

## ارزیابی زمین‌ساخت فعال نسبی کوه‌های گرین با استفاده از شاخص‌های مورفومتری و تحلیل الگوی فرکتالی (نهاوند، باختر ایران)

رضا علی‌پور\* - استادیار گروه تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.  
امیرحسین صدر - استادیار گروه تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.  
حسین نظری‌دبیر - دانشجوی کارشناسی‌ارشد تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.  
سحر قمریان - کارشناسی‌ارشد تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۳/۱۰      تأیید نهایی: ۱۳۹۷/۱۰/۱۵

### چکیده

هدف از این پژوهش ارزیابی شواهد زمین‌ساختی تأثیرگذار بر ژئومورفولوژی کنونی کوه‌های گرین با استفاده از شاخص‌های مورفومتری و تحلیل‌های فرکتالی می‌باشد. رودخانه‌ها و شبکه زهکشی از جمله مهم‌ترین عوارضی هستند که نسبت به تغییرات زمین‌ساختی بسیار حساس می‌باشند. جهت بررسی تأثیرات گسل نهاوند بر ژئومورفولوژی شبکه زهکشی، ابتدا محدوده مورد مطالعه به ۴۷ حوضه تقسیم گردید. سپس شاخص‌های کمی مورفومتری از قبیل شاخص گرادیان - طول رودخانه (SL)، شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) و شاخص سینوسیتهی جبهه کوهستان (Smf) محاسبه شده است. به منظور تعیین میزان فعالیت زمین‌ساختی نسبی در منطقه مورد مطالعه، شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی (Iat) محاسبه شده است. همچنین بعد فرکتالی در ۶ پهنه در منطقه مورد مطالعه برای الگوی گسل‌ها و شبکه زهکشی منطقه به روش مربع‌شمار، نمودارهای Log - Log و استفاده از تحلیل‌های فرکتالی مربوطه محاسبه شده است. نتایج بدست آمده از بررسی شاخص‌های مورفومتری و ابعاد فرکتالی برای سیستم گسلی فعال و شبکه زهکشی در کوه‌های گرین نشان دهنده فعالیت بیشتر بخش مرکزی (در راستای کوه گرین) و بخش جنوبی منطقه (پهنه گسل نهاوند) نسبت به دیگر بخش‌های منطقه می‌باشد. به طور کلی می‌توان بیان نمود که ژئومورفولوژی شبکه زهکشی منطقه مورد مطالعه از نیروهای فعال زمین‌ساختی تأثیر پذیرفته است.

واژگان کلیدی: زمین‌ساخت، شاخص‌های مورفومتری، فرکتال، گسل نهاوند، کوه‌های گرین.

## مقدمه

ژئومورفولوژی، علم شناسایی اشکال ناهمواری‌های زمین است که این واژه از زبان یونانی گرفته شده و ترکیب یافته از سه جز Geo به معنی زمین، Morph به معنی شکل و Logos به معنی شناسایی می‌باشد. ژئومورفولوژی جدید بیشتر مبتنی بر مقایسه سیستماتیک اشکال ناهمواری‌ها و نهشته‌هایی است که موجب تعیین سن آن‌ها می‌گردد و همچنین تعیین اشکال اولیه و اصلی ناهمواری‌ها و بالاخره شناسایی فرایندها و محیط موورفوکلیماتیک هنگامی که ناهمواری‌ها را بوجود آورده‌اند، مورد توجه می‌باشد. همچنین ژئومورفولوژی از مطالعات آماری برای بررسی اشکال ناهمواری‌ها بهره می‌گیرد و سعی دارد در تحول ناهمواری‌های زمین علی‌رغم پیچیده بودن مساله دینامیک طبیعت، سهم فرایندهای مختلف ناشی از آب و هوا و پوشش گیاهی و ماهیت سنگ‌ها و ساخت زمین و تغییر شکل‌های زمین ساختی و میراث مراحل اولیه تکامل را از نظر دور ندارد.

اندازه‌گیری کیفی شامل بررسی اشکال سطح زمین است و به بیان ساده، زمین‌ریخت‌ها با اندازه ارتفاع و شیب توصیف می‌شوند. اندازه‌گیری‌های کمی امکان مقایسه زمین‌ریخت‌های مختلف و محاسبه پارامترهای کمتر قابل فهم را فراهم ساخته و شناسایی ویژگی‌های خاص شامل سطح فعالیت زمین‌ساختی یک منطقه را امکان‌پذیر می‌سازد که در ساده‌ترین حالت لندفرم‌ها با اندازه، ارتفاع و شیب مشخص می‌شوند. اندازه‌گیری‌های کیفی به ژئومورفولوژیست‌ها اجازه می‌دهد که لندفرم‌های مختلف را مقایسه نمایند (کلر و پینتر<sup>۱</sup>، ۲۰۰۲، ۱۳۴). شواهد زمین‌ریختی به دو صورت کمی و کیفی قابل ارزیابی است که ارزیابی کمی تحت عنوان ریخت‌سنجی مرسوم بوده و در آن با استفاده از پارامترهای هندسی، شاخص‌های متفاوتی تعریف می‌شود که از شاخص‌ها برای ارزیابی یک عارضه و نیز مقایسه عوارض با یکدیگر استفاده می‌شود (مولین<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۴، ۳۰). شاخص‌های کمی ریخت‌سنجی به ویژه در مطالعات زمین‌ساختی ابزار مفید و قابل اطمینانی هستند، زیرا با استفاده از آن‌ها می‌توان مناطقی را که در گذشته فعالیت‌های سریع و یا کند زمین‌ساختی را تجربه کرده‌اند، شناسایی نمود (رامی‌رز و هیه‌را<sup>۳</sup>، ۱۹۹۸، ۱۵) و اطلاعات مورد نیاز آن‌ها با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی و مدل‌های رقومی ارتفاع (DEM)، تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی (استوارت و هانکوک<sup>۴</sup>، ۱۹۹۴؛ بول و مکفادن<sup>۵</sup>، ۱۹۷۷، ۲۳؛ کلر و پینتر<sup>۶</sup>، ۲۰۰۲)، در محیط نرم‌افزار ArcGIS بدست می‌آیند. این شیوه به‌ویژه در مناطقی که کار مطالعاتی اندکی بر روی فعالیت زمین‌ساختی آن‌ها صورت گرفته (به خصوص محدوده شمال‌باختر ایران مرکزی)، می‌تواند روش نو و کارآمدی باشد.

هنگام انجام عملیات ریخت‌سنجی به تناسب هدف مورد نظر می‌توان از شاخص‌های ژئومورفولوژی متنوعی بهره برد بعضی از این شاخص‌ها در مطالعات مقدماتی به منظور تشخیص نواحی با دگرشکلی سریع زمین‌ساختی به کار گرفته می‌شوند و دیگر شاخص‌ها در تبیین و تشریح کمی چشم‌اندازها مورد استفاده قرار خواهند گرفت. اطلاعات حاصل از این شاخص‌ها در برنامه‌ریزی تحقیقات به ما کمک خواهند نمود، به نحوی که قادر خواهیم بود جزئیات بیشتری را درباره‌ی زمین‌ساخت فعال بدست آوریم (کلر و پینتر<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶، ۲۴). نتایج چندین شاخص را می‌توان با سایر اطلاعات مانند نرخ بالآمدگی‌ها، لرزه‌خیزی و غیره، ترکیب نمود تا رده‌های فعالیت نسبی زمین‌ساختی در یک منطقه مشخص گردد (بول<sup>۲</sup>، ۱۹۷۸، ۵۹). برخی از این شاخص‌ها برای تشخیص مناطق با تغییر شکل سریع زمین‌ساختی مورد استفاده قرار می‌گیرند و برخی دیگر در توصیف این مناطق کاربرد دارند. بر این اساس می‌توان مناطق وسیعی را مورد ارزیابی زمین‌ساختی قرار داد و آن‌ها را از

<sup>۱</sup> Keller and Pinter<sup>۲</sup> Molin<sup>۳</sup> Ramirez and Herrera<sup>۴</sup> Stewart and Hancock<sup>۵</sup> Bull and Mcfadden<sup>۶</sup> Bull

نظر شدت عملکرد فرآیندهای زمین‌ساختی، نرخ بالآمدگی و لرزه‌خیزی درجه‌بندی نمود. در بررسی‌های کمی و کیفی این نکته را باید مدنظر داشت که زمین‌ساخت یکی از عوامل مؤثر در شکل‌گیری ژئومورفولوژی سطح زمین دارد علی‌رغم اهمیت عامل زمین‌ساخت نباید تأثیر ویژگی‌های سنگ‌شناسی، توپوگرافی، آب‌وهوا و تفاوت‌های اقلیمی منطقه را نادیده گرفت.

استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک از روش‌های مرسوم و متداول، جهت رده‌بندی فعالیت زمین‌ساختی است. در این راستا استفاده از سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) با توجه به کاربردها و قابلیت‌های بی‌شمار آن‌ها در علوم زمین، مفید و حائز اهمیت می‌باشد. داده‌های سنجش از دور با قدرت تفکیک مکانی بالا همراه با داده‌های ارتفاعی، جهت مطالعات ریخت‌سنجی ضروری می‌باشد، که خود ابزاری تأثیرگذار در تشخیص و مدیریت منابع طبیعی است و اطلاعات صحیحی از وضعیت محدوده مورد مطالعه فراهم می‌سازد (سرینیواسان<sup>۱</sup>، ۱۹۸۸، ۱۵). پژوهشگران از چند دهه قبل از داده‌های مورفومتری یا پارامترهای کمی حوضه‌های زهکشی جهت تحلیل زمین‌ساخت فعال در سراسر دنیا مورد استفاده قرار گرفته است. از جمله می‌توان به سیکاسی<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۶)، لی<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۹)، همدونی<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۰۸) و گارنیری و پیرونا<sup>۵</sup> (۲۰۰۸) اشاره نمود. در ایران نیز پورکرمانی و متعمدی (۱۳۸۱)، گورابی و نوحه‌گر (۱۳۸۶)، مقصودی و همکاران (۱۳۹۰)، علی‌پور و همکاران (۲۰۱۱)، بهرامی (۱۳۹۲) و قنوتی و همکاران (۱۳۹۶) با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک نظیر گرادیان طول - رودخانه، عدم تقارن آبراهه‌ها، تقارن توپوگرافی عرضی حوضه و ... و روستایی و نیری (۱۳۹۰)، با استفاده از داده‌های نیمرخ طولی رود (SLK) به ارزیابی زمین‌ساخت فعال پرداخته‌اند.

با توجه به موقعیت ویژه ساختاری و قرارگیری در مرز دو پهنه ساختاری - چینه‌ای مهم، تاکنون مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی و نوزمین‌ساختی دقیقی بر روی این منطقه انجام نشده است، بنابراین هدف در این پژوهش ارزیابی زمین‌ساخت فعال تأثیرگذار بر ژئومورفولوژی کنونی کوه‌های گرین با استفاده از شاخص‌های مورفومتری و تأثیرات زمین‌ساختی گسل نهاوند بر ویژگی‌های کمی شبکه زهکشی دامنه‌هایی شمالی کوه‌های گرین (جنوب‌باختر نهاوند) با استفاده از ۴ شاخص کمی مورفومتری، شاخص گرادیان - طول رودخانه (SL)<sup>۶</sup>، شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)<sup>۷</sup>، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)<sup>۸</sup> و شاخص سینوسیتهی جبهه کوهستان (Smf)<sup>۹</sup> می‌باشد. همچنین با استفاده از تحلیل‌های فرکتالی، الگوی حاکم بر گسل‌ها و شبکه زهکشی منطقه به روش مربع‌شمار و نمودارهای Log - Log، بعد فرکتالی در ۶ پهنه در نظر گرفته شده در محدوده مورد مطالعه، نیز مورد بررسی قرار گرفته است.

#### جایگاه ساختاری و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

<sup>۱</sup> Srinivasan

<sup>۲</sup> Ciccacci

<sup>۳</sup> Li

<sup>۴</sup> Hamdouni

<sup>۵</sup> Guarnieri and Pirrotta

<sup>۶</sup> Stream length-gradient index

<sup>۷</sup> Asymmetric factor

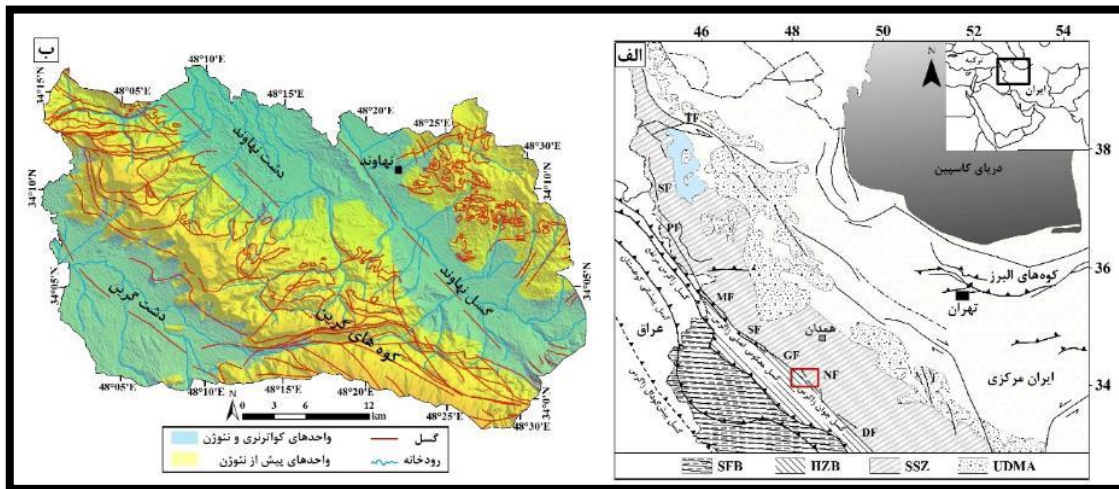
<sup>۸</sup> Transverse topographic symmetry factor

<sup>۹</sup> mountain front sinuosity

کوهزاد زاگرس یک کوهزایی برخوردی خطی، در بخش میانی کمربند آلپ - هیمالیا (اشتوکلین<sup>۱</sup>، ۱۹۶۸، ۲۹؛ بربریان و کینگ<sup>۲</sup>، ۱۹۸۱، ۵۵؛ کوپ و استونلی<sup>۳</sup>، ۱۹۸۲، ۱۹؛ بلانس<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۳، ۱۱؛ مکی<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۴، ۲۰) و در نتیجه بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بین صفحات عربی و اوراسیا است (اشتوکلین، ۱۹۷۴، ۲۹؛ بربریان، ۱۹۸۱، ۳۶؛ علوی<sup>۶</sup>، ۱۹۹۴، ۲۷؛ آکسین<sup>۷</sup> و همکاران، ۲۰۰۱، ۴؛ محجل<sup>۸</sup> و همکاران، ۲۰۰۳، ۱۵؛ گوست<sup>۹</sup>، ۲۰۰۴، ۲۹۲؛ آلن<sup>۱۰</sup> و همکاران، ۲۰۰۴، ۱۷). این کوهزاد از سه کمربند تشکیل شده است: (۱) کمربند چین و راندگی زاگرس که شامل کمربند زاگرس چین خورده ساده خارجی و کمربند زاگرس مرتفع داخلی است، (۲) کمربند زمین‌درز زاگرس که شامل ورقه‌های رانده رادیولاریت، آهک بیستون و افیولیت می‌باشد، (۳) پهنه سنندج - سیرجان که شامل سنگ‌های دگرگون شده می‌باشد (محجل و فرگوسن<sup>۱۱</sup>، ۲۰۱۴، ۲۵؛ محجل و رسولی<sup>۱۲</sup>، ۲۰۱۴، ۱۵). فرورانش به سمت شمال‌خاوری تتیس جوان به زیر پلانفرم ایران و رانده شدن صفحه عربی بر روی صفحه ایران سبب تشکیل و تحول ناهمواری‌های زاگرس در راستای شمال‌باختر - جنوب‌خاور شده است. به علت وجود رورانگی‌ها، گسل‌ها و حرکات زمین‌ساختی فعال در پهنه برخوردی در منطقه زاگرس، بخش داخلی زاگرس را کمربنده رانده یا زاگرس مرتفع می‌نامند (محجل و فرگوسن، ۲۰۱۴، ۲۵).

گسل جوان اصلی زاگرس (MRF<sup>۱۳</sup>) یکی از مهم‌ترین ساختارهای بزرگ امتدادلغز در پهنه برخوردی عربی - اوراسیا است و نشانه‌ای از یک گسل امتدادلغز فعال در پس‌بوم پهنه زاگرس چین‌خورده - رانده با شیب به سمت شمال‌خاور می‌باشد (طالبیان و جکسون<sup>۱۴</sup>، ۲۰۰۲، ۱۷). این گسل اولین بار توسط ولمن<sup>۱۵</sup> (۱۹۶۶، ۲۰)، شناسایی و سپس چالنکو و برود<sup>۱۶</sup> (۱۹۷۴، ۲۵)، با جزئیات بیشتری آن را توصیف نمودند. با توجه به این که بسیاری از زلزله‌های عهد حاضر در امتداد گسل جوان اصلی زاگرس رخ داده است این گسل از توان لرزه‌خیزی بالایی برخوردار است. حرکات جوان این گسل با توجه به تغییر شکل ایجاد شده در رسوبات کواترنری و واحدهای سنگی منطقه از نوع راستالغز راستگرد می‌باشد (بربریان، ۱۹۷۶، ۴۰). الگوی آبراهه‌ها، رخساره‌های ریخت‌زمین‌ساختی و نشانگرهای زمین‌شناسی جابجایی راستگرد در امتداد MRF را حدود ۵۰ کیلومتر (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲، ۱۷) و همچنین طول حوضه‌های جدایشی کششی در بخش میانی این گسل و جابجایی واحدهای زمین‌شناسی، جابجایی راستگرد را حدود ۱۶ کیلومتر (علی‌پور و همکاران، ۲۰۱۲، ۱۲) نشان می‌دهند. گسل جوان زاگرس متشکل از قطعات مجزا با سازوکار راست‌بر است که از جنوب‌خاور به شمال‌باختر شامل: گسل دورود، گسل نهاروند، گسل گارون، گسل صحنه، گسل مروارید و گسل پیرانشهر می‌باشد. گسل نهاروند جداکننده دو پهنه زاگرس مرتفع و پهنه سنندج - سیرجان در این منطقه است (شکل ۱).

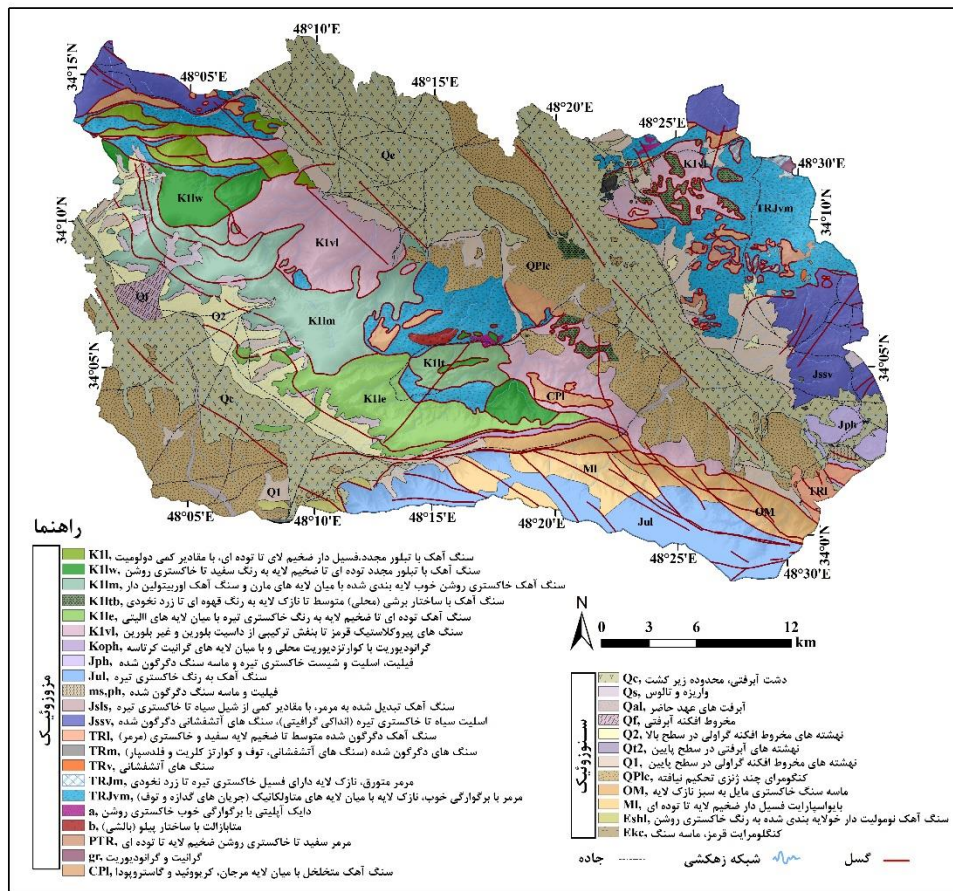
<sup>۱</sup> Stocklin<sup>۲</sup> Berberian and King<sup>۳</sup> Koop and Stoneley<sup>۴</sup> Blanc<sup>۵</sup> McClay<sup>۶</sup> Alavi<sup>۷</sup> Axen<sup>۸</sup> Mohajjel<sup>۹</sup> Guest<sup>۱۰</sup> Allen<sup>۱۱</sup> Mohajjel and Fergusson<sup>۱۲</sup> Mohajjel and Rasouli<sup>۱۳</sup> Main Recent Fault of Zagros<sup>۱۴</sup> Talebian and Jackson<sup>۱۵</sup> Wellman<sup>۱۶</sup> Tchalenko and Braud



شکل ۱: الف) نقشه زمین ساختی عمومی شمال باختر ایران، موقعیت گسل اصلی زاگرس در طول پهنه برخورد زاگرس و قطعات این گسل نشان داده شده است (چالنگو و برود، ۱۹۷۴، ۲۵). DF، گسل دورود، NF، گسل نهاوند، GF، گسل گارون، SF، گسل صحنه، MF، گسل مروارید، PF، گسل پیرانشهر و دیگر کلمات اختصاری: SF، گسل سرو، TF، گسل تبریز، HZB، کمربند زاگرس مرتفع، SFB، کمربند چین خورده ساده، SSZ، پهنه سنندج - سیرجان و UDMA، کمربند ماگمایی ارومیه - دختر (محجل و رسولی، ۲۰۱۴، ۱۵). ب) نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه.

کوه‌های گرین از لحاظ ساختاری شامل پهنه سنندج - سیرجان (در شمال خاور) و پهنه زاگرس مرتفع (در جنوب باختر) می‌باشد. اگر چه روند غالب ساختاری پهنه‌های زاگرس و سنندج - سیرجان شمال باختری - جنوب خاوری است اما در محدوده مورد مطالعه، ساختارها دو نوع جهت گیری نشان می‌دهند، هم راستا با روند زاگرس در بخش جنوب باختری نهاوند و در بخش جنوب خاوری منطقه خاور تا شمال خاوری - باختر تا جنوب باختری است. گسل نهاوند یکی از مهم ترین قطعات MRF است که در طول خود دچار گسیختگی شده، زلزله نهاوند اوت ۱۹۵۸ با بزرگی ۶/۶ ریشتر (بربریان، ۱۹۹۵، ۳۱) نشانگر جوان و فعال بودن این گسل می‌باشد. علاوه بر رخدادهای زمین لرزه‌ای، برداشت‌های میدانی و شواهد زمین شناسی نشان دهنده حرکات جوان این گسل در کواترنر است. همچنین این گسل از عوامل موثر در به وجود آمدن دشت‌های اطراف کوه‌های گرین می‌باشند. این کوه‌ها در بین دشت نهاوند در شمال و دشت گرین در جنوب قرار گرفته و از مهم ترین ارتفاعات این منطقه است.

دشت نهاوند از نظر زمین شناسی در منطقه زاگرس رورانده یا مرتفع قرار گرفته است. این منطقه که به شدت خرد شده و گسل خورده به صورت نواری باریک و کم عرض به موازات زاگرس مرتفع و در شمال خاور آن قرار دارد. ارتفاعات منطقه عمدتاً از سنگ های رسوبی و یا دگرگونی هستند. سنگ های رسوبی منطقه از جنس آهک با رژیم کارستیک و کنگلومرا می‌باشد. تشکیلات دگرگونی شامل آهک های متبلور و شیل های کم متامورف است که بیشترین گسترش را از خود نشان می‌دهند. از سنگ های دیگر قابل مشاهده در منطقه توده های آذرین دیوریتی، گرانودیوریتی و آندزیتی هستند که در مقایسه با سنگ های دگرگونی و رسوبی رخنمون کمتری داشته و حداقل وسعت ارتفاعات را از آن خود ساخته اند. رسوبات آبرفتی موجود در دشت و دامنه ارتفاعات با قابلیت نفوذ مناسب از شن و ماسه و رس تشکیل یافته است. این رسوبات اغلب از جنس ارتفاعات حاشیه دشت بوده و از فرسایش آن ها حاصل شده اند (شکل ۲).



شکل ۲: نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه بر روی مدل رقمی ارتفاعی (برگرفته از نقشه های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، نهاوند و بخش جنوب باختری ملایر (حسینی دوست و همکاران، ۱۹۹۲؛ جعفری و همکاران، ۱۹۶۷)).

### مواد و روش‌ها

در این پژوهش با استفاده از داده‌های حاصل از نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰۰، همدان، نقشه‌های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، نهاوند و بخش جنوب باختری ملایر و تصاویر ماهواره‌ای لندست ۷ منطقه مورد مطالعه به‌عنوان داده‌های پایه در محیط نرم‌افزار ArcGIS (10.2) نقشه‌های ساختاری، شبکه زهکشی و مدل رقمی ارتفاعی (DEM) گستره مورد مطالعه به‌عنوان داده ارتفاعی پایه تهیه گردید و در مرحله بعدی با به کارگیری تکنیک‌های نرم‌افزاری و نوار ابزار ArcHydro، ۴۷ حوضه برای منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته شد. سپس با توجه به ویژگی‌های منطقه، شاخص طول جریان - شیب رود (SL)، شاخص فاکتور عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) و شاخص سینوسیته جبهه کوهستان (Smf) برای گستره مورد مطالعه محاسبه و از نتایج هر یک از شاخص‌ها به طور جداگانه نقشه‌ای تهیه گردید. تکنیک اصلی در این پژوهش، ارزیابی نتایج حاصل از اندازه‌گیری شاخص‌های مذکور و تحلیل الگوی فرکتال حاکم بر منطقه مورد مطالعه می‌باشد و در نهایت نتایج حاصل از این دو با یکدیگر مقایسه گردیدند.

## بحث

## - شاخص‌های کمی ریخت‌سنجی

سیمای ریخت‌زمین‌ساختی، نتیجه موازنه بین نیروهای زمین‌ساختی و فرسایشی مانند آبراهه‌ها و رودخانه‌ها است که بر روی سنگ‌هایی با مقاومت مختلف جریان دارند (کلر، ۱۹۹۹، ۴) و این موازنه در نهایت منجر به تعادل دینامیکی می‌شود. برای تعیین میزان نقش هر یک از این نیروها و محاسبه فعالیت نسبی زمین‌ساختی، شاخص‌های ریخت‌سنجی مورد استفاده قرار می‌گیرند و در مطالعات جدید در زمینه ریخت‌زمین‌ساخت معمولاً برحسب هدف مطالعه و ژئومورفولوژی منطقه یک شاخص انتخاب و بسط داده می‌شود.

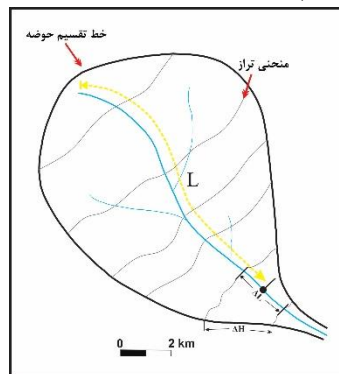
## - شاخص ریخت‌سنجی گرادیان - طول رودخانه (SL)

شاخص گرادیان (شیب) - طول رود یکی از شاخص‌های ارزیابی زمین‌ساخت فعال در ارتباط با شکل کانال رودها است. این شاخص اولین بار توسط هاک<sup>۱</sup> (۱۹۷۳، ۸) در مطالعه نقش مقاومت سنگ‌ها در شکل‌گیری آبراهه‌های رشته‌کوه آپالچین آمریکای جنوبی مورد استفاده قرار گرفته است، شاخص SL مطابق رابطه (۱) محاسبه می‌شود.

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L \quad \text{رابطه (۱)}$$

SL: شاخص گرادیان - طول رود،  $\Delta H$  اختلاف ارتفاع محدوده،  $\Delta L$  معرف طول محدوده و L: طول کانال رود از خط تقسیم رود تا مرکز بخشی است که شیب در آن محاسبه شده است یا به عبارتی L طول کلی کانال، از نقطه‌ای که شاخص مورد محاسبه قرار گرفته تا مرتفع‌ترین نقطه کانال می‌باشد (شکل ۳). معمولاً شاخص SL نسبت به تغییرات گرادیان رود بسیار حساس است و برای ارزیابی روابط بین فعالیت زمین‌ساختی، مقاومت سنگ و توپوگرافی مورد استفاده قرار می‌گیرد (کلر و پینتر، ۱۹۹۶، ۲۴).

افزایش ناگهانی در میزان شاخص SL در محل تلاقی با زون‌های گسلی می‌تواند دلیلی بر جوان بودن یک قطعه گسلی و یا فعالیت بیشتر آن نسبت به دیگر قطعات گسلی فعال در حوضه باشد، گاه ممکن است با وجود شواهد گسلش در منطقه در روند طبیعی مقادیر این شاخص آنومالی دیده نشود، این امر حاکی از آن است که از آخرین عملکرد گسل زمان زیادی گذشته است یا اگر در مناطقی با بستر نامقاوم مقادیر SL بالایی حاصل گردد، می‌تواند دلیلی بر فعالیت زمین‌ساختی جوان در منطقه مورد مطالعه باشد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲، b).

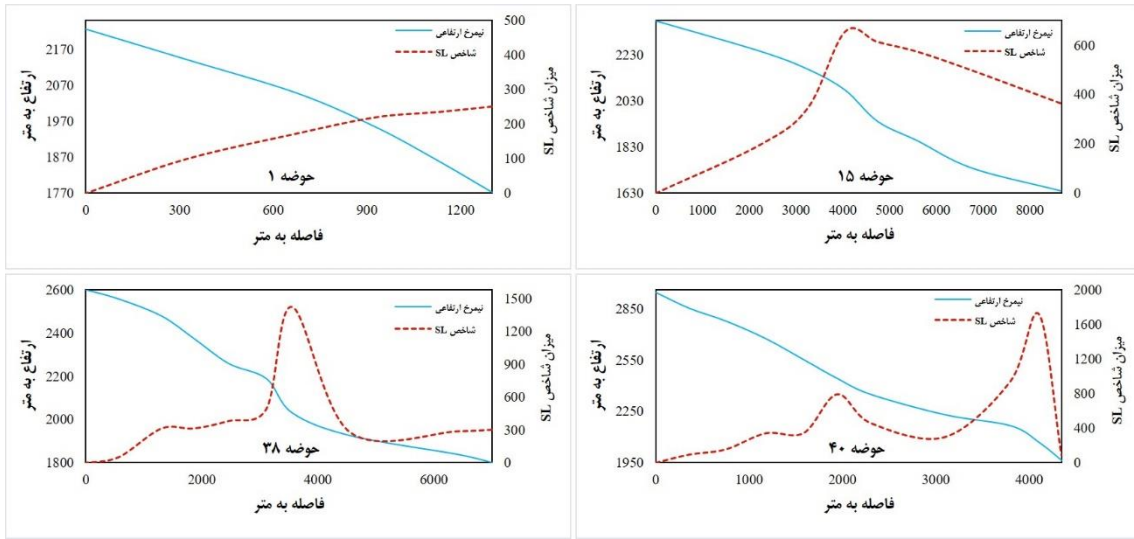


شکل ۳: تصویر شماتیک از یک حوضه و نحوه محاسبه پارامترهای شاخص گرادیان - طول رودخانه (SL) (کلر و پینتر، ۲۰۰۲، a؛ ۱۳۴).

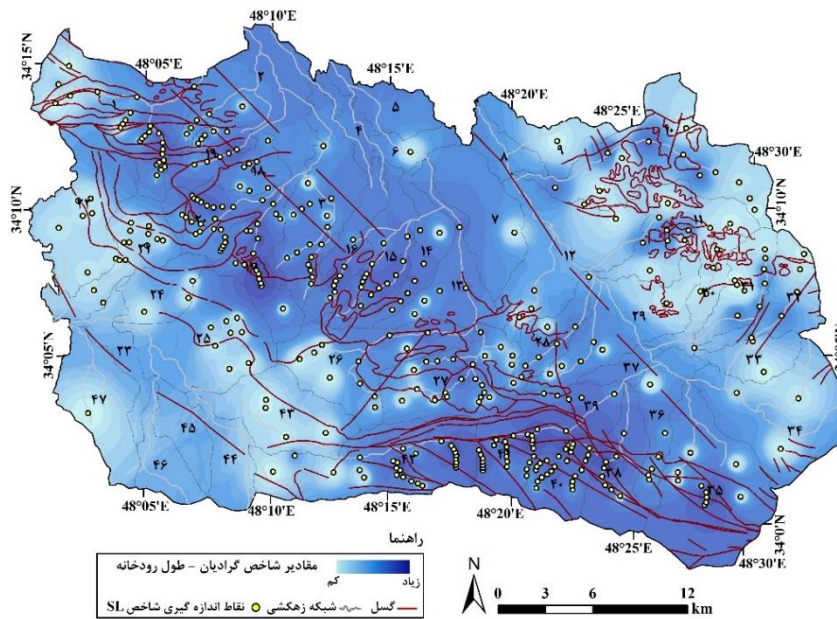
با عبور رودخانه‌ها و آبراهه‌ها در مناطقی با برخواستگی فعال میزان این شاخص افزایش می‌یابد و احتمال دارد با عبور رودخانه‌ها و آبراهه‌ها به موازات عوارضی همچون دره‌های به وجود آمده در اثر عملکرد گسل‌های امتدادلغز این شاخص کاهش یابد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲، ۱۳۴). ثروتی (۱۳۷۱)، در بررسی و مطالعه مسائل مورفوتکتونیک منطقه کاشمر، به نقش گسل‌های امتدادلغز در جابه‌جایی مسیرهای زهکشی اشاره می‌نماید.

شاخص SL به تغییرات شیب کانال، مقاومت سنگ، تغییرات سطح اساس و فعالیت زمین‌ساختی حساس است. این شاخص با توان رودخانه مطابقت دارد چرا که به توانایی رودخانه در فرسایش بستر و حمل رسوبات وابسته است (کلر و پینتر، ۱۹۹۶، ۲۴). این شاخص تحت تأثیر میزان مقاومت جنس بستر نیز بوده و با جریان یافتن رودخانه بر روی سنگ‌های با مقاومت بالا یا در مناطقی که حرکات فعال زمین‌ساختی وجود دارد (نواحی با نرخ بالا آمدگی) میزان SL افزایش می‌یابد و در سنگ‌ها با مقاومت پایین (سنگ‌های رسوبی سست، خردشده و...) که عموماً به فرآیند فرسایش حساس هستند رودخانه‌ها در دره‌های کم‌شیب‌تر جریان می‌یابند و میزان شاخص کاهش نشان می‌دهد (چن<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۳، ۲۸). آبراهه‌ها در منطقه مورد مطالعه دارای دو روند جنوب‌باختری - شمال‌خاوری و شمال‌خاوری - جنوب‌باختری می‌باشند. اندازه‌گیری این شاخص برای آبراهه‌های اصلی از بالا دست به سمت پایین دست در قطعات ۱۰۰ متری صورت گرفته و نتایج حاصل از این شاخص به صورت نمودار برای تعدادی از حوضه‌ها رسم شده است شکل (۴). در نمودار حوضه ۱، میزان SL، یک روند افزایش نرمال از بالا دست به سمت پایین دست نشان می‌دهد اما در سه حوضه دیگر، میزان این شاخص از روند طبیعی پیروی نمی‌کند در مقطعی میزان شاخص دارای آنومالی است. سپس نقشه پهنه‌بندی شاخص گرادیان - طول رودخانه تهیه گردید (شکل ۵). مقدار این شاخص از ۹۶۲ در مناطق فعال نسبی زمین‌ساختی تا ۵۰ در مناطق با فعالیت کم زمین‌ساختی متغیر می‌باشد. در راستای بیشتر گسل‌های منطقه و در محل تلاقی رودخانه با ساختارهای فعال، طول رود افزایش یافته و یک آنومالی در این قسمت دیده می‌شود. با تلفیق داده‌های حاصل از لایه‌های ساختاری، مقاومت سنگ‌ها و شاخص SL این آنومالی‌ها را می‌توان به عملکرد ساختارهای فعال در گستره مورد مطالعه نسبت داد. در مناطقی که گسل‌ها تراکم بیشتری دارند مقدار این شاخص نیز، روند افزایشی نشان می‌دهد، بنابراین می‌توان گفت حرکات زمین‌ساختی به خصوص از نوع برخواستگی موجب افزایش گرادیان این رودها در این مناطق شده است. نتایج حاصل از شاخص SL، این شاخص را به‌عنوان یک شاخص کارآمد برای تفکیک مناطق فعال زمین‌ساختی معرفی می‌نماید (رنگزن و همکاران، ۱۳۸۶). در شکل (۶)، دو مثال از مشاهدات میدانی، در بخش جنوبی منطقه در راستای کوه‌های گرین نشان داده شده است که عملکرد فعال نیروهای زمین‌ساختی جهت ایجاد شواهد ریخت‌زمین‌ساخت و دره‌های V شکل را در تقابل با نیروهای فرسایشی در محدوده مورد مطالعه را تأیید می‌نمایند.

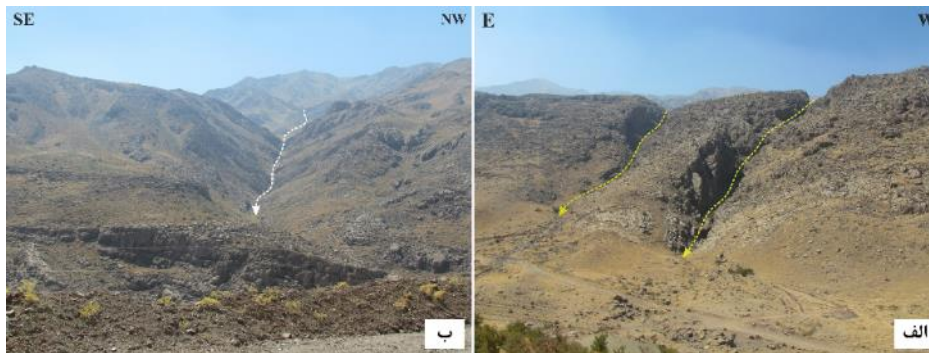




شکل ۴: نیمرخ طولی - ارتفاعی روخانه‌ها و شاخص SL.



شکل ۵: ارزیابی شاخص گرادیان - طول رودخانه (SL) در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۶: الف) و ب) دو مثال از شواهد ریخت‌زمین‌ساختی در جنوب محدوده مورد مطالعه در واحدهای آهکی، در اثر عملکرد نیروهای زمین‌ساختی دره‌های ۷ شکل ایجاد شده است.

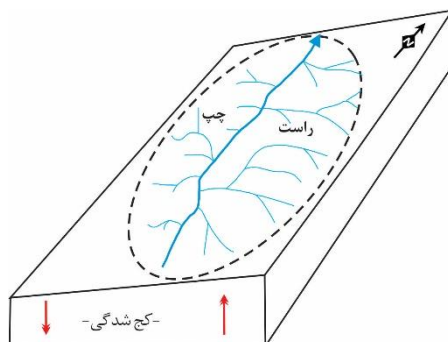
## - شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)

حوضه زهکشی و هندسه شبکه آبراهه‌ها می‌تواند به چند صورت کمی و کیفی مورد بررسی قرار گیرد. هنگامی که زهکشی در حضور تغییر شکل زمین ساخت فعال توسعه می‌یابد، اغلب دارای هندسه و الگوی مجزایی می‌باشد. عامل عدم تقارن یا فاکتور عدم تقارن می‌تواند میزان کج‌شدگی زمین‌ساختی حوضه زهکشی را در مقیاس‌های بزرگ نشان دهد. باید توجه داشت که کارایی این شاخص در مواردی است که جهت کج‌شدگی بر مسیر جریان رود اصلی عمود باشد. این شاخص براساس رابطه (۲) تعیین می‌گردد (کلر و پینتر، ۱۹۹۶، ۲۴؛ هارا و گاردنر<sup>۱</sup>، ۱۹۸۵، ۱۱).

$$Af = 100 (Ar/At)$$

رابطه (۲)

Af: شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی، Ar: مساحت حوضه در برگرفته زهکش‌های فرعی در سمت راست آبراهه اصلی (دید به سمت پایین دست آبراهه اصلی) و At: مساحت کل حوضه در برگرفته زهکش‌های فرعی سمت چپ و راست آبراهه اصلی (شکل ۷).



شکل ۷: بلوک دیاگرام شماتیک حوضه زهکشی متأثر از حرکات زمین‌ساختی (برخاستگی) (برگرفته از کلر و پینتر (۱۹۹۶، ۲۴)، با اندکی تغییرات).

در مناطق دارای بالآآمدگی فعال به دلیل ایجاد توپوگرافی بالا آمده در یک طرف حوضه و نیز ایجاد فرونشست در سوی دیگر طول و مساحت آبراهه‌های فرعی در سمت بالآآمدگی حوضه بیشتر از سمت مقابل خواهد بود. مقادیر عددی Af در حدود ۵۰، بیانگر وجود تقارن زهکش‌های فرعی نسبت به آبراهه اصلی و در نتیجه عدم وجود کج‌شدگی بر اثر بالآآمدگی و شرایط به نسبت پایدار در حوضه می‌باشد. مقادیر عددی بیشتر و یا کمتر از ۵۰ به ترتیب بیانگر عملکرد بالآآمدگی در سمت راست و چپ آبراهه اصلی خواهد بود که می‌تواند در پاسخ به فعالیت‌های زمین‌ساختی یا ویژگی‌های ساختاری، لیتولوژی و یا روند لایه‌بندی‌ها ایجاد شده باشد که برای خنثی کردن نقش لایه‌بندی، تورق و دیگر عوامل غیر ساختاری در شاخص Af چنین فرض می‌شود که عوامل کنترل‌کننده‌ی سنگ‌شناسی و آب‌وهوای محلی هیچ تأثیری بر عدم تقارن نداشته‌اند (کلر و پینتر، ۱۹۹۶، ۲۴؛ همدونی و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸، ۲۴).

همدونی و همکاران (۲۰۰۸، ۲۴) این شاخص را به سه رده تقسیم نموده‌اند: رده ۱- حوضه نامتقارن ( $Af \geq 65$  or  $Af \leq 35$ )، رده ۲- حوضه نیمه‌متقارن ( $35 < Af \leq 43$  or  $57 \leq Af < 65$ ) و رده ۳- حوضه متقارن ( $43 < Af < 57$ ). با توجه به نقشه نهایی شاخص Af (شکل ۸) در ۱۷ حوضه مقادیر بدست آمده از این شاخص در رده ۱ و در ۱۶ حوضه مقادیر این شاخص در رده ۲ و در ۱۴ حوضه باقیمانده مقادیر این شاخص در رده ۳ قرار گرفته است. ۸ حوضه‌ی ۱۸، ۲۴، ۲۵، ۳۱، ۳۶، ۴۰، ۴۳ و ۴۴ با دارا بودن بیش‌ترین اختلاف نسبت به میانگین به‌عنوان حوضه‌های فعال‌تر و با بیشترین کج‌شدگی شناخته می‌شوند

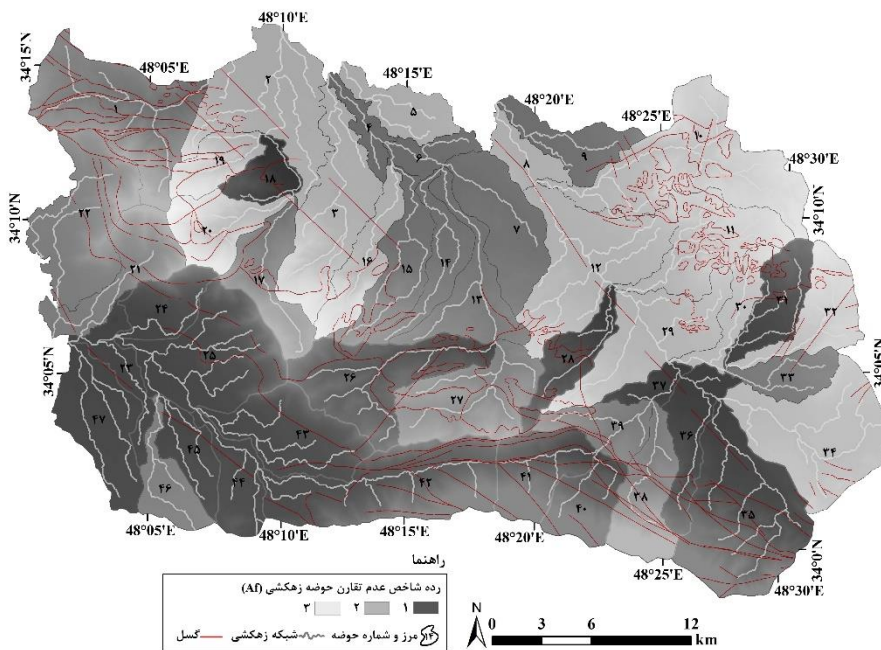
<sup>۱</sup> Hare and Gardner

<sup>۲</sup> El Hamdouni

(جدول ۱). در تمامی ۸ حوضه ذکر شده وجود سامانه گسلی فعال در این مناطق را می‌توان عامل این عدم تقارن و شدت کج‌شدگی بیان داشت.

جدول ۱: مقادیر ورده شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af) در ۴۷ حوضه زهکشی منطقه مورد مطالعه.

حوضه	Ar(m)	At(m)	Af	حوضه	Ar(m)	At(m)	Af	حوضه	Ar(m)	At(m)	Af
۱	۳۰۲۲۶۳۸۹/۱۹	۵۲۶۹۹۸۷۶/۶۶	۵۷/۳۶	۱۷	۹۶۴۰۱۷۹/۹۰۶	۲۳۱۸۶۴۰۲/۸۲	۴۱/۵۸	۳۳	۵۳۰۹۹۰۰/۰۵۷	۱۳۳۳۷۱۸۶/۰۸	۳۹/۸۱
۲	۲۱۳۶۴۹۵۹/۸۵	۴۵۹۳۵۶۶۲/۵۴	۴۶/۵۱	۱۸	۸۱۵۷۸۱/۳۷۱۹	۱۱۱۰۳۵۲۵/۰۵	۷/۳۵	۳۴	۲۵۱۷۱۴۹۶/۷۵	۴۹۸۸۳۸۲۰/۶۹	۵۰/۴۶
۳	۲۳۳۹۶۷۸۲/۵۳	۴۱۲۰۸۲۷۸/۵۵	۵۶/۷۸	۱۹	۶۳۶۷۱۱۰/۳۹۷	۱۴۳۱۲۱۱۳/۱۴	۴۴/۴۹	۳۵	۲۰۲۶۴۳۹۶/۷۵	۵۸۸۲۶۴۳۰/۷۷	۳۴/۴۵
۴	۲۹۴۶۳۷۸/۵۸۷	۷۹۷۹۷۲۸/۸۶۱	۳۶/۹۲	۲۰	۱۱۱۳۵۸۲۷/۹۳	۲۰۵۵۷۰۲۲/۳۹	۵۴/۱۷	۳۶	۳۸۰۳۰۷۷/۷۰۹	۲۰۴۱۰۴۲۴/۴۵	۱۸/۶۳
۵	۹۲۱۷۸۳۲/۰۰۱	۱۶۴۹۰۷۸۹/۲۷	۵۵/۹۰	۲۱	۱۵۴۶۱۰۳۹/۳۳	۲۴۷۳۳۳۳۷/۸۶	۴۲/۵۱	۳۷	۱۵۲۴۴۴۷/۲۹۴	۶۴۵۳۱۴۵/۴۸۹	۲۳/۶۲
۶	۵۶۱۳۱۱۷/۹۰۲	۹۲۶۱۰۶۶/۷۱۵	۶۰/۶۱	۲۲	۲۰۹۱۶۱۸۱/۳۵	۴۳۱۱۳۲۷۸/۷۸	۴۸/۵۱	۳۸	۱۲۸۳۰۳۱۳/۳۱	۲۴۲۸۷۹۸۱/۸۷	۵۲/۸۳
۷	۱۲۴۰۳۲۰۲/۶۴	۳۱۴۴۵۶۵۲/۵۶	۳۹/۴۴	۲۳	۳۷۷۷۸۹۱/۷۶۹	۱۳۲۲۸۲۱۴/۷۲	۲۸/۵۶	۳۹	۵۴۶۵۱۵۶/۰۲۸	۱۵۴۲۶۰۲۸/۷۶	۳۵/۴۳
۸	۵۴۴۳۰۳۴/۸۴۸	۱۰۷۳۲۰۰۶/۱۹	۵۰/۷۲	۲۴	۱۳۵۲۱۰۶۹/۷۱	۱۶۷۲۴۵۵۳/۸۱	۸۰/۸۵	۴۰	۹۱۲۰۶۸۲/۴۹۹	۱۷۶۰۹۵۵۹/۰۷	۵۱/۷۹
۹	۸۴۸۲۰۷۷/۲۶	۱۷۶۹۸۳۸۶/۵۶	۴۷/۹۳	۲۵	۴۰۱۵۵۹۹۷/۶۶	۴۵۹۵۹۷۳۰/۳۲	۸۷/۳۷	۴۱	۱۵۵۳۱۳۱۰/۲۳	۲۳۷۷۱۴۳۸/۵۵	۶۵/۳۴
۱۰	۲۹۵۸۲۹۴۸/۷۶	۶۰۷۰۶۳۷۴/۶۶	۴۸/۷۳	۲۶	۲۱۸۱۹۸۴۲/۸۹	۴۲۱۸۵۷۸۲/۳۴	۵۱/۷۲	۴۲	۱۵۱۰۵۱۶۶/۹	۵۳۴۷۸۳۲۵/۵۲	۲۸/۲۵
۱۱	۱۷۶۳۳۶۳۲/۳۳	۳۱۲۹۹۶۳۳/۲۲	۵۶/۳۴	۲۷	۲۱۹۰۴۰۸۵/۶۶	۳۵۹۱۵۱۹۹/۷۴	۶۰/۹۹	۴۳	۱۷۹۸۹۰۲۸/۱۸	۳۳۳۰۸۶۰۰/۳۹	۵۴/۰۱
۱۲	۲۵۷۷۰۹۸۶/۴۲	۵۰۱۸۶۷۷۳/۷۸	۵۱/۳۵	۲۸	۵۳۲۰۳۵۹/۸۸۷	۱۶۲۹۹۸۷۳/۵۷	۳۲/۶۴	۴۴	۱۹۴۸۳۰۱۹/۹۱۸	۱۶۳۳۹۸۱۸/۳	۱۱/۹۲
۱۳	۹۱۵۷۱۶۵/۹۵۹	۲۵۴۹۹۱۰۹/۰۴	۳۵/۹۱	۲۹	۱۸۴۴۶۶۴۲/۱۸	۳۷۶۱۲۱۳/۲۲	۴۸/۸۵	۴۵	۳۵۷۲۴۹۴/۳۳۷	۱۴۳۳۶۲۹۰/۰۱	۲۴/۹۲
۱۴	۱۰۸۱۰۱۷۷/۹۷	۱۷۳۲۹۶۹۶/۳	۶۲/۳۸	۳۰	۶۳۱۶۹۸۲/۸۸۴	۱۳۴۱۳۹۳۳/۳۴	۴۷/۰۹	۴۶	۹۴۱۴۰۸۸/۰۷	۱۴۷۶۰۷۵۶/۵۷	۶۳/۷۸
۱۵	۹۵۱۰۷۳۳/۷۱۵	۲۴۲۳۴۵۲۵/۷۹	۳۹/۲۴	۳۱	۱۳۶۶۵۹۲۹/۶۱	۱۸۸۷۹۳۴۶/۱۱	۷۲/۳۹	۴۷	۹۸۶۰۰۲۹/۲۷۲	۳۱۰۶۲۰۳۸	۳۱/۷۴
۱۶	۹۱۶۵۳۲۰/۵۶۷	۱۸۹۰۸۸۶۲/۵۶	۴۸/۴۷	۳۲	۱۱۸۷۴۱۶۳/۸۷	۲۱۸۵۵۹۲۰/۵۴	۵۴/۳۳				



شکل ۸: ارزیابی شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af) در منطقه مورد مطالعه.

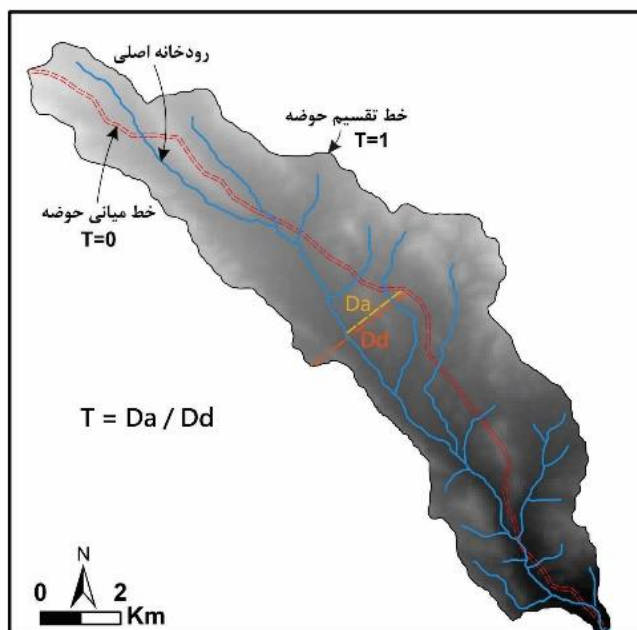
### – شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)

محاسبه این شاخص روشی برای ارزیابی یک رودخانه درون حوضه و تغییرات میزان نامتقارنی در بخش‌های مختلف دره است. مقادیر T برای قطعات مختلف دره محاسبه می‌شود و مهاجرت ترجیحی آبراهه‌ها عمود بر محور زهکشی مشخص می‌شود و به صورت زیر تعریف شده است (رابطه ۳).

$$T = Da / Dd$$

رابطه (۳)

T: شاخص تقارن توپوگرافی عرض، Da: فاصله نوار متاندر فعال از خط میانی حوضه زهکشی و Dd: فاصله خط میانی حوضه زهکشی از خط مرز حوضه (خط تقسیم حوضه) (شکل ۹).



شکل ۹: شکل شماتیک از نحوه محاسبه پارامترهای شاخص T (اقتباس از کلر و پینتر (۱۹۹۶، ۲۴)، با اندکی تغییرات).

برای محاسبه شاخص T، در ابتدا برای هر حوضه خط تقارن تقریبی رسم کرده و در چندین قسمت خطوط عمود بر آبراهه اصلی ترسیم و سپس با محاسبه فاصله آبراهه اصلی از دیواره حوضه و همچنین فاصله از خط تقارن فرضی، شاخص عدم تقارن حوضه محاسبه شده است. در حوضه‌های کاملاً متقارن  $T=0$  و با کاهش تقارن حوضه مقدار T افزایش یافته و به عدد یک نزدیک می‌شود. با فرض اینکه شیب سنگ بستر تاثیر ناچیزی بر مهاجرت کانال‌های رودخانه داشته باشد، آنگاه جهت مهاجرت ناحیه‌ای به عنوان نشانه‌ای از کج‌شدگی زمین در جهت خاص می‌باشد. بنابراین شاخص T یک بردار جهت‌دار است که بزرگی آن از  $-1$  تا  $+1$  تغییر می‌کند.

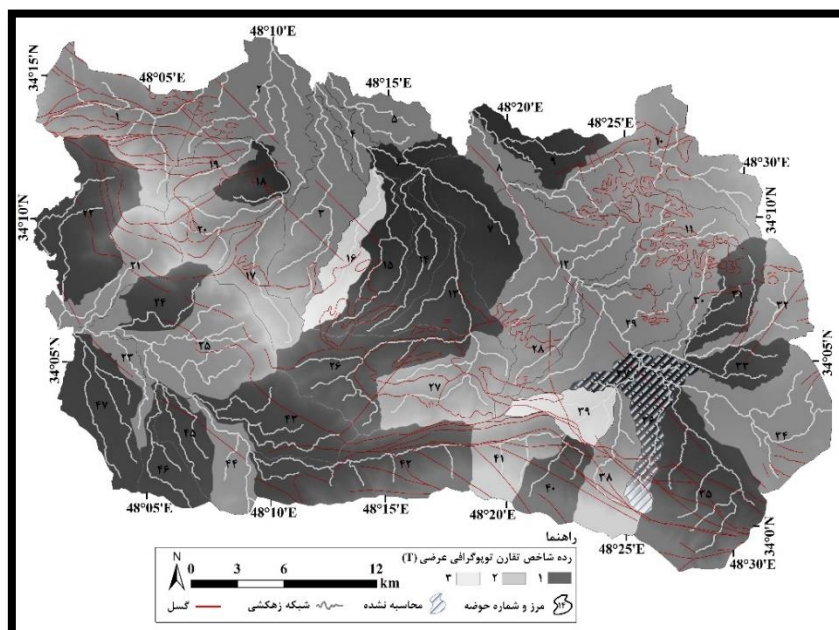
بررسی تغییرات میزان کج‌شدگی در بخش‌های مختلف یک ناحیه نشان از اختلاف در میزان بالآمدگی را آشکار می‌نماید، در نتیجه مقادیر عددی نزدیک به یک بیانگر فعالیت بالآمدگی (برخاستگی فعال) در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. این گونه بررسی‌ها را برای حوضه‌های زهکشی با الگوی درختی (دندربتیکی) بیشتر توصیه می‌شود (یوسفی، ۱۳۹۲).

این شاخص را می‌توان در سه رده تقسیم‌بندی نمود (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸، ۲۴): رده ۱ ( $T \geq 0.4$ ): حوضه با فعالیت زمین‌ساختی بالا، رده ۲ ( $0.2 \leq T < 0.4$ ): حوضه با فعالیت زمین‌ساختی متوسط و رده ۳ ( $T < 0.2$ ): حوضه با فعالیت کم زمین‌ساختی. در شکل (شکل ۱۰) نحوه طبقه‌بندی حوضه‌های منطقه، براساس میزان شاخص T نشان داده شده است. برای محاسبه این شاخص در هر حوضه مقطعی در نظر گرفته شده و مقادیر هریک از آن‌ها طبق رابطه (۳) محاسبه و برای هر حوضه میانگین‌گیری انجام گرفت. همانطور که در شکل (۱۰)، مشاهده می‌شود ارقام حاصله از شاخص T بیشتر در رده ۱ و ۲ قرار گرفته‌اند که این نتایج حاکی از نامتقارن و فعال بودن حوضه‌ها، به خصوص در بخش مرکزی در راستای عمود بر کوه‌های گرین دارد. حضور ساختارهای فعال از جمله غسل نه‌بند در منطقه مورد مطالعه عامل برخاستگی منطقه و افزایش میزان این شاخص می‌باشد. در ۱۹ حوضه مقادیر بدست آمده از این شاخص در رده ۱ و در ۲۴ حوضه مقادیر این شاخص در رده ۲ و فقط در ۲ حوضه باقیمانده مقادیر این شاخص در رده ۳ قرار گرفته است و در دو حوضه با توجه به شکل هندسی

حوضه امکان محاسبه این شاخص امکان‌پذیر نگردید (جدول ۲). این نتایج حاکی از فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در منطقه مورد مطالعه است و همچنین می‌توان بیان نمود که رودهای جاری در این منطقه در مرحله حفر بستر خود می‌باشند.

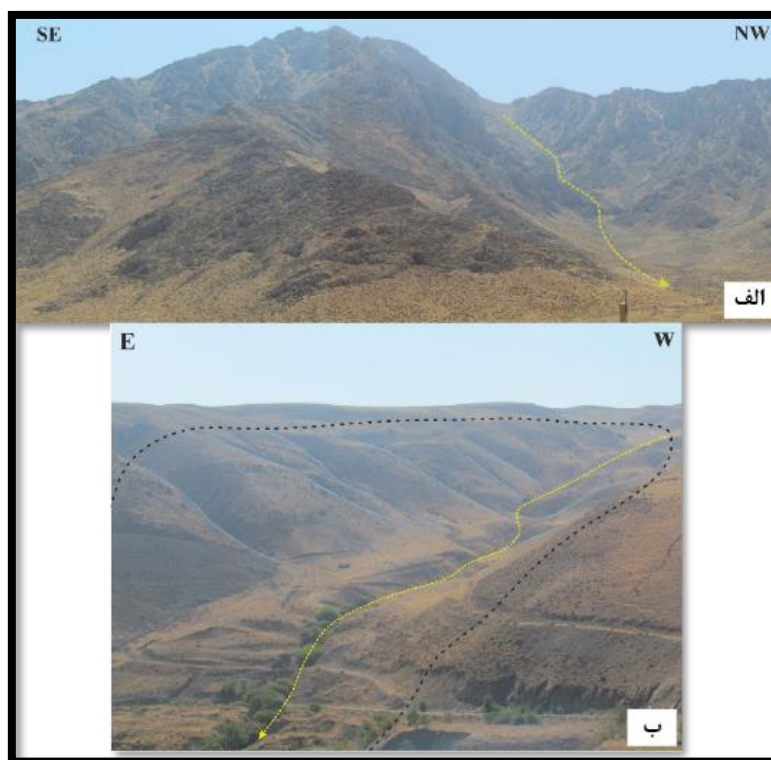
جدول ۲: مقادیر و رده شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) در ۴۵ حوضه زهکشی منطقه مورد مطالعه.

Table with columns for 'حوضه', 'Number', 'Da (m)', 'Dd (m)', 'T', and 'Tave'. It contains data for 45 different basins, each with multiple data points.



شکل ۱۰: ارزیابی شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) در منطقه مورد مطالعه.

عملکرد ساختارهای فعال زمین‌ساختی در محدوده مورد مطالعه موجب تغییر در مسیر رودخانه‌ها و برخاستگی نا متقارن در دو سوی حوضه‌های زهکشی در پهنه گسل نهاوند شده است (شکل ۱۱). تراکم شکستگی‌های ساختاری (گسل‌ها) و وجود شواهد ریخت‌زمین‌ساختی می‌تواند شاهدی بر فعال بودن منطقه در بخش مرکزی و جنوبی محدوده مورد مطالعه باشد.



شکل ۱۱: عملکرد ساختارها و نیروهای زمین‌ساختی در پهنه گسل نهاوند موجب برخاستگی در یک سوی حوضه و عدم تقارن در حوضه‌های زهکشی (الف) و تغییر در مسیر رودخانه‌ها (ب) در محدوده مورد مطالعه شده است.

## - شاخص سینوسی جبهه کوهستان (Smf)

این شاخص در واقع نشانگر رابطه بین عملکرد جریان‌های سطحی و فرآیند فرسایش در دامنه کوه‌ها و بالا آمدگی ناشی از فرآیندهای زمین‌ساختی است. که فرآیندهای سطحی موجب مضرس شدن و نامنظم شدن پیشانی کوهستان شده و فرآیندهای زمین‌ساختی موجب صاف و خطی‌تر شدن این پیشانی‌ها می‌شود. بنابراین یک جبهه فعال، دارای مورفولوژی خطی و انحناى اندک می‌باشد. با کاهش فعالیت و یا متوقف شدن آن، فرآیندهای فرسایشی شروع به ایجاد مورفولوژی سینوسی شکل و افزایش بی‌نظمی می‌نمایند. شاخص Smf مطابق رابطه (۴) محاسبه می‌شود.

$$\text{Smf} = L_{mf} / L_s \quad \text{رابطه (۴)}$$

Smf سینوسی پیشانی کوهستان، مقدار  $L_{mf}$  در رابطه بالا طول پیشانی پیچ و خم‌دار کوهستان و یا ارتفاعات و  $L_s$  طول خط مستقیم پیشانی کوهستان می‌باشد (بول و مکفادن، ۱۹۷۷، ۲۳).

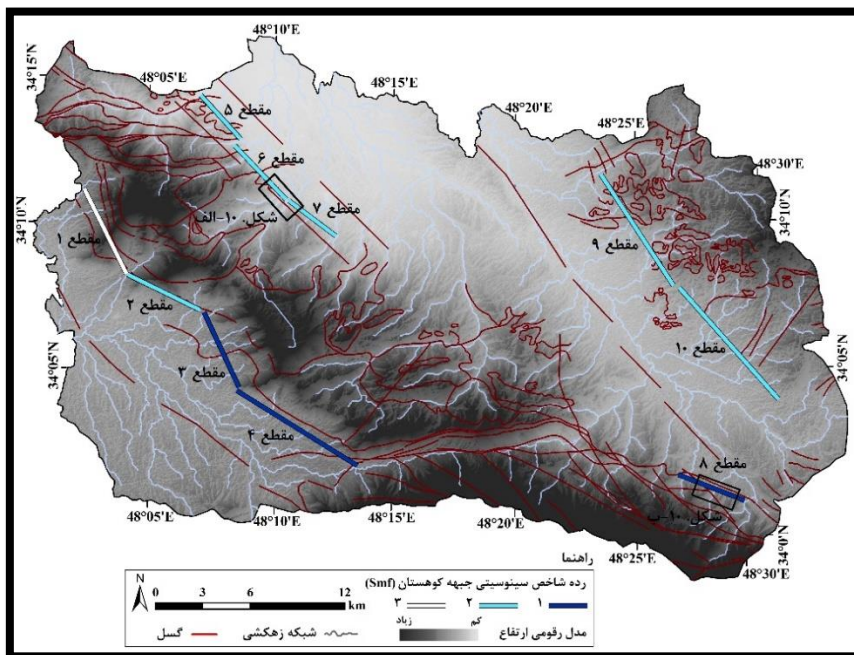
بر اساس محاسبات صورت گرفته دامنه تغییرات شاخص Smf مقادیر بزرگتر از ۱ می‌باشد. اگر میزان این شاخص برابر با ۱ باشد نشان دهنده فعال بودن فرآیندهای زمین‌ساختی و جوان بودن کوهستان است و افزایش این مقدار نشان‌دهنده کمتر شدن فعالیت تکتونیک و غالب شدن فرآیندهای سطحی است. با استفاده از عکس‌های هوایی و نقشه‌های توپوگرافی می‌توان این شاخص را بدست آورد (شکل ۱۲).

ویژگی‌های لازم جهت تقسیم‌بندی یک پیشانی کوهستان برای بدست آوردن این شاخص، از دیدگاه ولز<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۸، ۲۶): ۱- بریده شدن پیشانی کوهستان توسط یک آبراهه بزرگ، ۲- انحراف ناگهانی در امتداد پیشانی کوه، ۳- تغییر ناگهانی در سنگ‌شناسی و ۴- تغییرات ناگهانی ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناسی اصلی نسبت به بخش دیگر پیشانی کوه متصل به آن.

با توجه به ویژگی‌هایی که در بالا ذکر شد برای بدست آوردن شاخص Smf، پیشانی کوهستان‌های موجود در منطقه در راستای کوه گرین به ۱۰ مقطع تقسیم شد سپس از طرف شمال به جنوب مقدار این شاخص برای قطعات مختلف محاسبه گردید (شکل ۱۲). مقادیر اندازه‌گیری شده شاخص Smf برای بیشتر مناطق مقادیری با اختلافی کمی از عدد ۱ (بیش از عدد ۱) را نشان می‌دهند و معرف این است که دامنه شمالی کوه‌های گرین از فعالیت نسبتاً بالایی برخوردار است.

در منطقه مورد مطالعه، نیروهای زمین‌ساختی با غلبه بر نیروهای فرسایشی اجازه فرسایش را به پیشانی کوه و ایجاد یک پیشانی سینوسی را نداده و باعث تشکیل پیشانی کوهستان با جبهه منظم را شده‌اند. در شکل ۱۳، دو مورد از مشاهدات میدانی را در طول پهنه گسل نهماوند (شکل ۱۲) نشان داده شده است. با مطالعه این شاخص به موازات گسل نهماوند و دامنه کوه‌های گرین می‌توان شدت نسبی فعالیت زمین‌ساختی و همچنین مناطقی را که دارای بیشترین فعالیت بالا آمدگی هستند مشخص نمود. آنگاه با مقایسه آن با دیگر شاخص‌های ریخت‌سنجی به یک جمع‌بندی نهایی در مورد وضعیت فعالیت و مناطق فعال در منطقه مورد مطالعه دست یافت.

<sup>۱</sup> Wells



شکل ۱۲: ارزیابی شاخص سینوسیته جبهه کوهستان (Smf) در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۳: الف) پیشانی فعال در بخش شمالی منطقه، در مرز کوه‌های گرین و دشت نهاوند. ب) پیشانی فعال همراه با رودخانه‌های موازی در بخش جنوبی منطقه در راستای شاخه‌های فرعی گسل نهاوند.

#### – شاخص زمین ساخت فعال نسبی (Iat)<sup>۱</sup>

شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی علاوه بر انعکاس وضعیت زمین‌ساختی منطقه، تحت تأثیر وضعیت آب‌وهوایی، ساختار، مقاومت و جنس سنگ‌های منطقه نیز قرار می‌گیرند، لذا نمی‌توان حد و مرز مشخصی برای شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی جهت ارائه یک طبقه‌بندی دقیق برای فعالیت زمین‌ساختی تعیین نمود (کلر و پینتر، ۱۹۹۶، ۲۴). در این مطالعه، به منظور طبقه‌بندی منطقه براساس شاخص زمین‌ساختی (Iat)، هر شاخص به سه رده به لحاظ فعالیت زمین‌ساختی تقسیم شد.

<sup>۱</sup> Index of relative active tectonics



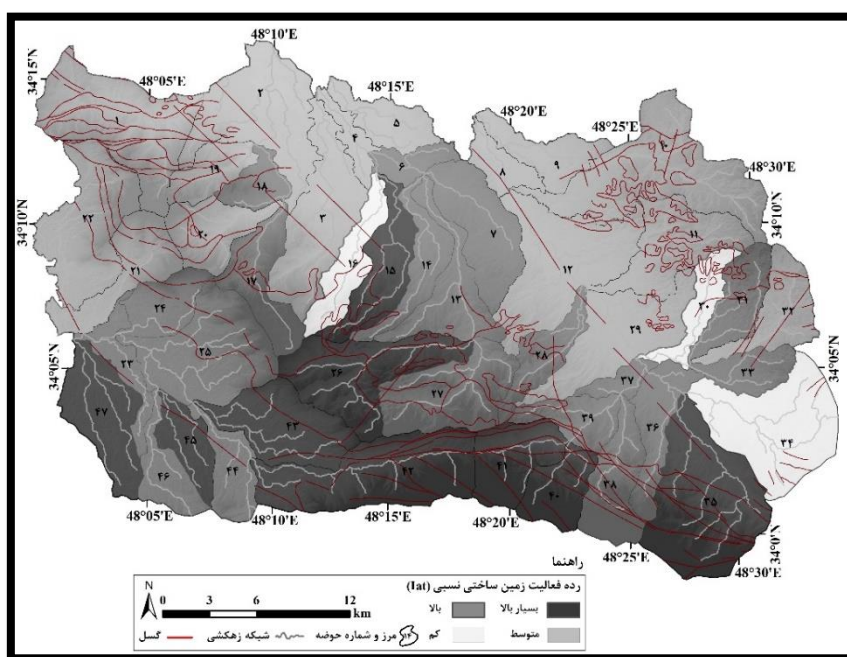
شاخص‌های گرادیان - طول رود، عدم تقارن حوضه زهکشی، تقارن توپوگرافی عرضی و شاخص سینوسیته جبهه کوهستان به تفکیک در هر ۴۷ حوضه محاسبه و رده‌بندی گردیدند و در نهایت برای هر حوضه میانگین مقادیر رده شاخص‌های ژئومورفولوژی (S/n) اندازه‌گیری شده و به ۴ رده فعالیت زمین‌ساختی (Iat) طبقه‌بندی شد (جدول ۳). رده‌های زمین‌ساخت فعال نسبی: رده ۱ ( $1.0 \leq Iat < 1.5$ ) که نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی بسیار بالا است، رده ۲ ( $1.5 \leq Iat < 2.0$ )، با فعالیت زمین‌ساختی بالا است، رده ۳ ( $2.0 \leq Iat < 2.5$ )، بیانگر فعالیت زمین‌ساختی متوسط است و رده ۴ ( $Iat \geq 2.5$ )، فعالیت زمین‌ساختی نسبی کمی را نشان می‌دهد (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸، ۲۴). پس از رده‌بندی حوضه‌های مورد مطالعه براساس این شاخص (جدول ۳)، نقشه پهنه‌بندی میزان فعالیت زمین‌ساختی نسبی (Iat) ترسیم شد (شکل ۱۴). با توجه به نقشه پهنه‌بندی نهایی از میزان فعالیت زمین‌ساختی نسبی در منطقه مورد مطالعه می‌توان بیان نمود که حوضه‌های بخش مرکزی و جنوبی منطقه از میزان فعالیت زمین‌ساختی نسبی بیشتری در قیاس با دیگر حوضه‌ها در محدوده مورد مطالعه برخوردار می‌باشند که تراکم گسل‌ها و ارتفاعات گرین در این منطقه خود شاهدهی بر این ادعا است. عملکرد سامانه گسلی فعال در این مناطق نقش مؤثر در ایجاد نرخ‌های بالایی از میزان فعالیت نسبی زمین‌ساختی در این حوضه‌ها داشته است. نتایج تمامی شاخص‌های ریخت‌سنجی بررسی شده در این پژوهش نیز، هر یک به تنهایی، نرخ بالای فعالیت نسبی زمین‌ساختی را در این حوضه‌ها تأیید می‌کنند.

جدول ۳: مقادیر و رده فعالیت زمین‌ساختی نسبی (Iat) شاخص‌های مورفومتری در ۴۷ حوضه زهکشی در منطقه مورد مطالعه.

حوضه	رده				s/n	رده Iat	حوضه	رده				s/n	رده Iat
	Af	T	Smf	SL				Af	T	Smf	SL		
۱	۲	۲	-	۲	۲/۰۰	۳	۲۵	۱	۲	۱	۲	۱/۵۰	۲
۲	۳	۲	۲	۲	۲/۲۵	۳	۲۶	۱	۱	-	۲	۱/۳۳	۱
۳	۳	۲	۲	۲	۲/۲۵	۳	۲۷	۲	۲	-	۱	۱/۶۷	۲
۴	۲	۲	-	۲	۲/۰۰	۳	۲۸	۱	۲	-	۲	۱/۶۷	۲
۵	۳	۲	-	۲	۲/۳۳	۳	۲۹	۳	۲	۲	۲	۲/۲۵	۳
۶	۲	۱	-	۲	۱/۶۷	۲	۳۰	۳	۲	۲	۳	۲/۵۰	۴
۷	۲	۱	-	۲	۱/۶۷	۲	۳۱	۱	۱	۲	۲	۱/۵۰	۲
۸	۳	۲	-	۲	۲/۳۳	۳	۳۲	۳	۲	۲	۲	۲/۲۵	۳
۹	۲	۱	-	۳	۲/۰۰	۳	۳۳	۲	۱	۲	۲	۱/۷۵	۲
۱۰	۳	۲	۲	۲	۲/۲۵	۳	۳۴	۳	۲	-	۳	۲/۶۷	۴
۱۱	۳	۲	-	۲	۲/۳۳	۳	۳۵	۱	۱	۱	۱	۱/۰۰	۱
۱۲	۳	۲	۲	۲	۲/۲۵	۳	۳۶	۱	-	-	۲	۱/۵۰	۲
۱۳	۲	۱	-	۲	۱/۶۷	۲	۳۷	۱	-	-	۲	۱/۵۰	۲
۱۴	۲	۱	۲	۲	۱/۷۵	۲	۳۸	۲	۲	-	۱	۱/۶۷	۲
۱۵	۲	۱	-	۱	۱/۳۳	۱	۳۹	۲	۳	-	۱	۲/۰۰	۳
۱۶	۳	۳	-	۲	۲/۶۷	۴	۴۰	۱	۱	-	۱	۱/۰۰	۱
۱۷	۲	۲	۲	۱	۱/۷۵	۲	۴۱	۱	۲	-	۱	۱/۳۳	۱
۱۸	۱	۱	۲	۲	۱/۵۰	۲	۴۲	۱	۱	۱	۱	۱/۰۰	۱
۱۹	۳	۲	۲	۱	۲/۰۰	۳	۴۳	۱	۱	۱	۲	۱/۲۵	۱
۲۰	۳	۲	۲	۲	۲/۲۵	۳	۴۴	۱	۲	-	۲	۱/۶۷	۲
۲۱	۲	۲	۲	۳	۲/۲۵	۳	۴۵	۱	۱	-	-	۱/۰۰	۱
۲۲	۲	۱	۳	۲	۲/۰۰	۳	۴۶	۲	۱	-	-	۱/۵۰	۲
۲۳	۱	۲	-	-	۱/۵۰	۲	۴۷	۱	۱	-	۲	۱/۳۳	۱
۲۴	۱	۱	۲	۳	۱/۷۵	۲							

قسمت‌های باختری و خاوری از لحاظ شاخص فعالیت نسبی زمین‌ساختی (Iat)، عمدتاً در حد متوسط یا در رده ۳ از کلاس‌بندی زمین‌ساختی قرار گرفته‌اند و بیشترین فعالیت‌های زمین‌ساختی در بخش‌های شمال و جنوب کوه‌های گرین مشاهده می‌شود.

در مجموع نتایج بدست آمده از شاخص‌های ریخت‌سنجی بررسی شده و همچنین پهنه‌بندی نهایی فعالیت نسبی زمین‌ساختی حوضه‌ها در منطقه مورد مطالعه، حاکی از پویایی و وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی با نرخ متوسط تا بالا در دامنه‌های شمالی کوه‌های گرین می‌باشد که با توجه به موقعیت ویژه ساختاری منطقه مورد مطالعه در مرز دو پهنه ساختاری سهندج - سیرجان در شمال و پهنه زاگرس مرتفع در جنوب و وجود پهنه گسل نهان در این منطقه نتایج قابل قبول است.



شکل ۱۴: نقشه پهنه‌بندی میزان فعالیت نسبی زمین‌ساختی (Iat) در منطقه مورد مطالعه.

#### – بعد فرکتال

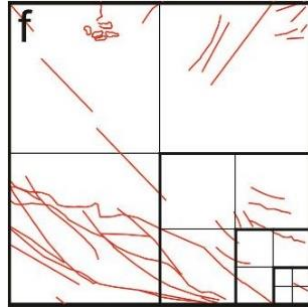
مبنای روش مطالعه در فرکتال، محاسبه ابعاد فرکتالی برای عناصر هندسی است. براساس مفاهیم هندسی اقلیدسی ابعاد عناصر هندسی اعداد صحیح، ۰، ۱، ۲ و ۳ برای نقطه، خط، سطح و حجم هستند، که هر کدام از این‌ها بیانگر عناصر هندسی نامحدود می‌باشند. بنابراین ابعاد هندسی اقلیدسی به‌خوبی نمی‌توانند بیانگر ویژگی پدیده‌ها با هم و یا مقایسه آن‌ها با یکدیگر باشند، ولی ابعاد فرکتالی می‌توانند اعداد اعشاری بوده، بدین ترتیب محدودیتی در اندازه‌گیری هیچ یک از پدیده‌ها با این روش وجود ندارد.

رابطه کلی (رابطه ۵) برای محاسبه ابعاد فرکتالی عبارت است از:

$$N_n = C / r_n^D \quad \text{(رابطه ۵)}$$

$N_n$  تعداد متغیرهای معلوم برای یک پدیده (تعداد مربع‌های که دارای شکستگی است)،  $r_n$  بعد خطی مربع‌ها،  $C$  ثابت و  $D$  بعد فرکتال است. با استفاده از روش شمارش مربعات، که متداول‌ترین روش در تحلیل فرکتالی شکستگی‌های ساختاری

اعم از گسل‌ها است (تورکات<sup>۱</sup>، ۱۹۹۷) و توسط بسیاری از محققین به کار گرفته شده است. به منظور استفاده از این روش ایجاد شبکه‌بندی مناسب در محدوده مورد مطالعه امری ضروری می‌باشد (شکل ۱۵). یکی از روش‌های بررسی توزیع ناحیه‌ای گسل‌ها تحلیل فرکتالی آن‌ها می‌باشد.



شکل ۱۵: طرح شماتیک نحوه شبکه‌بندی

تحلیل‌ها براساس نمودار Log/Log از تعداد مربع‌های دارای شکستگی ( $N_n$ ) بر حسب طول شبکه‌های ایجاد شده ( $r_n$ ) یا عکس آن ( $1/r_n$ ) صورت گرفته است. نمودارهای ترسیم، تغییرات ابعاد فرکتالی را نشان می‌دهند. برای هر کدام از منحنی‌های فرکتالی رابطه زیر صدق می‌کند (رابطه ۶):

$$\text{Log}(N_n) = D \text{Log}(1/r_n) + C \quad (\text{رابطه ۶})$$

در این رابطه  $D$  شیب خط و نشان‌دهنده بعد فرکتالی پهنه برشی می‌باشد.

توزیع فرکتالی شکستگی‌ها و یا ابعاد فرکتال یک پهنه گسلی بیانگر نحوه فعالیت گسل و گسترش آن می‌باشد. مدل‌های زیادی برای توزیع گسل‌ها در رخنمون‌های سطحی در یک منطقه ارائه شده است، در این میان گویاترین روش برای توزیع فرکتال شکستگی‌های ساختاری و شبکه زهکشی در رابطه ۶ ارائه شده است (آقاشاهی اردستانی، ۱۳۸۵، چرچی و همکاران، ۱۳۹۰، ۱۰ و تورکات، ۱۹۹۲، ۳۹۸). در این بخش لایه‌های شکستگی‌های ساختاری (گسل‌ها) و شبکه زهکشی در محیط نرم‌افزار Arc GIS تهیه و با به کارگیری روش مربع‌شمار (Box Counting) که متداول‌ترین روش در محاسبه و تحلیل فرکتالی است، بعد فرکتالی برای منطقه مورد مطالعه محاسبه گردید. در این میان گویاترین روش را برای توزیع فرکتالی گسل‌ها (تورکات، ۱۹۹۲)، در معرفی ضریب  $D$  ارائه داد. روش بکار گرفته شده در این تحقیق از تورکات می‌باشد. در این روش جهت تعیین بعد فرکتالی، منطقه گسلیده شبکه بندی شده است

هدف از این تحقیق تحلیل فرکتالی سیستم گسلی فعال در منطقه و رابطه آن با بعد فرکتالی شبکه زهکشی به منظور یافتن نحوه فعالیت گسل‌های فعال با گذشت زمان در منطقه می‌باشد. برای تحلیل جزئی و عددی اجزاء هندسی پدیده گسلش و مقایسه آن در محدوده گسل‌خورده تحلیل فرکتال ابزار مناسبی به نظر می‌رسد، زیرا به کمک این فرآیند می‌توان نحوه تکوین گسل و همچنین فعالیت‌های آن را مورد بررسی قرار داد. از طرفی رابطه مستقیمی بین شکل نهایی شبکه زهکشی و عملکرد سیستم گسلی فعال وجود دارد.

#### – محاسبه ابعاد فرکتالی شبکه گسلی

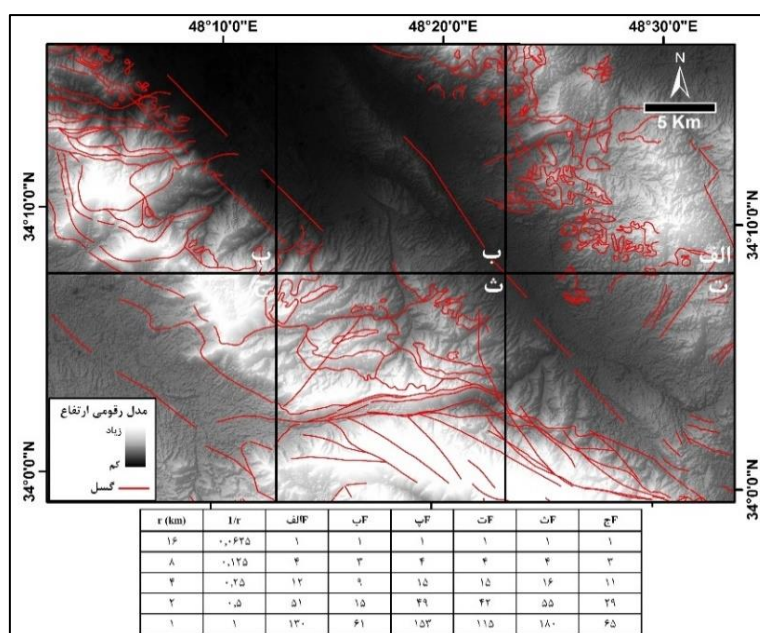
پربکاربردترین روش محاسبه و بررسی ابعاد فرکتالی سیستم‌های گسلی، روش مربع‌شمار می‌باشد. این روش برای سیستم‌های گسلی ژاپن (هیراتا<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹، ۱۶۳)، محاسبه ابعاد فرکتالی شبکه‌های گسلی در حوضه زغالی سیلیسیا<sup>۳</sup> بالایی

<sup>۱</sup> Turcotte

<sup>۲</sup> Hirata

<sup>۳</sup> Silesian

در هند (ایدزیاک و تمپر<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶، ۲۴۳)، مطالعه توزیع گسل‌ها، شکستگی‌ها و خطواره‌ها در منطقه‌ای در سواحل غربی ایالت گونرو<sup>۲</sup> در مکزیک جنوبی (آنگولو و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۹۸، ۳۱) و محاسبه هندسه فرکتالی سیستم گسلی سن‌آندریاس (اکوبو و آکی<sup>۴</sup>، ۱۹۸۷، ۱۰) استفاده شده است. برای محاسبه ابعاد فرکتالی سیستم گسلی فعال در منطقه، با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر هوایی نقشه سیستم گسلی منطقه تهیه شد. با توجه به وضعیت ژئومورفولوژی منطقه، برای اعمال روش مربع شمار، منطقه مورد مطالعه به ۶ مربع با ابعاد ۱۶ کیلومتر تقسیم گردید. در بررسی فرکتال سیستم گسلی منطقه هر کدام از پهنه‌ها، جداگانه مورد ارزیابی قرار گرفت و برای هر یک بعد فرکتالی محاسبه شد. در شکل ۱۵، نقشه شبکه‌بندی و پارامترهای تحلیل فرکتال حاصل از بررسی سیستم گسلی منطقه نشان داده شده است. با رسم نمودارهای مربوط به هر پهنه یک بعد فرکتالی بدست آمد (شکل ۱۷). وجود اختلاف بعد فرکتالی در بخش‌های متفاوت پهنه گسلی نشانگر تفاوت هندسه سیستم گسلی آن بخش‌ها با یکدیگر می‌باشد (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۶، ۸). مقدار کم بعد فرکتالی نشانگر این خواهد بود گستره سطحی سیستم گسل محدود بوده و دگرشکلی در آن به حد نهایی رسیده است و مقدار زیاد بعد فرکتالی نشانگر گستره سطحی زیاد سیستم گسلی و بلوغ کمتر آن می‌باشد (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۶، ۸). در منطقه مورد مطالعه پهنه ث بیشترین ( $D_F=1/17$ ) و پهنه ب ( $D_F=1/41$ ) کمترین، بعد فرکتالی را نشان می‌دهد (شکل ۱۶). تراکم بالای شکستگی‌های ساختاری (گسل‌ها)، توپوگرافی مرتفع بخش جنوبی منطقه و عملکرد فعال نیروهای زمین‌ساختی در این منطقه براساس شواهد میدانی، نشان از برخاستگی فعال در پهنه ث و تأییدی بر محاسبات انجام شده در این پژوهش دارد (شکل ۱۸).



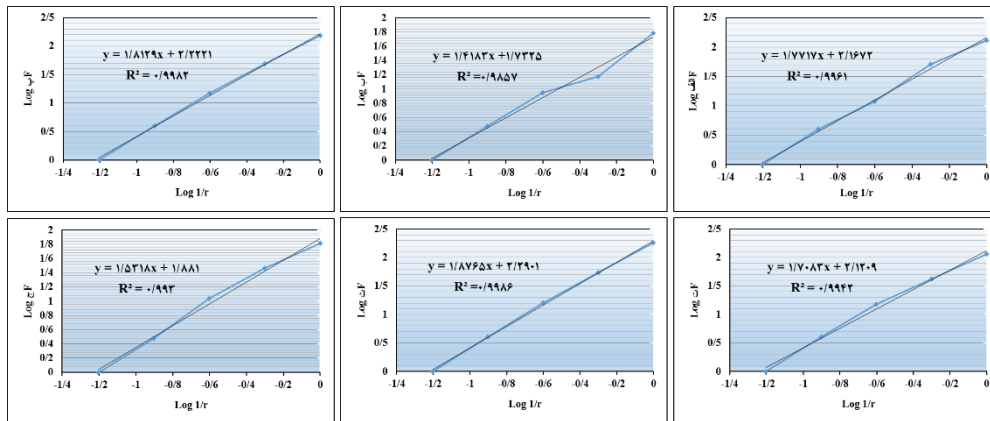
شکل ۱۶: نقشه گسل‌های منطقه مورد مطالعه و شبکه‌بندی که برای اعمال روش مربع شمار در بدست آوردن بعد فرکتال ترسیم گردیده است.

<sup>۱</sup> Idziak and Temper

<sup>۲</sup> Guerrero

<sup>۳</sup> Angulo-Brown et al

<sup>۴</sup> Okubo and Aki



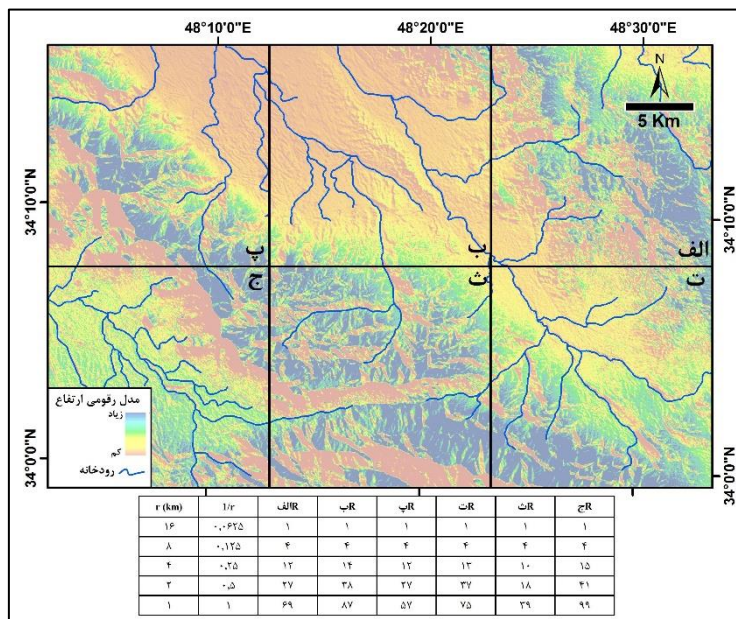
شکل ۱۷: نمودارهای لگاریتمی عکس طول ضلع مربع‌ها به تعداد مربع‌هایی که حاوی گسل می‌باشند.



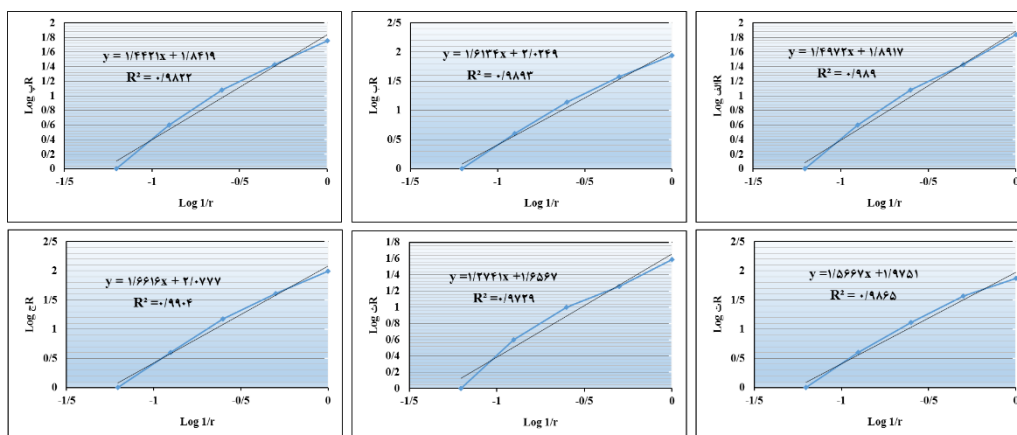
شکل ۱۸: نمایی از گسلش و آسفنگی لایه‌ها در مسیر گسل‌های اصلی منطقه در راستای کوه‌های گرین.

– محاسبه ابعاد فرکتالی شبکه زهکشی

برای محاسبه ابعاد فرکتالی شبکه زهکشی منطقه، با استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای در محیط نرم‌افزار ArcMap، لایه شبکه زهکشی منطقه مورد مطالعه تهیه شده و بر روی این نقشه، جهت محاسبه پارامترها در روش مربع‌شمار، شبکه‌بندی مطابق شکل ۱۹، منظور گردید. این پهنه‌بندی مشابه با شبکه‌بندی فرکتال گسل‌ها است. در بررسی فرکتال شبکه زهکشی هر کدام از شبکه‌ها، جداگانه مورد ارزیابی قرار گرفت و برای هر یک، بعد فرکتالی محاسبه شده است (شکل ۲۰). با توجه به نتایج ابعاد فرکتالی محاسبه شد، مشاهده می‌شود که این اعداد دارای تفاوت‌های می‌باشد. پهنه ن‌ت دارای کمترین میزان بعد فرکتال ( $D_n = 1/27$ ) و پهنه ب و ج ( $D_b = 1/66 - D_c = 1/61$ ) دارای بیشترین بعد فرکتال در منطقه مورد مطالعه است. مقادیر بدست آمده با تفاوت‌های ژئومورفیک در هر پهنه قابل توجیح است. به این ترتیب که هر چه منطقه مرتفع‌تر باشد، آبراه‌ها به به طرح موازی و خطی تمایل پیدا می‌کنند، در این صورت بعد فرکتالی کاهش می‌یابد. قرارگیری دشت نه‌اوند در پهنه ب و دشت گرین در پهنه ج موجب افزایش بعد فرکتال در این دو پهنه گردیده است.



شکل ۱۹: نقشه شبکه زهکشی منطقه مورد مطالعه و شبکه‌بندی که برای اعمال روش مربع‌شمار در بدست آوردن بعد فرکتال ترسیم گردیده است.



شکل ۲۰: نمودارهای لگاریتمی عکس طول ضلع مربع‌ها به تعداد مربع‌هایی که حاوی آبراهه می‌باشند.

### نتیجه‌گیری

در این پژوهش از شاخص‌های گرادیان - طول رودخانه (SL)، شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)، شاخص سینوسیته جبهه کوهستان (Smf) و شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی (Iat) برای بررسی فعالیت زمین‌ساختی نسبی استفاده شده است. با توجه به نقشه پهنه‌بندی نهایی از میزان فعالیت زمین‌ساختی نسبی منطقه مورد مطالعه می‌توان بیان نمود که حوضه‌های بخش مرکزی و جنوبی منطقه از میزان فعالیت زمین‌ساختی نسبی بیشتری در قیاس با دیگر حوضه‌ها در محدوده مورد مطالعه برخوردار می‌باشند که تراکم گسل‌ها و ارتفاعات گرین در این منطقه خود شاهدهی بر این ادعا است. عملکرد سامانه گسلی فعال در این مناطق نقش مؤثر در ایجاد نرخ‌های بالایی از میزان فعالیت نسبی زمین‌ساختی در این حوضه‌ها داشته است. بر پایه محاسبات ابعاد فرکتالی انجام شده در محدوده مورد مطالعه، میزان بعد فرکتالی گسل‌ها در پهنه ث ( $D_p = 1/87$ ) بیشتر و در پهنه ب ( $D_p = 1/41$ ) کمتر از دیگر بخش‌های در نظر گرفته شده در منطقه مورد مطالعه است. در محاسبات بعد فرکتالی آبراهه‌ها کمترین میزان بعد فرکتال در پهنه ث ( $D_p = 1/27$ ) و بیشترین بعد فرکتال در پهنه ب و ج ( $D_p = 1/66 - D_p = 1/61$ ) حاصل گردید. تفاوت کم مشاهده شده در

نتایج بعد فرکتالی گسل‌ها در قیاس با بعد فرکتالی آبراهه‌ها می‌تواند به علت گوناگونی سنگ‌شناسی در پهنه‌های مختلف در نظر گرفته شده، جهت محاسبه بعد فرکتال در منطقه مورد مطالعه است. با توجه به نتایج نهایی از میزان فعالیت زمین ساخت نسبی، شواهد میدانی از ژئومورفولوژی شبکه زهکشی و تحلیل الگوی فرکتالی حاکم بر منطقه مورد مطالعه، حوضه‌های بخش جنوبی (حوضه‌های ۴۰ تا ۴۳) که در پهنه ۳ از شبکه‌بندی جهت محاسبه بعد فرکتال قرار می‌گیرند، از میزان فعالیت زمین‌ساختی بیشتری در قیاس با دیگر حوضه‌ها در محدوده مورد مطالعه برخوردار می‌باشند. برخورد ساختارهای اصلی و فعال در پهنه گسل نهند با روند تقریباً عمود بر هم در بخش جنوبی در راستای کوه‌های گرین، سبب ایجاد برخاستگی زمین‌ساختی و تراکم ساختاری در این بخش از منطقه شده است. بنابراین پهنه ۳ به علت تراکم ساختاری بالاتر، پویاترین بخش محدوده مورد مطالعه در این پژوهش است.

### منابع

- آقاشاهی اردستانی، سمیه، ۱۳۸۵، لرزه‌زمین‌ساخت و توان لرزه‌زایی گسل زاهدان و اثر آن بر گستره شهر زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- بهرامی، شهرام؛ معتمدی‌راد، محمد؛ اکبری، الهه، ۱۳۹۲، بررسی تأثیر تکتونیک در ویژگی‌های کمی شبکه زهکشی (مطالعه موردی: چهار حوضه زهکشی در شمال شرق کشور)، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال سوم، شماره ۱۲، صص. ۸۵-۱۰۲.
- پورکرمانی، محسن؛ معتمدی، حسین، ۱۳۸۱، روش‌های زمین‌شناسی ساختمانی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- ثروتی، محمدرضا، ۱۳۷۱، ژئومورفولوژی ساختمانی و اقلیمی در منطقه کاشمر، مجموعه مقالات جغرافیایی جشن‌نامه دکتر محمد حسن گنجی، انتشارات گیتاشناسی، تهران.
- چرچی، عباس؛ خطیب، محمد مهدی؛ مظفرخواه، محمد؛ برجسته، آرش، ۱۳۹۰، استفاده از تحلیل فرکتالی برای تعیین پویایی تکتونیک شمال منطقه لالی در شمال شرق خوزستان، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، دانشگاه شهید چمران اهواز، جلد ۱، شماره ۱، صص. ۳۷-۴۷.
- رنگزن، کاظم؛ زرگزاده، مرضیه؛ چرچی، عباس؛ آبشیرینی، احسان، ۱۳۸۶، کاربرد علوم سنجش از دور و GIS در پهنه‌بندی نئوتکتونیک کوه‌های زاگرس با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، یازدهمین انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- روستایی، شهرام؛ نیری، هادی، ۱۳۹۱، ارزیابی فعالیت‌های تکتونیک با استفاده از نیمرخ طولی در حوضه آبریز رودخانه‌ی مهاباد، جغرافیا و برنامه‌ریزی، دوره ۱۶، شماره ۳۶، صص. ۱۶۴-۱۴۵.
- شهریاری، سعید؛ خطیب، محمد مهدی، ۱۳۷۶، تحلیل فرکتالی سیستم گسلی نهندان، فصلنامه علوم زمین، سال ششم، شماره ۲۳-۲۴، صص. ۳۲-۳۹.
- قنوتی، عزت‌الله؛ صفاکیش، فریده؛ مقصودی، یاسر، ۱۳۹۶، ارزیابی تکتونیک فعال در زیر حوضه‌های جراحی - زهره بر پایه تحلیل مورفوتکتونیک و اثرهای آن بر میدان‌های نفتی حوضه مورد مطالعه، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۹، شماره ۲، صص. ۲۴۰-۲۲۱.
- گورابی، ابوالقاسم؛ نوحه‌گر، احمد، ۱۳۸۶، شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه آبخیز درکه، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۰، صص. ۱۷۷-۱۹۶.
- مقصودی، مهران؛ جعفری‌اقدام، مریم؛ باقری سیدلشکری، سجاد؛ مینایی، مسعود، ۱۳۹۰، بررسی تکتونیک فعال حوضه آبخیز کفرآور با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیکی، جغرافیا و توسعه، سال نهم، شماره ۲۵، صص. ۱۳۶-۱۱۱.

- یوسفی، مهدی؛ خطیب، محمد مهدی؛ غلامی، ابراهیم، موسومی، سید مرتضی، ۱۳۹۲، ارزیابی پویایی گسل شکرآب (شمال بیرجند) بر مبنای شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، مجله پژوهش‌های دانش زمین، شماره ۱۴، دانشگاه شهید بهشتی.
- Alavi, M., 1994. *Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations*. *Tectonophysics*, 229, pp.211-238.
- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., El Hamdouni, R., 2011. *Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran)*. *Geomorphology*, 128, pp.1-14.
- Alipoor, R., Zare, M., Ghassemi, M.R., 2012. *Inception of activity and slip rate on the Main Recent Fault of Zagros Mountains, Iran*. *Geomorphology*, 175-176, pp.86-97.
- Allen, M.B., Jackson, J., Walker, R., 2004. *Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and comparison of the short-term and long-term deformation rates*. *Tectonics*, 23. doi: 10.1029/2003TC001530.
- Angulo-Brown, F., Ramirez-Guzman, A. H., Yopez, E., Rudoif-Nvarro, A., Paviamiller, C. G., 1998. *Fractal Geometry and Seismicity in the Mexican Subduction Zone*, *Geofisica International*, 37, pp.29-33.
- Axen, G.J., Lam, P.J., Grove, M., Stockli, D.F., Hassanzadeh, J., 2001. *Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics*. *Geology*, 29, pp.559-562.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. *Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran*, *Canad. J. Earth Sci*, 18, pp.210-265.
- Berberian, M., 1976. *Active Faulting and tectonics of Iran*. *Rep. Geol. Surv Iran*. 40p.
- Berberian, M., 1981. *Contributions to the seismotectonics of Iran*. *Geodynamics Series*, 3, pp.33-69.
- Berberian, M., 1995. *Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics*. *Tectonophysics*, 241, pp.193-224.
- Blanc, E.J.P., Allen, M.B., Inger, S., Hassani, H., 2003. *Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone*. *Iran. Journal of the Geological Society of London*, 160, pp.401-412.
- Bull, W.B. and McFadden, L.D., 1977. *Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California*, In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions, Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, and Binghamton*, pp.115-138.
- Bull, W.B., 1978. *Geomorphic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California*, *U.S. Geol. Survey, Contract Rep.* 59 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*. *Geomorphology*, 56, pp.109-137.
- Ciccacci, S., Fredi, P., Lupia Palmieri, E., Pugliese, F., 1986. *Indirect evaluation of erosion entity in drainage basins through geomorphic, climatic and hydrological parameters*. *International Geomorphology*, 2, pp.33-48.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacan, J., Keller, E.A., 2008. *Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain)*. *Geomorphology*, 96, pp.150-173.
- Guarnieri, P. and Pirrotta, C., 2008. *The Response of Drainage Basins to the Late Quaternary Tectonics in the Sicilian Side of the Messina Strait (NE Sicily)*. *Geomorphology*, 95, pp.260-273.
- Guest, B., 2004. *The thermal, sedimentological and structural evolution of the central Alborz Mountains of northern Iran: implications for the Arabia-Eurasia continent-*



- continent collision and collisional processes in general. Ph.D. Dissertation Thesis, University of California, Los Angeles, Los Angeles, 292 p.*
- Hack, J.T., 1973. *Stream-profile analysis and stream-gradient index, U.S. Geological Survey Journal of Research, 1, pp.421–429.*
  - Hare, P.W. and Gardner, T.W., 1985. *Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. Allen and Unwin, Boston, MA, pp.123–134.*
  - Hirata, T., 1989. *Fractal Dimension of Fault Systems in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various Scales, Pure appl. Geophys, 131, pp.157–170.*
  - Hossaini-Doust, J. and Mahdavi, M.A., 1992. *Geological map of Nahavand quadrangle 5658: Geological Survey of Iran, scale 1:100,000, 1 sheet.*
  - Idziak, A. and Temper, L., 1996. *Fractal Dimension of Faults Network in the Upper Silesian Coal Basin (Poland): Preliminary Studies, Pure appl. Geophys, 147, pp.239–247.*
  - Jafarian, M.B., Zamani, P., Soheili, M., 1997. *Geological map of Malayer quadrangle 5758: Geological Survey of Iran, scale 1:100,000, 1 sheet.*
  - Keller, E. A. and Pinter, N., 1996. *Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape. by Prentice-Hall, Inc. Simon and Schuster/A Viacom Company Upper Saddle River, New Jersey, 7458, pp.121-145.*
  - Keller, E.A. and Pinter, N., 2002a. *Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape, New Jersey: Prentice Hall.*
  - Keller, E.A. and Pinter, N., 2002b. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, New Jersey.*
  - Keller, E.A., Gurrola, L., Tierney, T.E., 1999. *Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding, Geology, 27, pp.515–518.*
  - Koop, W.J. and Stoneley, R., 1982. *Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, 305, pp.149–168.*
  - Li, Y., Yang, J., Tan, L., Duan, F., 1999. *Impact of tectonics on alluvial landforms in Hexi corridor, Northwest China. Geomorphology, 28, pp.299-308.*
  - McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, M., Richards, M., 2004. *3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. Marine and Petroleum Geology, 21, pp.857–877.*
  - Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. 2014. *Jurassic to cenozoic tectonics of the zagros orogen in northwestern Iran. International Geology Review, 56(3), pp.263-287.*
  - Mohajjel, M. and Rasouli A., 2014. *Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran. J Struct Geol, 62, pp.65–79.*
  - Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. *Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran: Journal of Asian Earth Sciences, 21, pp.397–412.*
  - Molin, P., Pazzaglia, F.J., Dramis, F., 2004. *Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, sila massif, Calabria, southern Italy. American Journal of Science, 304, pp.559–589.*
  - Okubo, P. G., and Aki, K., 1987. *Fractal Geometry in the San Andreas Fault System, J. Geophys, 92, pp.345–355.*
  - Ramirez, M. and Herrera, M.T., 1998. *Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. Earth Surface Processes and Landforms, 23, pp.317-332.*

- Srinivasan, R., 1988. *Present status of the Sargur Group of the Archaean Dharwar craton, south India*; *Indian J. Earth Sci*, 16, pp.57-72.
- Stewart, I.S. and Hancock, P. L., 1994. *Neotectonics*, in: *Continental deformation* (ed. Hancock, P.L), Oxford, Pergamon Press, pp.370-409.
- Stocklin, J., 1968. *Structural history and tectonic of Iran; a review*, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, pp.1229-1258.
- Stocklin, J., 1974. *Possible ancient continental margin in Iran*. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *the Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, pp.873-887.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2002. *Offset on the main recent fault of NW Iran and implications on the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone*. *Geophysical Journal International*, 150, pp.422-439.
- Tchalenko, J.S. and Braud, J., 1974. *Seismicity and structure of the Zagros [Iran] the Main Recent Fault between 33 and 35 N*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 277, pp.1-25.
- Turcotte, D.L., 1992. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, Cambridge university Press, 398 p.
- Wellman, H.W., 1966. *Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan*. *Geologische Rundschau*, 55, pp.716-735.
- Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, T.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B., Wesling, J.R., 1988. *Regional variations in tectonic geomorphology along segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica*. *Geomorphology*, 1, pp.239-265.