعالیت زمین‌ساختی حاکم بر آن مناطق را بررسی کرده‌اند (جکسون^۲ و همکاران^{۱۹۹۸}؛ ماروکیان^۳ و همکاران^{۲۰۰۸}؛ مایر^۴ و همکاران^{۲۰۰۳}). نگهبان و خطیب (۱۳۸۴) در پژوهشی به بررسی ارتباط بین توزیع تراکم آبراهه‌ها و زمین‌ساخت فعال منطقه نصرت‌آباد پرداختند و با توجه به چرخش آبراهه‌ها و جابه‌جایی مخروط‌افکنه‌ها، سازوکار راست‌گردی را برای گسل نصرت‌آباد بیان کردند.

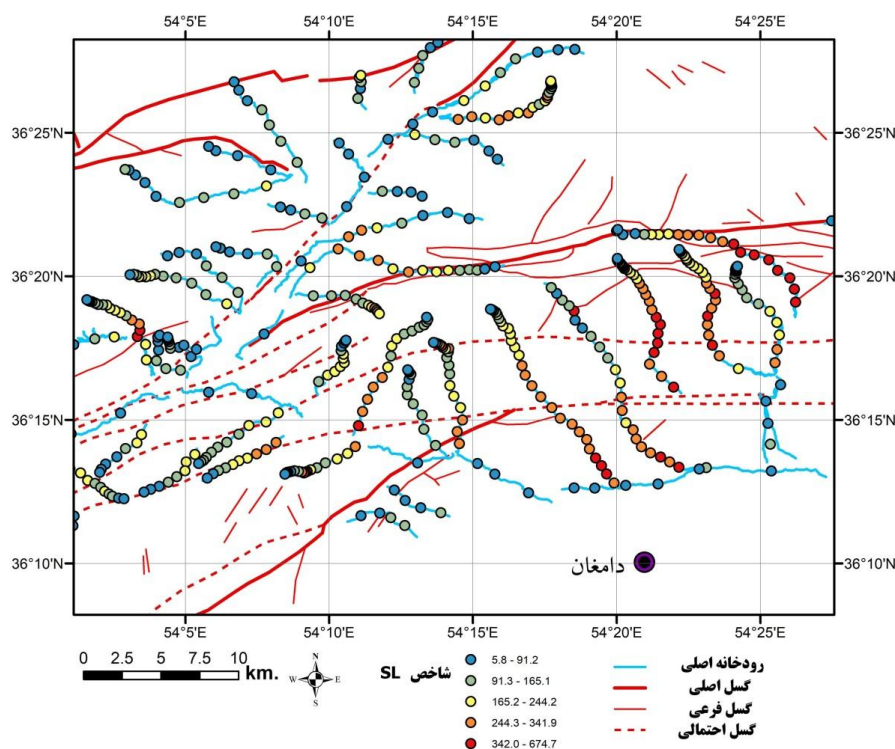
تحلیل داده‌ها و بحث

در نواحی زمین‌ساختی فعال، ویژگی سامانه‌های رودخانه‌ای و اشکال توپوگرافی امکان برآورد کمی از روابط بین فعالیت‌های زمین‌ساختی و فرایندهای سطح زمین و مدل‌بندی تکامل چشم‌انداز در منطقه مورد نظر را فراهم می‌آورند. با توجه به دسترسی سریع به شاخص‌های کمی ریخت‌شناسی از طریق نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، یا بازبازدیدهای میدانی امکان ایجاد ارتباطی منطقی بین پی‌سنگ و اشکال سطح زمین از یک طرف و اثر عوامل زمین‌ساختی و آب‌وهوایی از طرف دیگر فراهم می‌آید. در مطالعه حاضر، سه کمیت گرادیان طول آبراهه، سینوسیته پیشانی کوهستان، و تراکم آبراهه‌ها مطالعه شده است. اطلاعات لازم در ارتباط با الگوی زهکشی منطقه و ویژگی‌های ریخت‌سنجی و توپوگرافی جبهه کوهستان از نقشه‌های توپوگرافی رقومی بزرگ‌مقیاس (۱:۲۵۰۰۰) پروژه سال ۱۳۸۱ سازمان نقشه‌برداری کشور، مدل ارتفاعی رقومی زمین (DEM) به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ با قابلیت تفکیک زمینی ۱۰ متر، عکس‌های هوایی بلوک ۲۷ گرگان در پروژه سال ۱۳۸۰ به مقیاس ۱:۴۰۰۰۰، نقشه زمین‌شناسی دامغان به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ به دست آمده است. در مرحله بعد با استفاده از داده‌های رقومی توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و در محیط نرم‌افزار ArcGIS همه آبراهه‌های منطقه مورد مطالعه ترسیم شده است.

سپس، شاخص گرادیان طول آبراهه، یعنی SL، روی رودهای اصلی منطقه برداشت شد. برای محاسبه پارامتر SL در همه رودهای منطقه، ΔH به طور ثابت ۴۰ متر و نقطه مرکزی هر قطعه از رود به منزله نماینده مقدار SL همان قطعه در نظر گرفته شده است. در شکل ۴ نتایج این محاسبات در نقشه منطقه نمایش داده شده است. همان‌طور که اشاره شد، شاخص گرادیان

1. Han
2. Jackson
3. Maroukian
4. Mayer

طول آبراهه (SL) در واقع قدرت یک آبراهه را در پروفیل طولی آن نشان می‌دهد و به تغییر جنس بستر و تغییر شیب کانال حساس است؛ بدین معنا که اثر مقاومت سنگ‌ها در برابر فرسایش موجب افزایش مقدار شاخص SL می‌شود و بالعکس. بنابراین تغییر در جنس بستر رود و به تبع آن تغییر در میزان مقاومت بستر باعث ایجاد ناهنجاری‌هایی در گرادیان آبراهه می‌شود. به علاوه، تغییر در شیب کانال در طول مسیر رود، که ممکن است در اثر فرایندهای ساختاری، مانند فعالیت یک گسل یا بالآمدگی زمین‌ساختی، باشد، به شدت بر گرادیان آبراهه اثر می‌گذارد و به بروز بی‌نظمی در روند آن منجر می‌شود.



شکل ۴. نقشه توزیع شاخص کمی گرادیان رودخانه (SL) در منطقه مورد مطالعه

آن گونه که از شکل ۴ پیداست، در اکثر موارد محلی که مسیر رود منطبق بر محل عبور گسل است افزایش ناگهانی در میزان SL مشاهده می‌شود که می‌تواند دلیلی بر جوان و فعال بودن گسل باشد. مثلاً، تأثیر گسل‌های دامغان و شمال دامغان بر پارامتر SL نسبت به دیگر قطعات گسلی اطراف آن‌ها آشکارتر است. آنومالی حاصل از وجود گسل دامغان به صورت افزایش میزان SL در کنار مقادیر پایین این پارامتر دیده می‌شود. همچنین، گسل شمال دامغان سبب ایجاد آنومالی در روند SL آبراهه‌ها شده است که خود می‌تواند دلیلی بر پویایی این دو گسل باشد. مقادیر بالای SL هم‌روند با گسل‌های دامغان و شمال دامغان تا گسل آستانه نشان‌دهنده فعالیت این مناطق گسلی است. با بررسی تغییرات مکانی مقادیر شاخص SL (شکل ۴) مشخص شد در زیرحوضه‌های مجاور هم و هم‌روند با گسل‌های شرقی - غربی دامغان و شمال دامغان و امتداد آن‌ها تا گسل آستانه، آنومالی در میزان SL نقاط برداشت‌شده دیده می‌شود که مؤید تأثیر فعالیت گسل‌های نام‌برده بر میزان گرادیان آبراهه‌هاست.

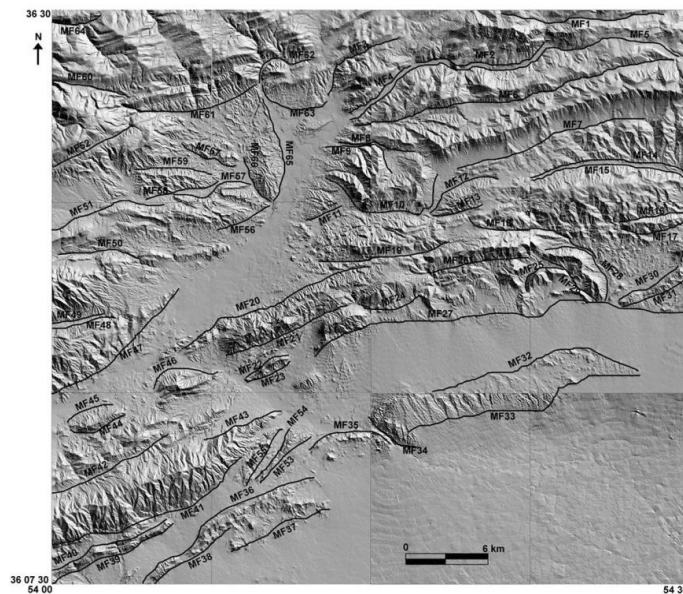
در اطراف گسل نمکه شاخص SL مقادیر پایینی را در نقشه نشان می‌دهد؛ که دلیل آن می‌تواند مدت زمان فعالیت این ناحیه باشد. زیرا در نواحی تکتونیکی فعال با گذشت زمان جریان به حالت تعادل نزدیک‌تر می‌شود و در نتیجه متوسط SL پایین‌تری را نشان می‌دهد. بنابراین یکی از دلایل بالا بودن مقدار SL در نواحی فعال‌تر عدم تعادل رود در حفر بستر و تمایل آن در رسیدن به تعادل است؛ که در این حالت رود با قدرت بیشتری به حفر بستر می‌پردازد تا تأثیر این عدم تعادل را کاهش دهد. از این رو، با توجه به نتایج حاصل از محاسبه متوسط مقدار SL در سراسر منطقه، می‌توان به فعالیت بیشتر گسل چشمه‌علی و به تبع آن فعالیت جدیدتر گسل‌های دامغان و شمال دامغان و امتداد آن‌ها در حوضه‌های آستانه و کلاته اشاره کرد. البته، وجود شواهدی مانند جهت‌یابی آبراهه‌ها، تأثیر گسلش روی الگوی زهکشی، و خطواره‌های مشخص گسلی که در تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی و مشاهدات میدانی به‌خوبی قابل رؤیت است، خود، دلایلی از فعالیت جدید گسل‌های مورد بحث است.

در ادامه، برای مشخص کردن پیشانی کوهستان‌های مورد نظر، با استفاده از قابلیت سه‌بعدی‌سازی تصاویر و قرار دادن داده‌های رقومی توپوگرافی روی تصویر سه‌بعدی منطقه، منحنی‌های توپوگرافی پیشانی کوه برای جلوگیری از هر گونه اعمال سلیقه در تشخیص پیشانی کوهستان از داده‌های رقومی توپوگرافی استخراج شد (شکل ۵). در مرحله بعد، خط مستقیم پیشانی کوه به قطعات ۱۰۰۰ متری جهت برداشت اطلاعات مورد نیاز محاسبه K_{mf} تقسیم شد. پیشانی‌های کوهستان انتخابی جهت مطالعه ابتدا بدون در نظر گرفتن گسلی بودن انتخاب شدند که البته در طول مطالعه و با بررسی نقشه زمین‌شناسی منطقه مشاهده شد بیش از نیمی از پیشانی‌های انتخابی هم‌روند با خطواره‌های گسلی است یا اینکه پیشانی کوه منطبق با روند ساختارهای زمین‌شناسی، مانند تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها، است. متوسط مقدار این شاخص برای هر پیشانی کوهستان محاسبه شد و بر اساس مقدار این شاخص نقشه تغییرات شاخص تهیه شد که در شکل ۶ نشان داده شده است. با توجه به این نقشه، کمترین مقادیر این شاخص معرف پیشانی‌های خیلی فعال و بیشترین این مقادیر نشان‌دهنده پیشانی‌های غیرفعال است. به عبارت دیگر، با افزایش مقدار این شاخص درجه فعالیت نوزمین‌ساختی پیشانی کوهستان کاهش می‌یابد.

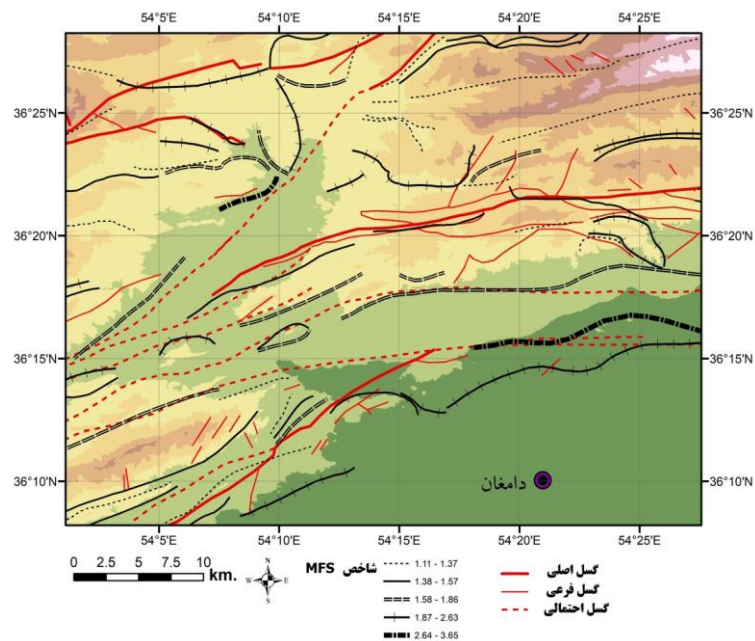
با توجه به شکل ۶ انطباق اکثر پیشانی‌های کوهستان با گسل‌های منطقه چشمگیر است. مثلاً می‌توان به انطباق پیشانی کوهستان با گسل دامغان اشاره کرد. نکته مهم درباره این پیشانی گسلی بالا بودن متوسط مقدار سینوسیته در طول آن است؛ به نحوی که در تقسیم‌بندی‌ها در گروه پیشانی‌های غیرفعال قرار گرفته است. با توجه به اینکه گسل دامغان گسلی جوان با فعالیت آشکار در کواترنری شناخته شده، که اثر خطوارگی آن در آبرفت‌های کواترنری شمال دامغان به‌خوبی قابل مشاهده است، پایین بودن مقاومت آبرفت‌ها در برابر عوامل فرسایشی، مانند جریان آب‌های سطحی و باد، و قرار گرفتن این گسل در منطقه کویری دامغان و نبود پوشش گیاهی در جلوگیری از تأثیر عوامل فرساینده می‌تواند از دلایل اصلی بالا بودن سینوسیته در پیشانی گسلی دامغان باشد. کاهش آشکار مقدار سینوسیته در دامنه شمالی سیاه‌کوه، به علت وجود سنگ‌های سخت دونین در مجاورت قطعاتی با مقدار سینوسیته بالا، تأثیر لیتولوژی بر میزان سینوسیته را در این پیشانی گسلی کاملاً روشن می‌کند (شکل ۶). علاوه بر این، انطباق روند بیش از نیمی از پیشانی‌های برداشت‌شده با روند خطواره‌های گسلی یا تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها کاربرد توپوگرافی در تشخیص خطواره‌های گسلی و تأثیر فعالیت‌های ساختاری بر توپوگرافی را آشکار می‌کند.

همچنین، با نگاهی کلی به نقشه ارائه‌شده در شکل ۶ می‌توان دریافت که در نیمه شمالی منطقه مورد مطالعه، به‌ویژه در گوشه شمال شرق، پایین بودن مقدار سینوسیته و قرارگیری این پیشانی‌های غیرگسلی در گروه خیلی فعال تکتونیکی

بیشتر متأثر از جنس سنگ‌های منطقه (واحد‌های ژوراسیک و کرتاسه)، شرایط آب‌وهوایی، وجود پوشش گیاهی، و در نتیجه کاهش عوامل فرسایشی، مانند باد و آب‌های جاری، است. در مقابل، در نیمه جنوبی منطقه، با توجه به وجود لیتولوژی‌های با مقاومت کمتر و امکان تأثیر بیشتر عوامل فرسایشی و همچنین به علت کویری بودن و فقدان پوشش گیاهی، پایین بودن متوسط مقدار سینوسیته حاکی از فعالیت تکتونیکی بیشتر این قسمت نسبت به مناطق شمالی است.



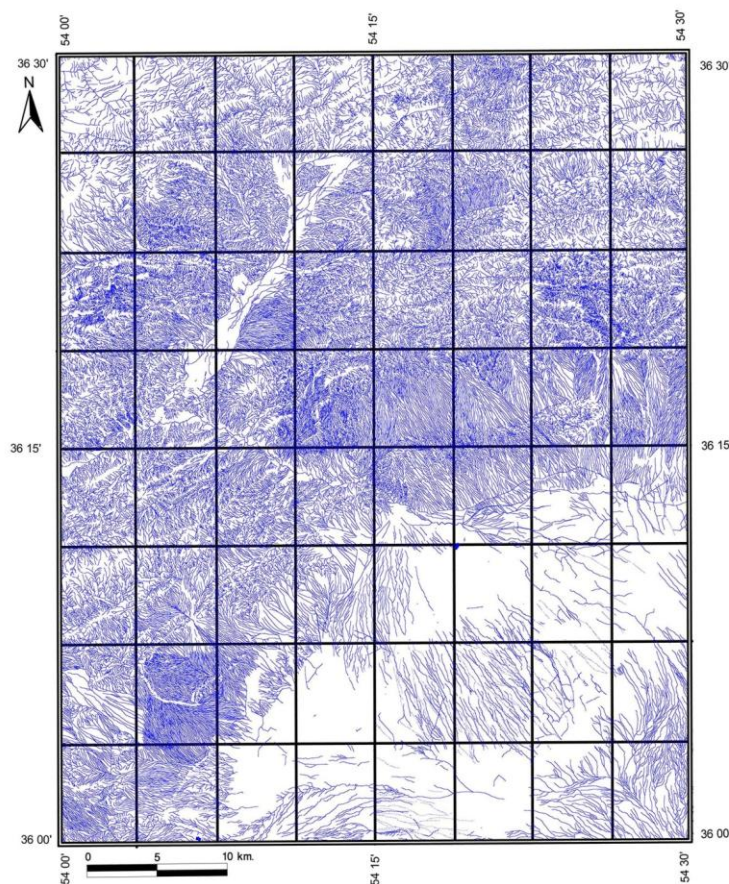
شکل ۵. پیشانی کوه‌های انتخاب‌شده جهت برداشت پارامتر S_{mf} در منطقه مورد مطالعه



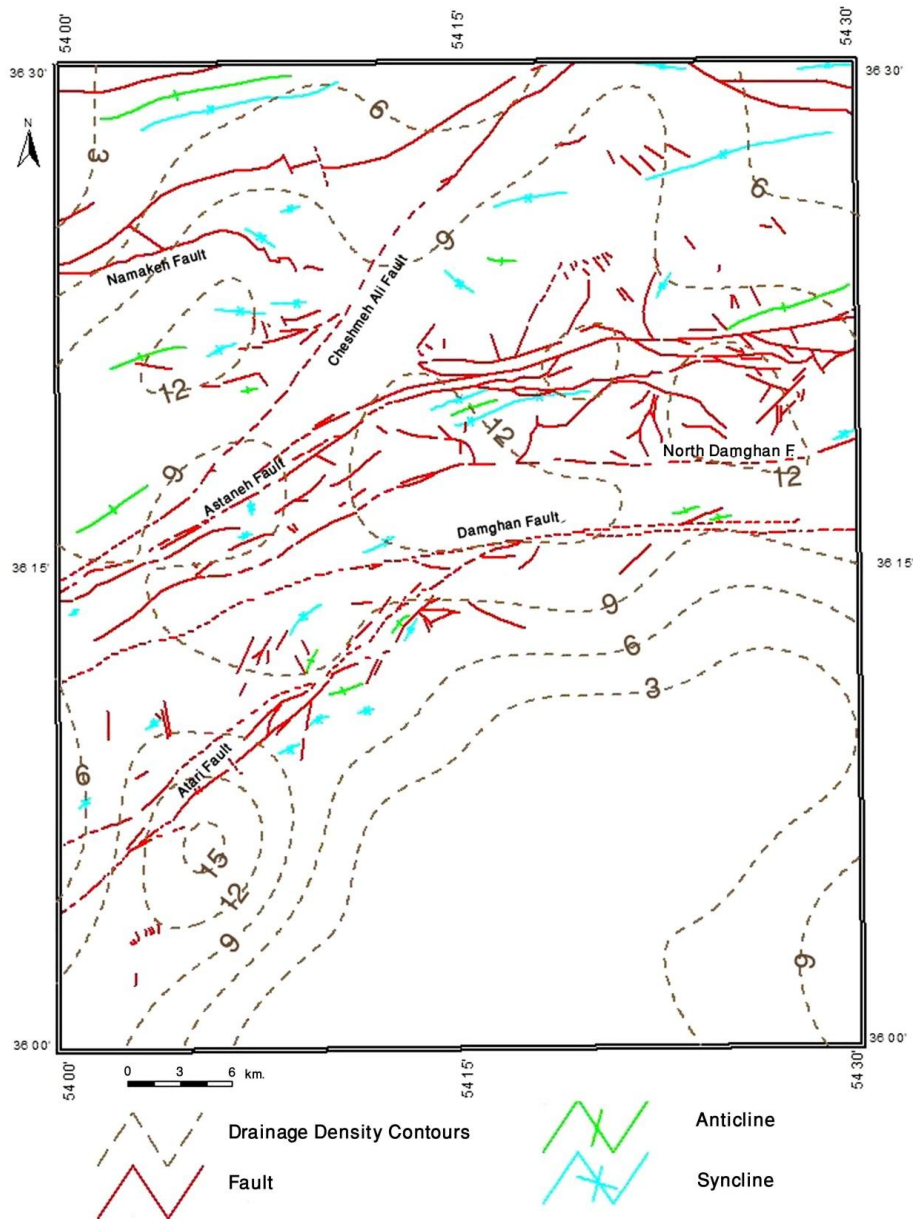
شکل ۶. نقشه توزیع شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان (MFS) در منطقه مورد مطالعه

در بخش دیگری از این تحقیق، دانسیته طول آبراهه‌ها در منطقه مورد مطالعه بررسی شد. بدین منظور، منطقه مورد مطالعه به ۶۴ سلول مربع‌شکل با ابعاد $3/75 \times 3/75$ دقیقه جغرافیایی (حدود ۳۹ کیلومتر مربع) تقسیم و تراکم آبراهه‌ای (دانسیته طول) برای هر سلول محاسبه شد. در شکل ۷ نقشه آبراهه‌های منطقه مورد مطالعه و شبکه‌بندی مورد استفاده در محاسبه دانسیته طول آبراهه‌ها و در شکل ۸ نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه همراه کنتورهای معرف تغییرات دانسیته طول آبراهه‌ها نشان داده شده است.

نگاهی کلی به نقشه ارائه‌شده در شکل ۸ نشان می‌دهد بیشترین تراکم طول آبراهه‌ها در قسمت‌های مرکزی و جنوب غربی منطقه است. همچنین، تغییر تراکم آبراهه‌ها در امتداد گسل‌های اصلی منطقه به‌وضوح مشاهده می‌شود. این تغییر تراکم در امتداد گسل‌های دامغان، گسل عطاری و بخش غربی گسل آستانه، گسل شمال دامغان و بخش شمالی گسل چشمه‌علی قابل شناسایی است. همخوانی قابل توجه نقشه تراکم آبراهه‌ها و نقشه ساختاری منطقه بر این یافته دلالت دارد که تغییر تراکم آبراهه‌ها با امتداد گسل‌های اصلی منطقه و روند کلی چین‌خوردگی ناحیه تطابق خوبی دارد.



شکل ۷. نقشه آبراهه‌های منطقه و شبکه‌بندی منطقه مورد مطالعه به ۶۴ سلول هم‌مساحت با ابعاد $0/0625$ درجه جغرافیایی، بر اساس داده‌های رقومی (DEM) منطقه

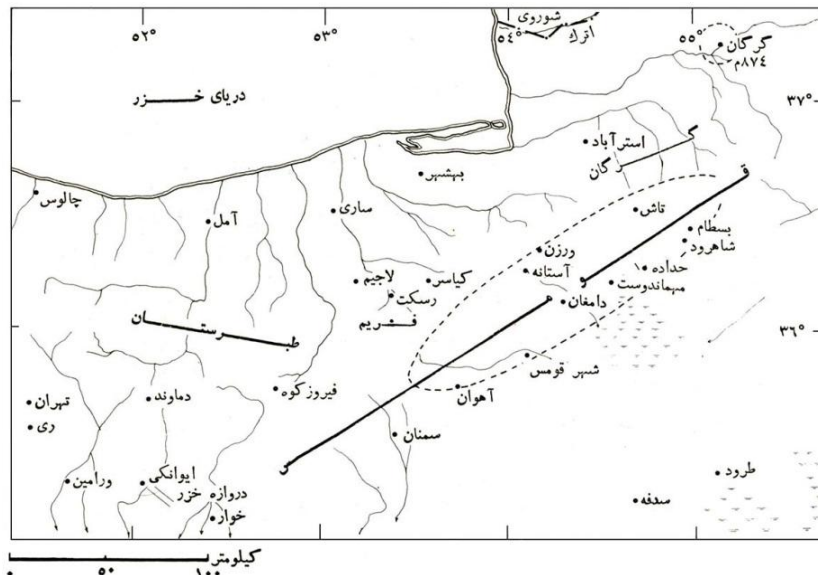


شکل ۸. نقشه کلی ساختارهای منطقه مورد مطالعه همراه منحنی‌های هم‌تراکم طول آبراهه‌ها

بر اساس نتایج این تحقیق، گسل دامغان در قطعه بین سیاه‌کوه به سمت آهوانو مرز جداکننده واضحی بین بخش پرتراکم و کم‌تراکم است که با سازوکار بیان‌شده گسل، یعنی پایین‌افتادگی در بخش شمالی گسل و بالاآمدگی در بخش جنوبی آن، همخوانی دارد (شکل ۸). در مناطقی که دچار بالاآمدگی شده‌اند، به دلیل اینکه آبراهه‌ها فرصت چندانی برای شاخه‌شاخه شدن و در حقیقت افزایش طول در یک مساحت معین ندارند و آب‌های جاری به سرعت به صورت آبراهه‌های با شیب تند از حوضه خارج می‌شوند، محدوده‌ای کم‌تراکم ایجاد می‌شود. درحالی‌که در مناطقی که دچار فرونشست نسبی شده‌اند، به دلیل تجمع و به هم پیوستگی آبراهه‌های متعدد، شبکه‌ای پرتراکم در یک واحد مساحت ایجاد می‌شود (هان و همکاران ۲۰۰۳).

از آنجا که فعالیت نوزمین‌ساختی مناطق مختلف توسط لرزه‌خیزی آن مناطق نیز قابل رصد است و در حقیقت لرزه‌خیزی، خود، شاهدی از فعالیت زمین‌ساختی نواحی فعال محسوب می‌شود، در این تحقیق لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه نیز بررسی شد. مهم‌ترین و قدیمی‌ترین زمین‌لرزه تاریخی در منطقه دامغان زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی قومس است که منطقه قومس و خراسان غربی و توابع نیشابور را ویران کرد و بیشترین زیان‌های زمین‌لرزه به دامغان رسید و باعث ویران شدن نیمی از شهر و کشته شدن ۴۵۰۹۶ تن شد (شکل ۹). در مناطق کوهستانی دگرریختی‌های گسترده زمین و احتمالاً گسلش سطحی روی می‌دهد و یک‌سوم بسطام فرومی‌ریزد و طبرستان و گرگان نیز آسیب می‌بینند. این واقعه باعث خشکیدن چشمه‌ها و قنات‌ها می‌شود و راه افتادن زمین‌لغزه سبب مسدود شدن مسیر رودها می‌شود. علاوه بر این مورد، می‌توان به چند زمین‌لرزه تاریخی دیگر در منطقه اشاره کرد؛ از جمله: زمین‌لرزه ۱۱۴۰ میلادی گردکوه، زمین‌لرزه ۱۸۳۰ میلادی، که موجب ویرانی شهرهای سمنان و دامغان شد، و بالاخره زمین‌لرزه‌های ۱۸۵۲ و ۱۸۹۰ میلادی که اطراف شاهرود رخ داد (آمبرسز^۱ و ملویل ۱۳۷۰).

رمضی و جلالی (۲۰۱۵) و ناصری و همکارانش (۱۳۹۸) لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت محدوده دامغان و توان لرزه‌زایی گسل‌های فعال این منطقه را دقیق بررسی کردند. بر اساس یافته‌های ایشان، کمبود زمین‌لرزه‌های دستگاهی در حول و حوش گسل‌های کواترنر منطقه و هم‌پوشانی اکثر زمین‌لرزه‌های دستگاهی با محل زمین‌لرزه‌های تاریخی، می‌تواند گواهی بر این نکته باشد که نواحی دارای زمین‌لرزه‌های تاریخی مستعد زمین‌لرزه‌های جدید و عهد حاضر نیز هستند و اینکه با گذشت مدت زمان زیادی از آن رویداد (زمین‌لرزه قومس) حادثه لرزه‌ای تاریخی یا دستگاهی مهمی در این پهنه روی نداده است می‌تواند زنگ خطری برای منطقه محسوب شود.

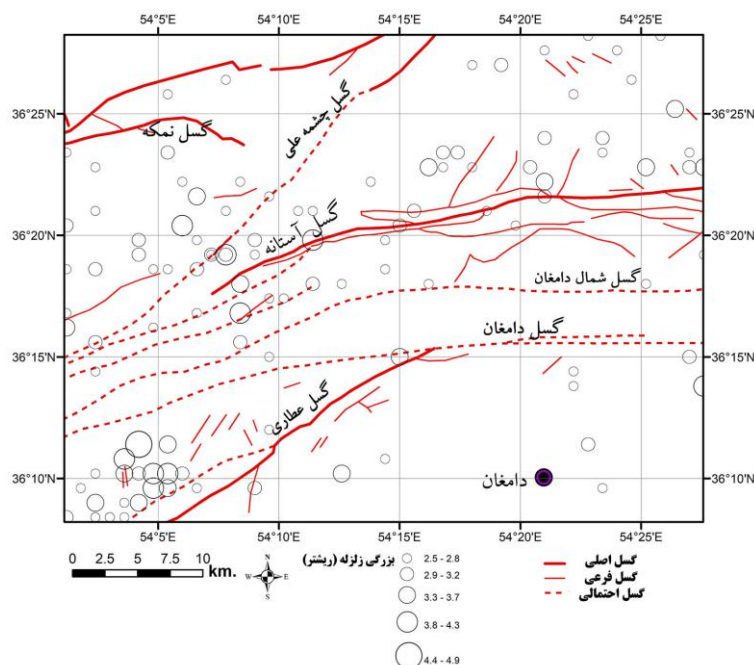


شکل ۹. نقشه محدوده ویرانی حاصل از زمین‌لرزه ۸۵۶ میلادی قومس (برگرفته از آمبرسز و ملویل ۱۳۷۰)

در این تحقیق، به منظور بررسی لرزه‌خیزی و توان رخداد زلزله در منطقه مورد مطالعه و تطابق رومرکز زلزله‌ها با ساختارهای منطقه، داده‌های لرزه‌ای محدوده مورد مطالعه در بازه زمانی ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۹، به مدت چهارده سال، از پایگاه داده‌ای مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران دریافت و بررسی شد. اگرچه این داده‌ها بازه زمانی کوتاهی را شامل می‌شوند، به دلیل دقت مکانی بالای این داده‌ها، نقشه پراکندگی رومرکزها می‌تواند دیدی کلی از ارتباط لرزه‌خیزی و ساختارها در منطقه مورد مطالعه به ما بدهد. در شکل ۱۰ نقشه لرزه‌خیزی منطقه همراه موقعیت گسل‌های محدوده مورد مطالعه نمایش داده شده است.

نگاهی کلی به نقشه شکل ۱ حکایت از آن دارد که در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه تمرکز کمتری از رومرکز زلزله‌ها دیده می‌شود؛ درحالی‌که در بخش شمالی و غربی این تمرکز بیشتر است. بر گسل دامغان و شمال دامغان زلزله‌ها کمتر تمرکز دارند؛ درحالی‌که بر گسل آستانه تمرکز زلزله‌ها بیشتر است. بخش غربی گسل عطاری، که در منطقه واقع شده، نیز لرزه‌خیزی بالایی نشان می‌دهد. در کل، مقایسه‌ای بین نقشه‌های معرف فعالیت نوزمین‌ساختی (شکل‌های ۴ و ۶) و نقشه لرزه‌خیزی منطقه (شکل ۱۰) نشان‌دهنده انطباق قابل توجه لرزه‌خیزی و فعالیت ریخت‌زمین‌ساختی در منطقه و شهادی بر آن است که این منطقه از دیدگاه نوزمین‌ساختی از درجه فعالیت بالایی برخوردار است.

همچنین، مقایسه نقشه لرزه‌خیزی منطقه و نقشه تراکم طول آبراهه‌ها (شکل ۸) معرف آن است که بخش‌های با تراکم آبراهه‌ای بالاتر و همچنین بخش‌های با تغییر تراکم مشخص لرزه‌خیزی بیشتری دارد. به طور خلاصه می‌توان گفت نتایج حاصل از بررسی لرزه‌خیزی این منطقه شهادی است بر آنکه شاخص‌های ریخت‌سنجی و پارامترهای کمی ریخت‌زمین‌ساختی به خوبی می‌توانند درجه فعالیت نوزمین‌ساخت را در مناطق مختلف به طور قابل اعتمادی ارزیابی کنند.



شکل ۱۰. نقشه توزیع رومرکز زلزله‌ها در منطقه مورد مطالعه بر اساس بررسی داده‌های لرزه‌ای منطقه در بازه زمانی

۲۰۰۶ تا ۲۰۱۹

نتیجه

با توجه به تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی بر ویژگی‌های توپوگرافی و زمین‌ریخت‌شناسی سطح زمین و کاربرد شاخص‌های ریخت‌سنجی در مطالعات نوزمین‌ساختی، از بررسی پارامترهای کمی ریخت‌زمین‌ساختی گرادیان طول آبراهه و سینوسیته پیشانی کوه و تراکم آبراهه‌ها در منطقه مورد مطالعه و بررسی لرزه‌خیزی این منطقه نتایج زیر حاصل شد:

۱. با توجه به حساسیت گرادیان آبراهه‌ها به تغییرات لیتولوژیکی یا تغییر شیب ناشی از فرایندهای زمین‌ساختی، با برداشت گرادیان آبراهه در امتداد آبراهه‌های اصلی منطقه مورد مطالعه و رسم نقشه تغییرات این شاخص، تأثیر فعالیت گسل‌ها بر میزان گرادیان آبراهه مشخص شد. علاوه بر این، بالا بودن متوسط مقدار گرادیان آبراهه‌ها در مناطق هم‌روند با گسل‌های دامغان و شمال دامغان و امتداد آن‌ها تا گسل آستانه و وجود آنومالی در میزان گرادیان آبراهه‌ها در روندی مشابه با روند گسل‌های یادشده نشان‌دهنده جوان‌تر بودن این گسل‌ها نسبت به دیگر گسل‌های منطقه و احتمال فعالیت زمین‌ساختی بیشتر در مناطق هم‌روند با این گسل‌هاست.

۲. بررسی سینوسیته پیشانی کوهستان‌های برداشت‌شده با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی منطقه (DEM) و داده‌های رقومی توپوگرافی و تقسیم‌بندی پیشانی کوهستان‌های انتخاب‌شده به انواع خیلی فعال، فعال، نیمه‌فعال، و غیرفعال از نظر زمین‌ساختی با در نظر گرفتن تأثیر لیتولوژیکی و آب‌وهوایی گویای فعال‌تر بودن پیشانی کوهستان‌ها در نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه با توجه به مساعد بودن شرایط فرسایشی این قسمت است. با بیان این مطلب که گسل‌های دامغان و شمال دامغان و امتداد آن‌ها تا گسل آستانه در نیمه جنوبی پهنه مورد مطالعه قرار دارند، پایین بودن میزان سینوسیته پیشانی‌های کوهستانی در این قسمت گویای فعالیت گسل‌های یادشده است.

۳. با ترکیب نتایج حاصل از مطالعه دو پارامتر مورفومتریکی یادشده بالا بودن متوسط مقدار گرادیان آبراهه و پایین بودن سینوسیته پیشانی کوه‌ها در مناطق هم‌روند با گسل‌های دامغان و شمال دامغان تا آستانه گویای فعالیت این گسل‌هاست که می‌توان به آن‌ها به منزله سرچشمه‌های اصلی لرزه‌زا در این منطقه اشاره کرد. بنابراین، نبود زمین‌لرزه بزرگ دیگری جز زمین‌لرزه ۸۵۶ میلادی قوس نشان‌دهنده یک وقفه لرزه‌ای است و می‌تواند زنگ خطری برای منطقه باشد.

۴. تطابق اکثر پیشانی کوهستان‌های برداشت‌شده با روند خطواره‌های گسلی، با توجه به اینکه پیشانی‌های مورد مطالعه صرفاً با استفاده از داده‌های توپوگرافی و بدون در نظر گرفتن اطلاعات زمین‌شناسی انتخاب شده‌اند، کاربرد مناسب این روش در تشخیص خطواره‌های گسلی را نشان می‌دهد.

۵. دستیابی به نتایج حاصله با استفاده از اطلاعات توپوگرافی گویای تأثیر فرایندهای درونی تغییرشکل‌دهنده پوسته بر توپوگرافی سطح زمین است. با استفاده از این ویژگی می‌توان مناطق فعال زمین‌ساختی را با توجه به اطلاعات توپوگرافی مشخص و با مطالعه جزئی‌تر این مناطق فعالیت زمین‌ساختی جدید را تجزیه و تحلیل کرد.

۶. با مقایسه مقادیر حاصل از مطالعه پارامترهای کمی مورفومتریکی این تحقیق با دیگر مطالعات انجام‌شده در سطح جهان می‌توان این قسمت از البرز شرقی را منطقه‌ای فعال در زون زمین‌ساختی البرز در نظر گرفت.

۷. انطباق نقشه‌های تراکم آبراهه‌ها (دانسیتته طول آبراهه‌ها) و نقشه ساختاری منطقه بر این یافته دلالت دارد که تغییر تراکم آبراهه‌ها با امتداد گسل‌های اصلی و روند کلی چین‌خوردگی منطقه همخوانی خوبی نشان می‌دهد. این تغییر تراکم

به وضوح در امتداد گسل‌های دامغان، گسل عطاری و بخش غربی گسل آستانه، گسل شمال دامغان و بخش شمالی گسل چشمه علی قابل شناسایی است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد استفاده از پارامترهای کمی معرف الگوی آبراهه‌های یک منطقه می‌تواند در مطالعه تکتونیک فعال آن منطقه، به‌ویژه در مواردی که شواهد دیگری برای تشخیص و ارزیابی ساختارهای جدید وجود ندارد، مفید واقع شود.

۸. نتایج حاصل از این مطالعه سودمندی اندیس‌های مورفومتری در مطالعات نوزمین‌ساختی و تقسیم‌بندی پهنه مورد مطالعه به مناطقی با شدت فعالیت زمین‌ساختی متفاوت را آشکار می‌کند.

تشکر و قدردانی

از حمایت‌های مادی و معنوی معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه دامغان در انجام دادن این تحقیق تشکر و قدردانی می‌شود. نیز، از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به سبب در اختیار قرار دادن داده‌های لرزه‌ای منطقه و همچنین از سازمان نقشه‌برداری کشور به جهت در اختیار قرار دادن داده‌های دقیق توپوگرافی منطقه قدردانی می‌شود.

منابع

- ارغوانی حبیب، م. (۱۳۸۱). «تحلیل ساختاری دامنه جنوبی البرز مرکزی در منطقه شمال کرج با نگرش ویژه‌ای بر اندیس‌های مورفومتری»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- اعلایی، م.، ده‌بزرگی، م.، قاسمی، م.ر.، نوزعیم، ر. (۱۳۹۷). «ارزیابی زمین‌ساخت جنبا در گستره بوئین‌زهره - آوج (جنوب قزوین)»، زمین‌شناسی مهندسی، ش (۱) ۱۲، صص ۱۲۳ - ۱۵۲.
- امیدی، پ. (۱۳۸۰). «تحلیل ساختاری و دینامیکی تفضیلی زون‌های گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری، گستره سمنان - دامغان»، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- آمبرسز، ن.ن.، ملویل، چ.پ. (۱۳۷۰). تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران، مترجم: ابوالحسن رده، آگاه.
- بابایی، ش.، ده‌بزرگی، م.، حکیمی آسیابر، س.، حسینی اصل، ا. (۱۳۹۶). «بررسی زمین‌ساخت فعال با استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژی در البرز مرکزی»، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، (۱) ۶، صص ۴۰ - ۵۶.
- بربریان، م.، قریشی، م.، شجاع‌طاهری، ج. (۱۳۷۵). «پژوهش و بررسی نوزمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت، و خطر زمین‌لرزه - گسلش در گستره سمنان»، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۶۳.
- حاج‌منوچهری، م.، آرین، م.، قرشی، م.، سلگی، ع.، سربی، ع. (۱۳۹۴). «نشانه‌های زمین‌ریختی زمین‌ساخت فعال حوضه زهکشی چالوس در البرز، شمال ایران»، علوم زمین، ش ۹۵، صص ۲۷۳ - ۲۸۰.
- خادمی، م. (۱۳۷۶). «بررسی و تحلیل ساختاری گسل‌های دامغان و عطاری در گستره دامغان»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- _____ (۱۳۸۹). «محاسبه و تفسیر برخی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی پیرامون گسل ترو، جنوب دامغان»، علوم

زمین، ش ۷۵، صص ۴۷ - ۵۶.

خاوری، ر، قرشی، م، آرین، م، خسروتهرانی، خ. (۱۳۸۹). «نشانه‌های زمین‌ریختی زمین‌ساخت فعال حوضه رودخانه کرج در دامنه جنوبی البرز مرکزی، شمال ایران»، علوم زمین، ش ۷۵، صص ۶۷ - ۷۴.

دزفولی کلونی، ز، ایلانلو، م. (۱۳۹۷). «ارزیابی فعالیت تکتونیک در حوضه آبریز دالکی با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک»، جغرافیای طبیعی، ش ۴۱، صص ۱۲۳ - ۱۴۰.

روستایی، م، آق‌آتابای، م، رقیمی، م، نعمتی، م، رحیمی چاک‌دل، ع. (۱۳۹۳). «بررسی زمین‌ساخت فعال دامنه شمالی البرز خاوری با استفاده از نشانه‌های زمین‌ریختی در حوضه آبریز گرگان‌رود»، تحقیقات جغرافیایی، ش (۴) ۲۹، صص ۴۳ - ۵۶.

طیسی، ه. (۱۳۸۰). «تکتونیک جنبا و الگوی دگرریختی گستره البرز مرکزی- خاوری (بین طول‌های جغرافیایی ۵۲ تا ۵۴ درجه خاوری)»، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران.

علوی نائینی، م، صالحی‌راد، ر. (۱۳۵۴). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان، سازمان زمین‌شناسی کشور.

قاسمی، م. ر. (۱۳۶۹). «چینه‌نگاری و زمین‌شناسی ساختمانی ناحیه چهارده البرز خاوری»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، تهران.

مختاری، د. (۱۳۸۵). «کاربرد شاخص‌های ریخت‌سنجی در تعیین میزان فعالیت گسل‌ها (مورد نمونه: گسل شمالی میشو)»، علوم زمین، ش ۵۹، صص ۷۰ - ۸۳.

مردانی، ز، قرشی، م، آرین، م، خسروتهرانی، خ. (۱۳۸۹). «نشانه‌های زمین‌ریختی زمین‌ساخت فعال حوضه طالقان‌رود، شاهرود، و سفیدرود در البرز مرکزی، شمال ایران»، علوم زمین، ش ۷۸، صص ۱۵۹ - ۱۶۷.

مفیدی، ا. (۱۳۸۴). «تحلیل استرین و تحلیل ریزساختاری ورقه‌های راندگی البرز شرقی در برش دامغان - گرگان»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

ملک، ع. (۱۳۷۹). «کاربرد شاخص‌های مورفومتریک در مطالعات نوزمین‌ساختی بخش‌های جنوبی البرز مرکزی»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شیراز، شیراز.

ناصری، ن، هاشمی، س.ن، خادمی، م. (۱۳۹۸). «لرزه‌خیزی، لرزه‌زمین‌ساخت، و خطر لرزه‌ای گسل‌های فعال شمال دامغان»، هفتمین همایش ملی زمین‌ساخت و زمین‌شناسی ساختاری ایران، دانشگاه تهران.

نگهبان، م، خطیب، م. (۱۳۸۴). «بررسی تکتونیک فعال به روش تراکم‌سنجی آبراهه‌ها در اطراف گسل نصرت‌آباد (خاور ایران)»، چکیده مقالات بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.

هادوی، ف. (۱۳۸۴). «کاربرد شاخص‌های مورفومتریک در مطالعات نوزمین‌ساختی ایران»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شیراز، شیراز.

یمانی، م، مقصودی، م، قاسمی، م.ر، محمدنژاد، و. (۱۳۹۱). «شواهد مورفولوژیکی و مورفومتری تأثیر تکتونیک فعال بر مخروط‌افکنه‌های شمال دامغان»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ش (۱) ۴۴، صص ۱ - ۱۸.

Aelaei, M., Dehbozorgi, M., Ghasemi, M.R., & Nozaeim, R. (2018). "Active tectonics

- evaluation in the Boin-Zahra-Avaj area (south of Qazvin)", *Journal of Engineering Geology*, No. 12(1), pp. 123-152.
- Alavi Naini, M. (1972). "Etude geologique de la region de Djam", *Geological Survey of Iran*, No. 23.
- Alavi Naini, M. & Salehi Rad, R. (1975). *Geological map of Damghan area (1:100,000)*, Geological Survey of Iran.
- Ambraseys, N.N. & Melville, C.P. (1982). *A history of Persian earthquakes*, Cambridge University Press, 219 p.
- Anand, A.K. & Pradhan, S.P. (2019). "Assessment of active tectonics from geomorphic indices and morphometric parameters in part of Ganga basin", *Journal of Mountain Science*, 16, pp. 1943–1961. <https://doi.org/10.1007/s11629-018-5172-2>
- Arghavani Habib, M. (2002). *Structural analysis of the southern parts of Central Alborz in the north of Karaj, based on morphometric indices*, M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.
- Azor, A., Keller, E. A., & Yeats, R. (2002). "Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge, Ventura basin, Southern California", *Journal of Geological Society of America*, 114(6), pp. 745-753.
- Babaei, Sh., Dehbozorgi, M., Hakimi Asiabar, S., & Hoseini asl, A. (2017). "Assessment of active tectonics by using morphometric indices in Central Alborz", *Quantitative Geomorphological Research*, No. 6(1), pp. 40-56.
- Berberian, M., Qorashi, M., & Mohajer-Ashjaei, J. (1996). "Seismotectonic and Earthquake-Fault Hazard Investigations in the Semnan Quadrangle Area (Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part VII)", *Geological Survey of Iran*, Special publication, No. 63, 266 p.
- Burbank, D.W. & Anderson, R.S. (2012). *Tectonic Geomorphology*, 2nd edition, John Wiley and Sons, Ltd., West Sussex, 454 p.
- Chen, Y. C., Sung, Q., & Cheng, K. Y. (2003). "Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis", *Journal of Geomorphology*, 56, pp. 109-137.
- Cuong, N. Q. & Zuchiewicz, W. A. (2001). "Morphotectonic properties of Lo River Fault near Tam Dao in North Vietnam", *Journal of Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1, pp. 15-22.
- Della Seta, M., Del Monte, M., Fredi, P., & Lupia Palmieri, L. (2004). "Quantitative morphotectonic analysis as a tool for detecting deformation patterns in soft-rock terrains: a case study from the Southern Marches, Italy", *Geomorphologie: relief, processus, environnement*, 4, pp. 267-284.
- Dezfouli Kalouni, Z. & Illanlou, M. (2018). "Evaluation of active tectonics in Dalaki basin using geomorphic indices", *Physical Geography Quarterly*, No. 41, pp. 123-140.
- Doornkamp, J. C. (1986). "Geomorphology approaches to the study of the neotectonics", *Journal of The Geological Society of America*, 143, pp. 335-342.
- Ghasemi, M.R. (1990). *Stratigraphy and structural analysis of the Chardeh area, eastern Alborz*, M.Sc. Thesis, Tehran University, Tehran, Iran.
- Hadavi, F. (2005). *Application of morphometric indices in neotectonic studies of Iran*, M.Sc.

- Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran. Haj Manouchehri, M., Arian, M., Qorashi, M., Solgi, A. & Sorbi, A. (2015). "Geomorphic Signatures of Active Tectonics in the Chalus Drainage Basin in Alborz, Iran", *Geosciences Quarterly Journal*, No. 95, pp. 273-280.
- Han, Z., Wu, L., Ran, Y., & Ye, Y. (2003). "The concealed active tectonics and their characteristics as revealed by drainage density in the North China plain (NCP)", *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, pp. 989-998.
- Hills, E. S. (1961). "Morphotectonics and geomorphological sciences with special reference to Australia", *Quarterly Journal of the Geological Society*, 465, pp. 77-93.
- Jackson, J., Van Dissen, R., & Berryman, K. (1998). "Tilting of active folds and faults in the Manawatu region, New Zealand: evidence from surface drainage patterns", *New Zealand Journal of geology and Geophysics*, 41, pp. 377-385.
- Keller, E. A. & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*, 2nd edn, New Jersey, Prentice Hall.
- Khademi, M. (1997). *Structural analysis and study of Attari and Damghan faults in the Damghan area*, M.Sc. Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran.
- Khademi, M. (2010). "Calculation and Interpretation of Some Morphotectonic Indices Around the Torud Fault, South of Damghan", *Geosciences Quarterly Journal*, No. 75, pp. 47-56.
- Khavari, R., Ghorashi, M., Arian, M., & Khosrotehrani, Kh. (2010). "Geomorphic Signatures of Active Tectonics in the Karaj Drainage Basin in South Central Alborz, N Iran", *Geosciences Quarterly Journal*, No. 75, pp. 67-74.
- Krinsley, D. B. (1972). *A geomorphological and paleoclimatological study of the playas of Iran*, U.S.G.S., Washington.
- Malek, A. (2000). *Application of morphometric indices in neotectonic studies of southern parts of central Alborz*, M.Sc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran.
- Mardani, Z., Ghorashi, M., Arian, M., & Khosrotehrani, Kh. (2011). "Geomorphic Signatures of Active Tectonics in the Talaghan Rud, Shah Rud and SefidRud Drainage Basins in Central Alborz, N Iran", *Geosciences Quarterly Journal*, No. 78, pp. 159-167.
- Mayer, L., Menichetti, M., Nesci, O., & Savelli, D. (2003). "Morphotectonic approach to the drainage analysis in the North Marche region, central Italy", *Quaternary International*, 101-102, pp. 157-167.
- Mofidi, A. (2005). *Strain analysis and microstructural analysis of eastern Alborz thrust sheets in Damghan-Gorgan section*, M.Sc. Thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran.
- Mokhtari, D. (2006). "Application of morphometric indices in evaluation of active faults activity (case study: north Mishu fault)", *Geosciences Quarterly Journal*, No. 59, pp. 70-83.
- Moore, E. M. & Twiss, R. J. (1995). *Tectonics*, New York: W. H. Freeman and Company.
- Mrinalinee Devi, R. K. & Singh, T. (2006). "Morphotectonic setting of the Ganga Lake, Itanagar capital complex, Arunachal Himalaya", *Journal of Geomorphology*, 76, pp. 1-11.
- Naseri, N., Hashemi, S.N., & Khademi, M. (2019). "Seismicity, seismotectonics, and seismic hazards of active faults in northern Damghan", 7th National Conference on Tectonics and Structural Geology of Iran, Tehran University.
- Negahban, M. & Khatib, M.M. (2005). "Active tectonic investigation for Nosratabad fault by drainage density method (east of Iran)", 24th Seminar of Earth Sciences, Geological Survey of Iran.

- Omidi, P. (2001). *Structural and dynamic analysis of fault zones in the southern flanks of eastern Alborz, Semnan-Damghan area*, Ph.D. Dissertation, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran.
- Ramazi, H. & Jalali, M. (2015). "Seismotectonic and seismicity analysis of the Damghan region, Iran", *Journal of the Geological Society of India*, 85, pp. 619-626.
- Rustaei, M., Aghataby, M., Raghimi, M., Nemati, M., & Rahimi Chakdel, A. (2015). "Active Tectonics Analysis by using Geomorphic Signatures in the Gorgan Drainage Basin in North Eastern Alborz", *Geographical Researches*, No. 29(4), pp. 43-56.
- Scheidegger, A. E. (2002). "Morphometric analysis and its relation to tectonics in Macaronesia", *Journal of Geomorphology*, 46, pp. 95-115.
- Sharma, G., Champatiray, P.K., & Mohanty, S. (2018). "Morphotectonic analysis and GNSS observations for assessment of relative tectonic activity in Alaknanda basin of Garhwal Himalaya, India", *Geomorphology*, 301, pp. 108-120. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.002>
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., & Bardaji, T. (2003). "Fault-generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and Seismic activity", *Journal of Geomorphology*, 50, pp. 203-225.
- Tabassi, H. (2001). *Active tectonics and deformation pattern of Central-Eastern Alborz region*, Ph.D. Dissertation, Islamic Azad Uiniversity, Science and Research Branch, Tehran, Iran.
- Topal, S. (2018). "Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Acigöl fault, SW Turkey", *Arabian Journal of Geosciences*, 11(9), 198. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3545-z>
- Yamani, M., Maghsudi, M., Ghassemi, M.R., & Mohammadnejad, V. (2011). "Morphologic and morphometric evidence for active tectonic effects on alluvial fans in north Damghan", *Physical Geograph Research Quarterly*, No. 44(2), pp. 1-18.