

ارزیابی و کارایی تکتونیک فعال شمال غرب صحنه با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک

سیدحسین میراحمدی - دانشجوی کارشناسی ارشد گرایش تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.
لیلی ایزدی کیان* - استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا همدان.
رضا علیپور - استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا همدان.

پذیرش مقاله: ۱۴۰۳/۰۲/۱۶ تأیید نهایی: ۱۴۰۳/۰۶/۱۴

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب شهرستان صحنه و از نظر زمین‌شناسی در پهنه زمین درز کوهزایی زاگرس یعنی مرز پهنه سهندج سیرجان و زاگرس مرتفع قرار دارد. در این منطقه واحدهای سنگ‌شناسی مختلفی از جمله افیولیت ملانژ میانراهان شامل گابرو و بازالت‌های بالشی و همچنین سنگ‌های آهکی رخنمون دارند. گسل‌های فراوانی با سازوکارهای مختلف در این منطقه شکل گرفته اند که از مهمترین آن‌ها می‌توان به گسل جوان زاگرس و گسل رورانده زاگرس اشاره کرد. در این پژوهش برای بررسی ریخت زمین ساخت منطقه، شاخص‌های متعددی از جمله شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (AF)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)، شاخص انتگرال هیپسومتری (HI) و منحنی انتگرال هیپسومتری (Hc)، شاخص گرادیان طولی آبراهه یا شیب جریان - طول رود (SL)، شاخص نسبت شکل حوضه زهکشی (BS)، شاخص نسبت طول حوضه زهکشی به میانگین عرض آن حوضه (BI/Bmw) و شاخص دامنه ناهمواری (RA) مورد تحلیل و بررسی قرار گرفتند. بررسی زمین ساخت فعال نسبی (IAT) با استفاده از شاخص‌های فوق نشان می‌دهد که منطقه از فعالیت نسبی متوسط (اغلب حوضه‌ها) تا زیاد (حوضه‌های ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۲۲، ۲۳) برخوردار است. بررسی دقیق شاخص‌ها این موضوع را نشان می‌دهد که در حوضه‌هایی که گسل‌های راندگی از آن عبور کرده اند، کج شدگی و عدم تقارن حوضه‌ها رخ داده است. همچنین در جنوب شرق منطقه که گسل صحنه و گسل رورانده زاگرس بهم پیوسته اند شاخص گرادیان طولی رود بیشترین مقدار را نشان می‌دهد. نکته قابل توجه دیگر این است که در بخش‌هایی که گسل امتدادلغز صحنه عبور کرده است، جابجایی آبراهه‌ها رخ داده است که شواهد این جابجایی در عکس‌های هوایی و یا تصاویر ماهواره‌ای به خوبی قابل تشخیص و اندازه‌گیری است. مقدار جابجایی آبراهه‌ها، در این منطقه بیش از ۲٫۵ کیلومتر برآورد شده است.

واژگان کلیدی: زمین ساخت فعال، شاخص مورفوتکتونیک، گسل صحنه، شهرستان صحنه، گسل راندگی زاگرس.

مقدمه

طی دوره‌های مختلف زمین‌شناسی، پوسته زمین دچار تغییرات چشمگیری شده است؛ اما در عین حال تغییرات مربوط به دوره‌های جدید زمین‌شناسی سبب ایجاد ریخت زمین ساخت جوان در سراسر پوسته زمین شده است. از نظر ساختاری، فلات ایران نیز دستخوش این تغییرات جدید در طی دوران سنوزوئیک بخصوص در دوره کواترنری شده است. بدین صورت که بسیاری از پدیده‌های ساختاری قابل مشاهده در قسمت‌های مختلف فلات ایران و همچنین فعالیت مجدد برخی از گسل‌های قدیمی و حتی ایجاد و گسترش گسل‌های جدید، همگی حاصل از همین تغییرات تکتونیکی جوان است (سامانی و همکاران، ۱۳۹۹). جهت بررسی تکتونیک جوان در هر منطقه لازم است که دو علم تکتونیک و ژئومرفولوژی با یکدیگر تلفیق گردیده و تحت عنوان بررسی‌های مورفوتکتونیکی یا ژئومرفولوژی تکتونیک به بررسی زمین‌ساخت فعال^۱ و یا نوزمین‌ساخت^۲ در مناطق مورد مطالعه پرداخت (گودی^۳، ۲۰۰۴). به عبارت دیگر مطالعات مورفوتکتونیکی به بررسی فرآیندهای پویا و دینامیک و همچنین نقش آن‌ها در شکل‌دهی ریخت زمین ساخت و چشم اندازه‌های بخش‌های مختلف پوسته می‌پردازد (سینگ و تاندون^۴، ۲۰۰۸). از جمله شواهد پویایی یک منطقه می‌توان به پدیده‌هایی همچون گسل‌های فعال در منطقه، شواهد مرتبط با زلزله، مشاهده ناپیوستگی در الگوی ناهمواری، دامنه‌های پرشیب کوهستانی (فلوریس پریو و همکاران^۵، ۲۰۱۵)، شواهد مرتبط با روند تغییرات آبراهه‌ها و گسل‌ها (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۱) و همچنین نوع سنگ‌شناسی و توپوگرافی منطقه اشاره کرد. امروزه بخش اعظمی از مطالعات مورفوتکتونیکی علاوه بر مطالعات صحرایی با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور و نرم افزارهای تخصصی مرتبط با علوم زمین و جغرافیایی (یوآنیس و همکاران^۶، ۲۰۰۶) همراه با بررسی نقشه‌ها و عکس‌های هوایی مختلف بکار می‌رود. این نکته نیز حائز اهمیت است که تکنیک‌های سنجش از دور به علت سرعت بالا در آنالیز و کم هزینه‌تر بودن (جواردن و همکاران^۷، ۲۰۰۵) و کمی کردن ویژگی‌های ریخت زمین ساختی در حال جایگزین شدن با روش‌های سنتی و پیشین هستند. در این پژوهش هدف اصلی، بررسی زمین‌ساخت فعال منطقه مورد مطالعه با استفاده تغییرات مورفولوژیکی مربوط به آبراهه‌ها و استفاده از تکنیک‌های مرتبط با برخی شاخص‌های ریخت زمین ساختی است. در ابتدا شاخص‌های مورفوتکتونیک برای حوضه‌های آبریز منطقه تعیین گردیده و سپس نحوه توزیع فعالیت تکتونیکی با ساختارهای مهم منطقه از جمله گسل‌ها مورد بررسی قرار گرفته است.

پیشینه تحقیق

همان‌طور که پیشتر اشاره شد، روش‌های مدرن بررسی تکتونیک فعال با استفاده از تکنیک‌های نرم افزاری و سنجش از دور بخصوص در دو دهه گذشته، پیشرفت چشم‌گیری داشته است. برخی از پیشگامان این علم در چند دهه اخیر افرادی

^۱ Active tectonics

^۲ Neo-tectonics

^۳ Goudie

^۴ Singh and Tandon

^۵ Flores-Prieto et al

^۶ Ioannis et al

^۷ Jordan et al

همچون هورتون^۱ (۱۹۴۵)، استالر^۲ (۱۹۵۲)، شوم^۳ (۱۹۵۶)، کاکس^۴ (۱۹۹۴)، کلر و پینتر^۵ (۲۰۰۲)، سریدوی^۶ (۲۰۰۵)، رمزی و همکاران^۷ (۲۰۰۸)، همدونی و همکاران^۸ (۲۰۰۸) و واکر و همکاران^۹ (۲۰۱۰) نام‌آور هستند. در ایران نیز طی چندین سال گذشته مطالعات گسترده‌ای با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک جهت ارزیابی میزان فعالیت تکتونیک، در بخش‌های مختلفی از کشور انجام شده است. در نزدیکی این محدوده و محل گذر گسل جوان زاگرس نیز پیشتر مطالعاتی انجام گرفته است. ولدی و همکاران (۱۳۹۴) به مطالعه تحلیل و پهنه‌بندی مخاطرات مورفوتکتونیک شهرستان کامیاران پرداختند. در این پژوهش از برخی شاخص‌های مورفوتکتونیک جهت ارزیابی تکتونیک فعال، محاسبه شاخص نسبی فعالیت‌های تکتونیک، پهنه‌بندی خطر آسیب‌های تکتونیک و همچنین از مدل وزن‌دهی سلسله مراتبی (AHP)^{۱۰} استفاده و منطقه پهنه‌بندی و نتایج ارزیابی شد. علی‌پور و همکاران (۱۳۹۷) به بررسی فعالیت نسبی کوه‌های گرین که در نزدیکی گسل نهاوند است، پرداختند. در این پژوهش نیز از برخی شاخص‌های مورفوتکتونیک، تحلیل بعد فرکتالی جهت مطالعه الگوی گسل‌ها و شبکه زهکشی و با استناد از بررسی‌های صحرایی این مطالعه انجام گرفت. اشترابه و همکاران (۱۳۹۸) به بررسی شواهد تکتونیک فعال مرتبط با پهنه گسلی جوان اصلی در منطقه سروآباد در شمال باختری ایران پرداختند. در این پژوهش پس از محاسبه برخی شاخص‌های مورفوتکتونیک، از روش‌های مختلف وزنی همچون مدل سلسله مراتبی (AHP) و وزن‌دهی افزایشی ساده (SAW)^{۱۱} استفاده شد و در نهایت نتایج با استفاده از داده‌های صحرایی و لرزه‌شناسی مورد ارزیابی قرار گرفت. پروین (۱۳۹۹) با استفاده از برخی شاخص‌های مورفومتری و ژئومرفیک به بررسی تکتونیک فعال حوضه رودخانه کوند غرب در استان کرمانشاه با استناد از تحلیل ویژگی‌های شبکه زهکشی پرداخت. نگهبان (۱۴۰۰) نیز به ارزیابی تکتونیک فعال حوضه دینور (غرب ایران) پرداخت. در این پژوهش از برخی شاخص‌های مورفومتریک مرتبط با پارامتر خطی، ناحیه‌ای و ناهمواری استفاده و نتایج نهایی با استفاده از مطالعات صحرایی و شاخص زمین ساخت فعالیت نسبی (IAT) ارائه شد. علیانپور و همکاران (۱۴۰۲) نیز به بررسی فعالیت زمین ساختی بیستون-کامیاران پرداختند. در این پژوهش نیز با استفاده از برخی شاخص‌های مورفوتکتونیک، داده‌های صحرایی و مطالعه عکس‌های هوایی، منطقه مطالعاتی مورد ارزیابی قرار گرفت.

جایگاه ساختاری و زمین‌شناسی منطقه

فلات ایران در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا واقع گردیده و در اثر برخورد صفحه عربی با صفحه ایران و بسته شدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس تشکیل شده است (بربریان و کینگ^{۱۲}، ۱۹۸۱؛ شنگور^{۱۳}، ۱۹۸۴). زمان فرآیند این برخورد

^۱ Horton

^۲ Strahler

^۳ Schumm

^۴ Cox

^۵ Keller and Pinter

^۶ Sreedeviet al

^۷ Ramsey et al

^۸ El Hamdouni

^۹ Walker et al

^{۱۰} Analytical Hierarchy process

^{۱۱} Simple Additive Weight

^{۱۲} Berberian and King

^{۱۳} Sengor

توسط محققان مختلف گزارش شده است اما در نهایت شروع برخورد از کرتاسه پایانی (۴۰-۶۰ میلیون سال قبل) تا ائوسن پایانی-الیگوسن (۲۵-۳۵ میلیون سال قبل) و بسته شدن نهایی در میوسن (۵-۲۷ میلیون سال قبل) پیشنهاد شده است (مدنی پور و همکاران^۱، ۲۰۲۴). فلات ایران بخاطر موقعیت تکتونیکی با نا آرامی‌های زیادی مواجه شده است. از جمله مناطق نا آرام این فلات، پهنه زاگرس و سنندج-سیرجان می‌باشد که طی سال‌های اخیر زمینلرزه‌های زیادی در آن رخ داده است (علیانیپور و همکاران، ۱۴۰۲). منطقه مورد مطالعه در شمال غرب شهرستان صحنه واقع گردیده و حدودا در بین مختصات جغرافیایی ۳۴°۲۸' تا ۳۵°۱۵' عرض شمالی و ۴۶°۳۶' تا ۴۷°۵۸' طول شرقی قرار دارد. منطقه مطالعاتی از نظر آب و هوایی جز مناطق کوهستانی بحساب می‌آید و از نظر اقلیم دارای آب و هوای نسبتا سردی است و با توجه به وجود جریان‌های باران‌زای مدیترانه‌ای، منطقه از بارش‌های پرباری برخوردار است و به همین سبب منطقه نیز از پوشش گیاهی غنی بوده و در روستاهای اطراف گندم زار و باغ‌های مختلفی مشاهده می‌شود. از نظر مورفولوژی نیز می‌توان گفت منطقه در بخش‌هایی دارای ارتفاعات زیاد و در بخش‌های پایین دست پستی‌ها و دشت‌های زیادی مشاهده می‌شود. این منطقه از نظر آب‌های زیرزمینی نیز غنی می‌باشد و چشمه‌ها و سراب‌های نسبتا پرباری دارد. از دیگر واحدهای مورفولوژیکی در منطقه می‌توان به مخروط افکنه‌های جدید و قدیم در محل اتصال دره‌ها و دشت‌ها، رسوبات آبرفتی تشکیل شده در مسیر رودها و واریزه‌های موجود در کوهپایه اشاره کرد (رفیعا و همکاران، ۱۳۷۸). همان طور که در شکل ۱ مشاهده می‌شود، منطقه مطالعاتی از دیدگاه ساختاری شامل پهنه زاگرس مرتفع^۲، پهنه زمین درز زاگرس^۳ و پهنه سنندج سیرجان^۴ است. از مهم ترین گسل‌هایی که در منطقه حضور دارند می‌توان به گسل رورانده زاگرس با مولفه معکوس و گسل جوان زاگرس با مولفه امتدادلغز راستگرد (طالبیان و جکسون^۵، ۲۰۰۲) اشاره کرد. گسل جوان زاگرس^۶ به موازات گسل رورانده زاگرس^۷ قرار دارد (اسدی و همکاران، ۱۳۹۱) و گسل رورانده زاگرس مرز بین پهنه ساختاری زاگرس مرتفع و سنندج سیرجان را تشکیل می‌دهد (علوی^۸، ۱۹۸۴). گسل صحنه، بخش میانی گسل جوان زاگرس است. این گسل شامل سه قطعه شمال غربی، میانی و جنوب شرقی است (چالینکو و براد^۹، ۱۹۷۴). در منطقه مطالعاتی قطعه میانی بخش وسیعی از منطقه را شامل می‌شود (اویسی موخر و همکاران، ۱۳۸۷). قطعه میانی علاوه بر روند امتدادلغزی راستگرد، مولفه معکوس نیز دارد (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲). گسل میانراهان نیز در نقشه مشاهده می‌شود. این گسل نیز مولفه امتدادی راستگرد دارد (میرزایی و قیطانچی^{۱۰}، ۲۰۰۲). گسل مروارید نیز دیگر گسلی است که بخش کوچکی از آن در منطقه مطالعاتی رخنمون دارد. این گسل همانند گسل میانراهان و صحنه دارای روند امتدادلغزی راستگرد است و یکی از قطعات گسل جوان زاگرس محسوب می‌شود (علیپور و همکاران، ۱۳۹۶).

^۱ Madanipour et al

^۲ High Zagros Belt (HZB)

^۳ Zagros Suture Zone (ZSZ)

^۴ Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ)

^۵ Talebian and Jackson

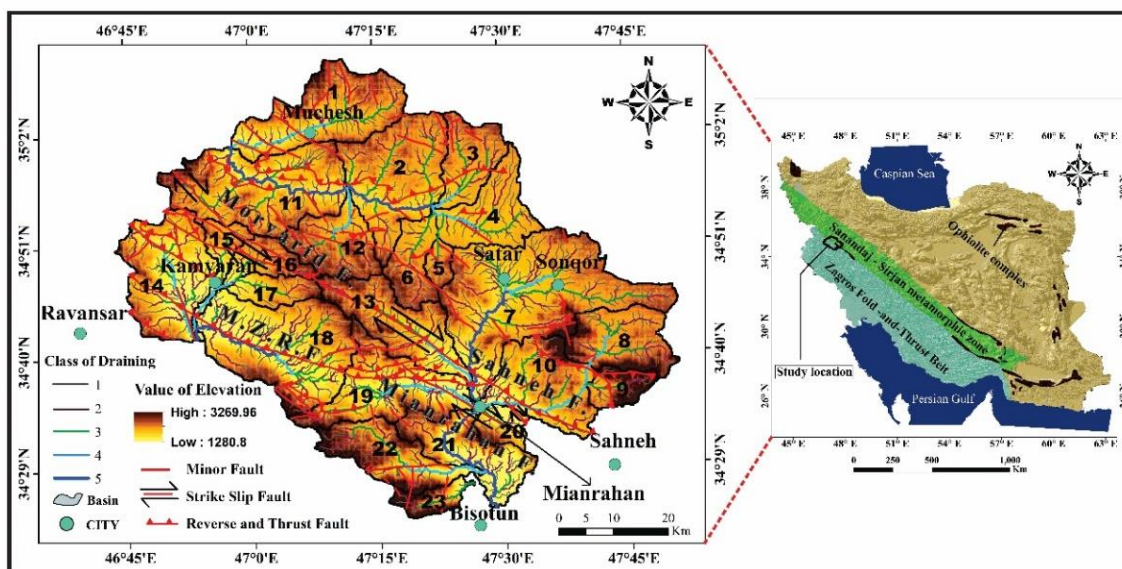
^۶ Main Recent Fault (MRF)

^۷ Main Zagros Reverse Fault (MZRF)

^۸ Alavi

^۹ Tchalenko and Braud

^{۱۰} Mirzaei and Gheitanchi



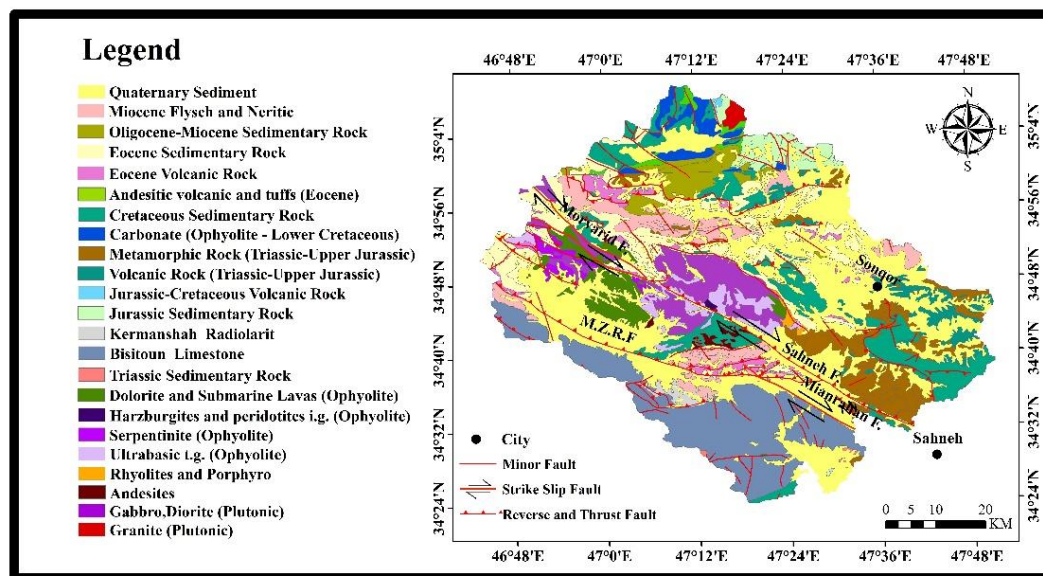
شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و نقشه ساختاری منطقه مطالعاتی

قدیمی‌ترین تنوع سنگ‌شناسی در این منطقه مربوط به دوران مزوزوئیک و دوره‌های تریاس، ژوراسیک و کرتاسه شامل تنوعی از سنگ‌های رسوبی و آتش‌فشانی است. از مهم‌ترین رخنمون‌های مربوط به این دوران می‌توان به آهک بیستون به سن تریاس-کرتاسه بالایی، رادیولاریت‌های کرمانشاه به سن ژوراسیک بالایی-کرتاسه پایینی و همچنین سنگ‌های قدیمی‌تر دوره تریاس همچون شیست، مرمر اشاره کرد (شکل ۲). کمپلکس افیولیت ملانژ شامل واحدهای سنگی همچون هارزبورژیت، پریدوتیت، سرپانتین، دلریت و... نیز می‌شود. واحدهای سنگی دیگری همچون گابرو، دلریت، گرانیت، آندزیت، ریولیت نیز رخنمون دارد. رسوبات و پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و جدید مربوط به دوران سنوزوئیک بخصوص دوره کواترنر، بخش وسیعی از محدوده مطالعاتی را پوشانده است. از دیگر رخنمون‌های دوران سنوزوئیک می‌توان به رسوبات دریایی و فلیش‌های میوسن، رسوبات الیگوسن، سنگ‌های آتش‌فشانی و رسوبی، آندزیت و توف‌های سری زمانی ائوسن اشاره داشت (براد^۱، زاهدی و همکاران^۲، ۱۹۷۸؛ پایگاه ملی داده‌های علوم زمین^۳).

^۱ Braud

^۲ Zahedi et al

^۳ www.ngdir.ir



شکل ۲: نقشه زمین شناسی منطقه مطالعاتی (اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه و سنندج)

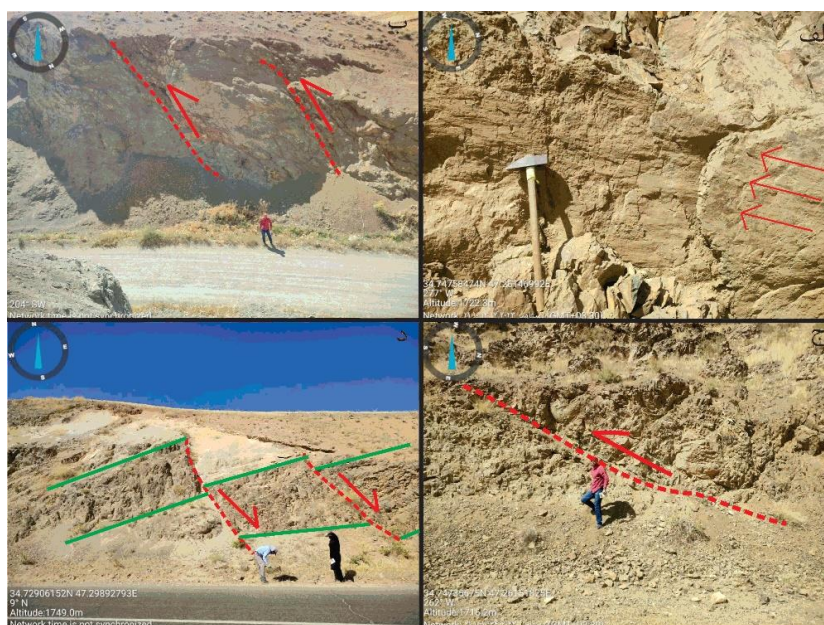
بررسی و مشاهدات صحرائی نشان داد که بخش عظیمی از منطقه تحت تاثیر انواع گسل خوردگی‌ها همچون گسل‌های راندگی و معکوس^۱، گسل‌های نرمال^۲ و گسل‌های امتدادلغز^۳ قرار گرفته است. این نکته حائز اهمیت است که اکثر گسل‌های منطقه از نوع راندگی یا معکوس هستند که گاهی سبب تشکیل ساختار دوپلکسی^۴ در محدوده شده‌اند (شکل ۳). احتمالاً همین گسل‌های راندگی و معکوس نسبت به گسل‌های امتدادلغز، نقش بیشتری در ایجاد تکتونیک فعال منطقه دارند. یکی از شواهد مورفولوژی حرکت گسل‌های امتدادلغز، جابجایی آبراهه‌ها است. در این منطقه گسل امتدادلغز صحنه باعث جابجایی آبراهه‌ها شده است که نمونه‌ای از این جابجایی‌ها در اثر فعالیت گسل صحنه در شکل ۴ که به کمک نرم افزار Google Earth ثبت شده، قابل مشاهده است. مقدار این جابجایی‌ها حدوداً ۲ تا ۳ کیلومتر و بصورت راستگرد برآورد شده است.

^۱ Thrust and Reverse Fault

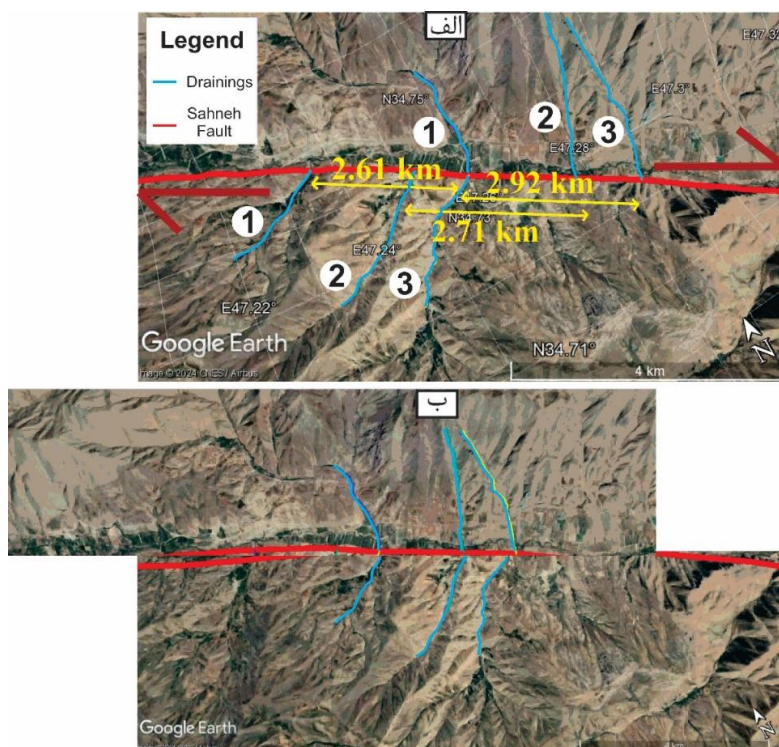
^۲ Normal Fault

^۳ Strike-Slip Fault

^۴ Duplex Structure



شکل ۳: شواهد ساختاری مرتبط با ساختار گسل‌های منطقه؛ الف) صفحه گسل امتدادلغز راستگرد (جهت فلش در جهت حرکت بلوک چپ را نشان می‌دهد که از بین رفته است. ب) گسل‌های معکوس که سبب تشکیل ساختار دوپلکسی شده است. ج) گسل راندگی د) گسل‌های نرمال و رسوبات همزمان با گسلش که بصورت گوه‌ای تشکیل شده‌اند.



شکل ۴: بخشی از گسل امتدادلغز راستگرد صحنه (خط قرمز) که سبب جابجایی آبراهه‌ها شده است. الف) تصویر کنونی و واقعی پس از حرکت امتدادلغزی گسل صحنه که سبب جابجایی راستگرد آبراهه‌ها شده است و مسافت حدودی حاصل از جابجایی‌ها نیز در تصویر مشاهده می‌شود. ب) بازسازی آبراهه‌ها به حالت قبل از جابجایی حاصل از گسل صحنه (تصویر غیرواقعی) که نشان می‌دهد گسل امتدادلغز صحنه مولفه حرکتی راستالغز راستگرد دارد.

روش تحقیق

جهت بررسی و تحلیل‌های مورفوتکتونیک محدود مطالعه پس از مطالعات کتابخانه‌ای، ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی کرمانشاه در مقیاس یکدویست پنجاه هزارم (برود، ۱۹۷۸)^۱، نقشه زمین‌شناسی سنندج در مقیاس یکدویست پنجاه هزارم (زاهدی و همکاران، ۱۳۸۵)^۲ و نقشه یکصد هزارم میانراهان (رفیعا و همکاران، ۱۳۷۸) منطقه مورد بررسی قرار گرفت، سپس با بکارگیری مدل رقومی ارتفاعی با دقت ۱۰ متر (DEM)، حوضه‌ها و آبراهه‌ها در محیط نرم افزار ArcGIS 10.8 به کمک افزونه Arc Hydro استخراج گردید. سپس با استفاده از نرم افزار Google Earth Pro اصلاحات لازم و حوضه‌بندی مناسب نسبت به داده استخراجی از نرم افزار ArcGIS 10.8 به عمل آمد. در این پژوهش جهت محاسبه شاخص‌های مورفوتکتونیک منطقه مطالعاتی به ۲۳ حوضه زهکشی تقسیم شده است. جهت انجام این پژوهش، برای هر یک از ۲۳ حوضه زهکشی، شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی^۳ (AF)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی^۴ (T)، شاخص انتگرال هیپسومتری^۵ (HI) و منحنی انتگرال هیپسومتری^۶ (Hc)، شاخص گرادیان طولی آبراهه یا شیب جریان - طول رود^۷ (SL)، شاخص نسبت شکل حوضه زهکشی^۸ (BS)، شاخص نسبت طول حوضه زهکشی به میانگین عرض آن حوضه (Bl/Bmw) و شاخص دامنه ناهمواری^۹ (RA) محاسبه گردید و مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت. استخراج آبراهه در محدوده مطالعاتی بر اساس روش استرالر^{۱۰} انجام شده است تا شاخه اصلی آبراهه به درستی تعیین شود. پس از تجزیه و تحلیل، نقشه‌های رده بندی شده برای هر شاخص تهیه گردید و در نهایت داده‌های لازم جهت ترسیم نمودار به نرم افزار Excel انتقال یافته و نمودارهای مرتبط با هر شاخص زمین‌ریختی ترسیم و ارائه شد. از شاخص زمین ساخت فعالیت نسبی^{۱۱} (IAT)، جهت ارزیابی نتیجه نهایی میزان فعالیت هر حوضه به صورت کمی استفاده شد. در ادامه به معرفی کوتاه شاخص‌ها و تحلیل‌های مرتبط با آن‌ها پرداخته می‌شود.

تحقیق و بحث

شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (AF)

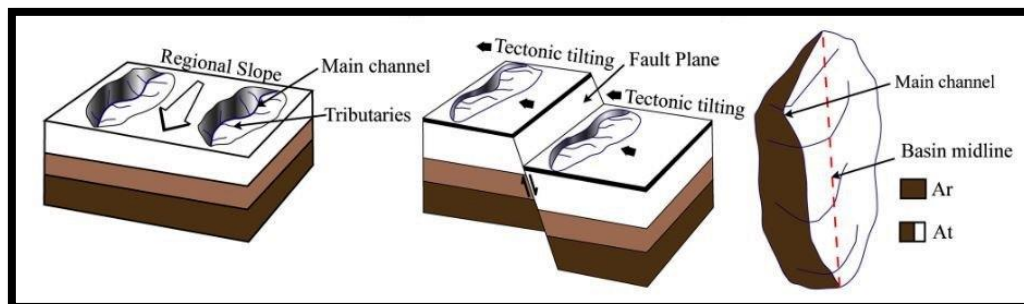
این شاخص بیانگر میزان کج‌شدگی زمین‌ساختی حوضه نسبت به آبراهه اصلی است و لزوماً باید کج‌شدگی عمود بر آبراهه اصلی باشد. در این شاخص میزان بالا آمدگی و فرونشست در دو طرف حوضه (سمت راست و چپ آبراهه اصلی) از اهمیت خاصی برخوردار است. جهت محاسبه مقدار عددی این شاخص از رابطه ۱ استفاده می‌شود (حمدونی و همکاران، ۲۰۰۸):

^۱ Braud^۲ Zahed et al^۳ Drainage basin asymmetry factor^۴ Transverse topographic symmetry^۵ Hypsometric integral^۶ Hypsometric curve^۷ Stream length - gradient index^۸ Drainage basin shape index^۹ Relief amplitude^{۱۰} Strahler^{۱۱} Relative index of active tectonics

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

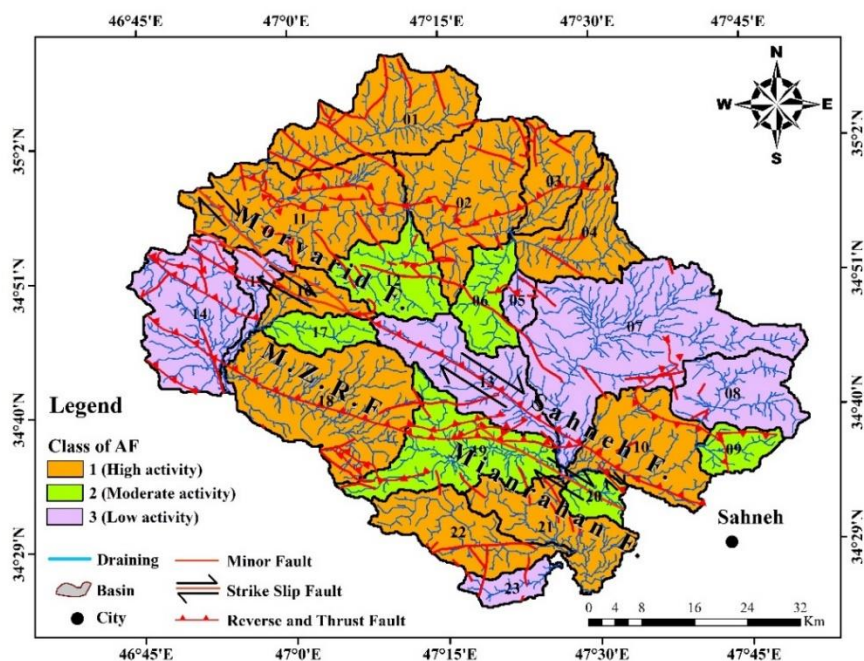
رابطه شماره ۱

در این رابطه، AF شاخص عدم تقارن حوضه، Ar مساحت سمت راست آبراهه اصلی به طرف پایین دست آبراهه و At مساحت کل حوضه زهکشی است (شکل ۵).

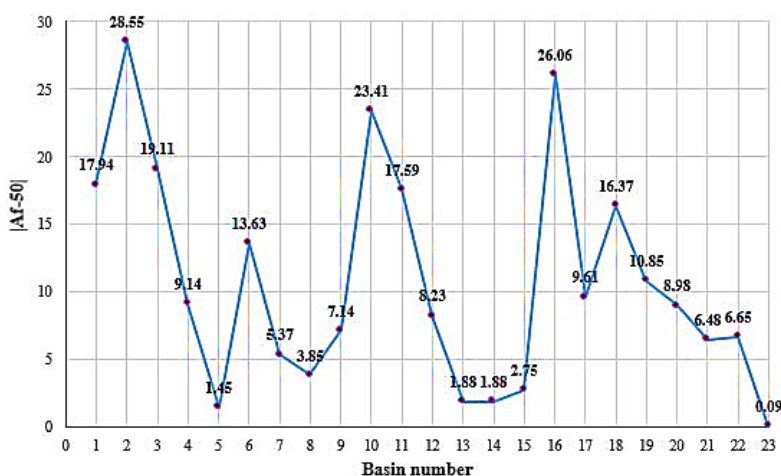


شکل ۵: تصویر هندسی کانال اصلی رودخانه که به مرور زمان تحت تاثیر فعالیت تکتونیکی قرار می‌گیرد. در شکل وسط، چرخش تکتونیکی به سمت چپ حوضه یعنی محل کج شدگی است و جریان بزرگ‌تر نیز در جهت بالآمدگی ایجاد شده است (ابوئو آنگو و همکاران، ۲۰۲۳).

اگر جریان آبراهه در محیط پایدار و بدون فعالیت تکتونیکی و در مسیر اصلی خود حرکت کند، مقدار AF بدست آمده حدوداً برابر با ۵۰ است. اما چنانچه این مقدار کمتر یا بیش تر از ۵۰ باشد، نشان از محیط ناپایدار و فعال تکتونیکی دارد و نتیجه آن کج شدگی حوضه است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). اگر مقدار عددی بدست آمده بیشتر از ۵۰ باشد اشاره به بالآمدگی در سمت راست حوضه (کج شدگی در سمت چپ) و اگر کمتر از ۵۰ باشد، اشاره به بالا آمدگی در سمت چپ (کج شدگی در سمت راست) حوضه دارد (شکل ۶). این شاخص بر اساس تقسیم بندی حمدونی و همکاران (۲۰۰۸) در سه رده تقسیم می‌شود: حوضه زهکشی نامتقارن یعنی حوضه فعال ($AF \geq 65$ or $AF \leq 35$)، حوضه زهکشی نیمه متقارن یعنی نیمه فعال ($57 \leq AF < 65$ or $35 < AF \leq 43$) و حوضه زهکشی متقارن یعنی غیرفعال ($43 < AF < 57$). در جدول ۱ مقادیر محاسبه شده مربوط به شاخص AF درج شده است. با توجه به شکل ۶ مقادیر محاسبه شده در سه رده فعال، نیمه‌فعال و غیرفعال طبقه‌بندی شده اند. فعال‌ترین حوضه از نظر شاخص AF ، حوضه شماره ۲ و کمترین فعالیت مربوط به حوضه شماره ۲۳ است (شکل ۷).



شکل ۶: نقشه رده‌بندی حوضه‌های منطقه مطالعاتی بر اساس شاخص AF



شکل ۷: نمودار تغییرات مقادیر عددی شاخص AF در حوضه‌های منطقه مطالعاتی

شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)

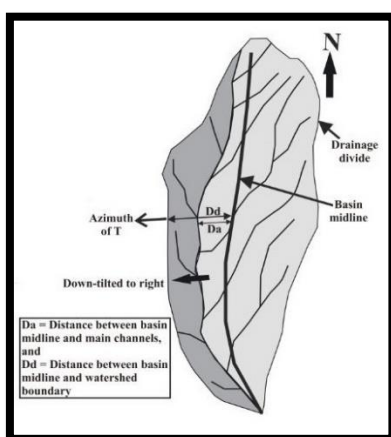
این شاخص جهت ارزیابی یک رودخانه درون حوضه‌ای که به بررسی میزان تغییرات مرتبط با عدم تقارن آن رودخانه در بخش‌های مختلف دره می‌پردازد، معرفی شده است (شکل ۸) و این شاخص همانند شاخص AF است و از روش‌های سریع جهت محاسبه و تشخیص میزان کج‌شدگی حوضه بکار می‌رود (کاکس، ۱۹۹۴). مقدار عددی محاسبه شده بین اعداد صفر تا یک است و هرچه این عدد به یک نزدیک‌تر باشد یعنی بالآمدگی در یک سمت حوضه اتفاق افتاده و در نتیجه میزان کج‌شدگی نیز سیر افزایشی دارد و حوضه به سمت عدم تقارن و تکتونیک فعال پیش می‌رود (رندل^۱، ۱۹۹۴). این شاخص

^۱ Randel

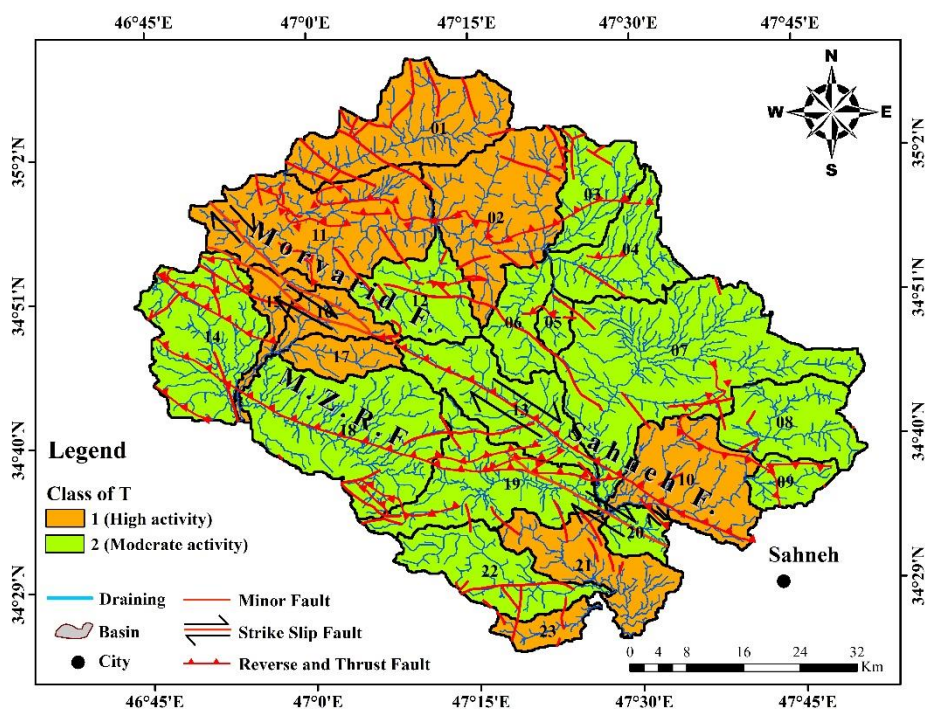
همانند شاخص AF جهت شناسایی سریع شیب منطقه بکار می‌رود (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). جهت محاسبه مقدار عددی این شاخص از رابطه ۲ استفاده می‌شود (حمدونی و همکاران، ۲۰۰۸):

$$T = Da/Dd \quad \text{رابطه شماره ۲}$$

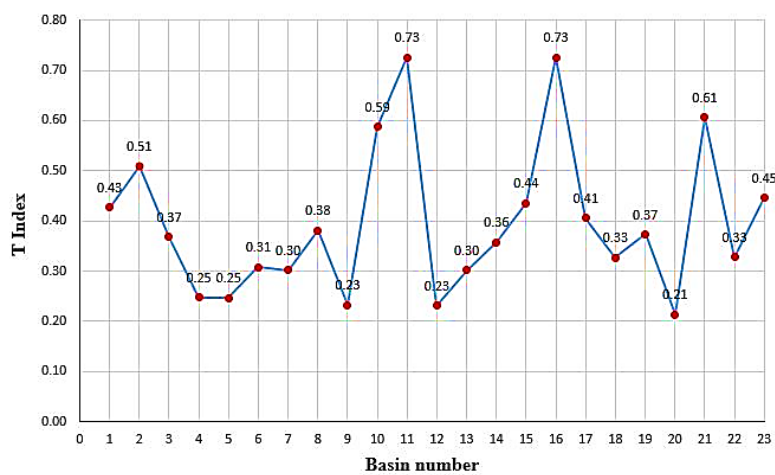
در این رابطه، T شاخص تقارن توپوگرافی عرضی، Da فاصله خط میانی حوضه تا رودخانه و Dd فاصله خط میانی حوضه تا مرز حوضه است. این شاخص بر اساس تقسیم بندی حمدونی و همکاران (۲۰۰۸) در سه رده تقسیم می‌شود: حوضه زهکشی نامتقارن یعنی حوضه فعال ($T \geq 0.4$)، حوضه زهکشی نیمه متقارن یعنی نیمه فعال ($0.2 \leq T < 0.4$) و حوضه زهکشی متقارن یعنی غیرفعال ($T < 0.2$). در جدول ۱ مقادیر محاسبه شده مربوط به شاخص T درج شده است.



شکل ۸: تصویر شماتیک تغییرات آبراهه و کج شدگی حوضه مرتبط با شاخص T (رووات و همکاران^۱، ۲۰۲۱) با توجه به شکل ۹ مقادیر محاسبه شده در دو رده فعال و نیمه فعال طبقه بندی شده اند. گسل‌های منطقه بخصوص گسل‌های تراستی سبب برخاستگی منطقه شده و احتمال می‌رود دلیل عدم وجود حوضه غیرفعال (رده ۳) بر اساس شاخص T در این محدوده، حضور وسیع همین سامانه‌های گسلی است. با توجه به شکل ۱۰، حوضه‌های ۱۱ و ۱۶ بیشترین فعالیت تکتونیکی را دارند و کمترین فعالیت مربوط به حوضه شماره ۲۰ است.



شکل ۹: نقشه رده‌بندی حوضه‌های منطقه مطالعاتی بر اساس شاخص T

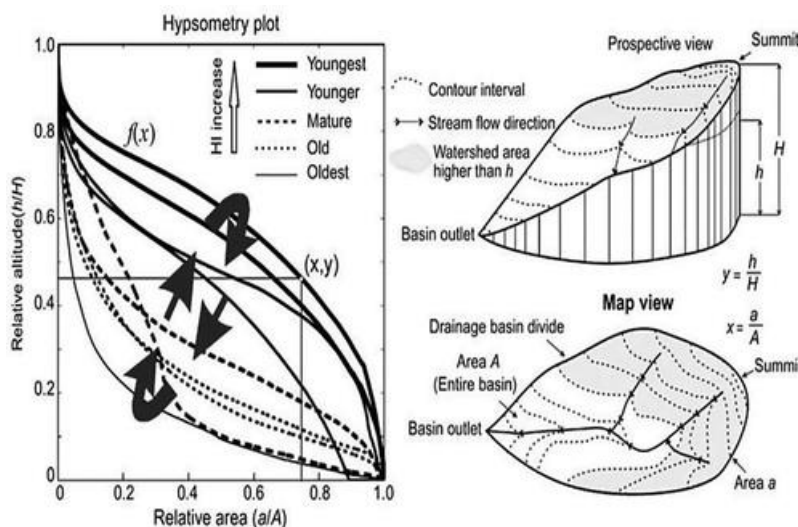


شکل ۱۰: نمودار تغییرات مقادیر عددی شاخص T در حوضه‌های منطقه مطالعاتی

شاخص انتگرال هیپسومتری (HI) و منحنی انتگرال هیپسومتری (Hc)

شاخص انتگرال هیپسومتری (HI) معرف توزیع و پراکندگی ارتفاع در یک حوضه زهکشی خاص است که فرسایش و ناپایداری دامنه‌ها از عوامل مهم در تغییر ارتفاع حوضه محسوب می‌شود (زیسو، ۲۰۰۸). از منحنی انتگرال هیپسومتری (Hc) نیز جهت مقایسه حوضه‌های مختلف با یکدیگر استفاده می‌شود. این منحنی یک منحنی دو بعدی است (شکل ۱۱) که محور X آن برابر است با نسبت مساحت یک بخش خاص از حوضه به مساحت کل حوضه زهکشی (مساحت نسبی) و محور Y برابر است با نسبت ارتفاع یک بخش خاص از حوضه به ارتفاع کل (ارتفاع نسبی) حوضه زهکشی. بیشترین مقدار عددی مربوط به این دو مولفه برابر با یک و کمترین مقدار عددی این دو مولفه برابر با صفر است که میزان فعالیت

تکتونیک در این شاخص بر اساس مقادیر عددی بین صفر تا یک محاسبه می‌گردد (استرالر^۱، ۱۹۵۲). با توجه به منحنی، این نتیجه حاصل می‌گردد که هرچه مقدار عددی HI به یک نزدیک‌تر باشد، حوضه فعال‌تر و جوان‌تر است و هرچه این مقدار عددی به صفر نزدیک‌تر باشد، میزان فعالیت تکتونیک حوضه کاهش می‌یابد. اگر منحنی در محدوده بین این دو مقدار باشد، اشاره به مرحله بلوغ و نیمه فعال بودن حوضه دارد (محمود و گلوگوتن^۲، ۲۰۱۲).



شکل ۱۱: تصویر شماتیک از شاخص انتگرال هیپسومتری (سمت راست تصویر) و منحنی انتگرال هیپسومتری (سمت چپ تصویر) (محمود و گلوگوتن، ۲۰۱۲).

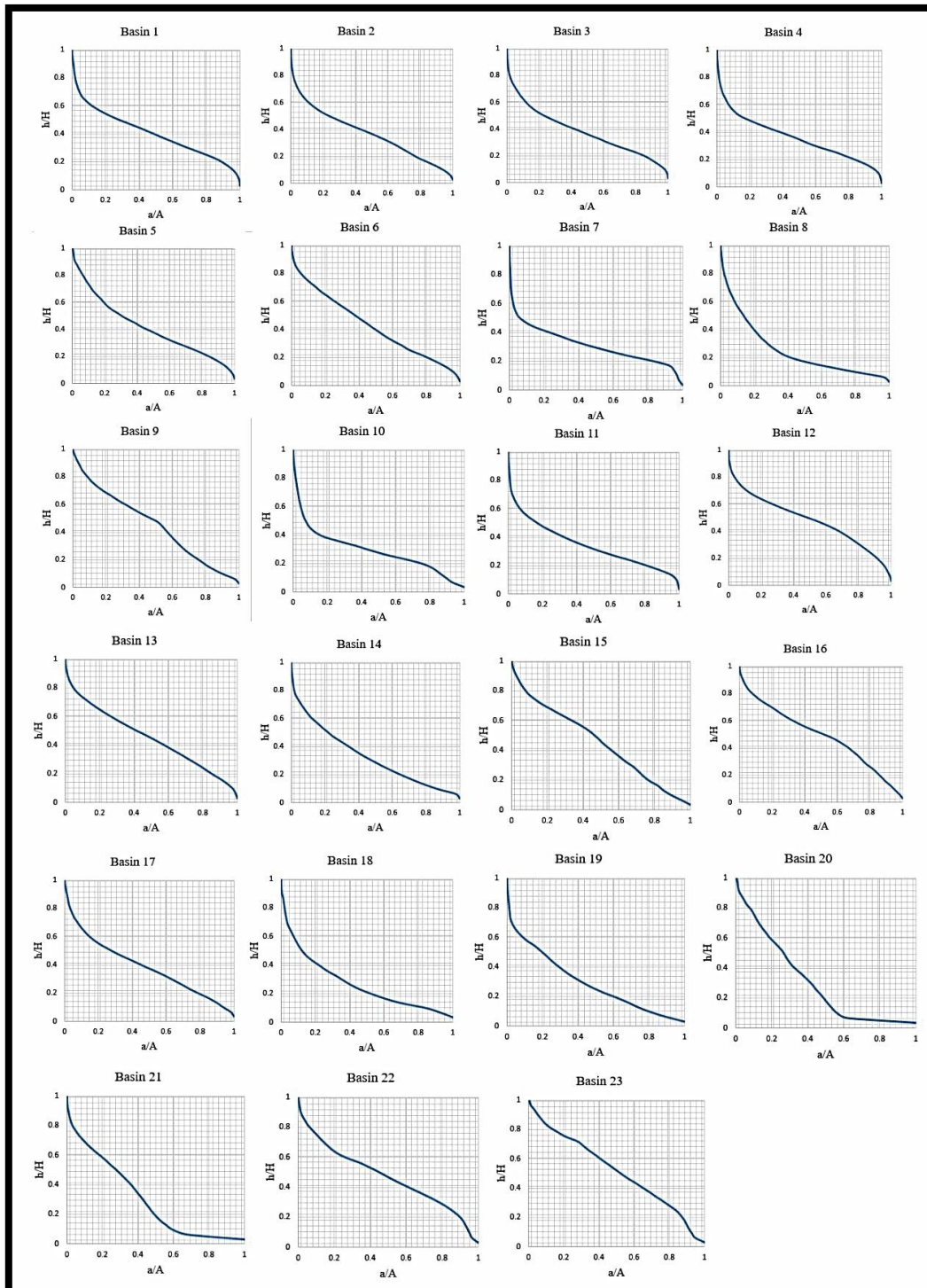
جهت محاسبه مقدار عددی این شاخص از رابطه ۳ استفاده می‌شود (حمدونی و همکاران، ۲۰۰۸):

$$HI = (H_{\text{mean}} - H_{\text{min}}) / (H_{\text{max}} - H_{\text{min}}) \quad \text{رابطه شماره ۳}$$

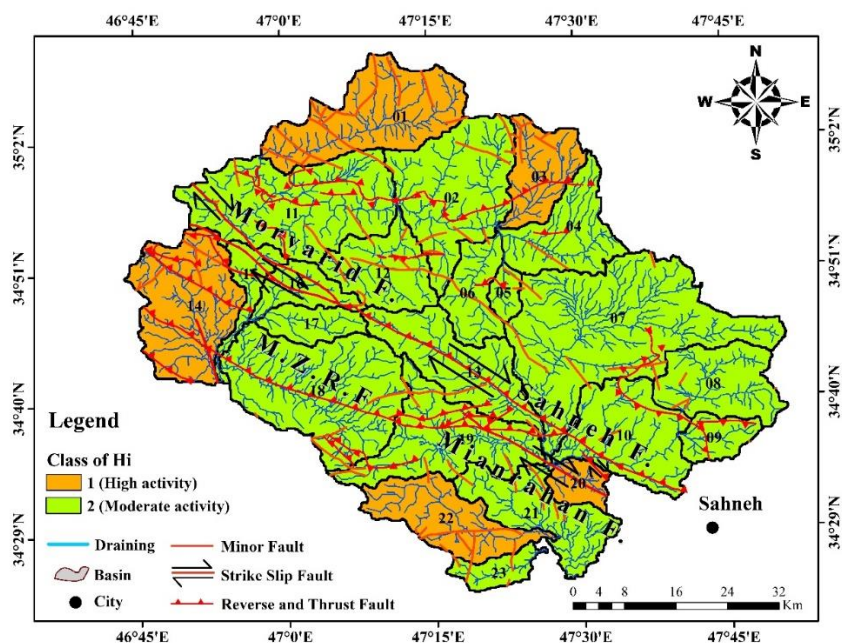
در این رابطه، مقادیر H_{mean} برابر است با ارتفاع میانگین، H_{max} برابر است با ارتفاع بیشینه و H_{min} برابر است با ارتفاع کمینه. مقدار HI نیز به مقدار عددی انتگرال هیپسومتری محاسبه شده اشاره دارد. این شاخص بر اساس تقسیم بندی حمدونی و همکاران (۲۰۰۸) در سه رده تقسیم می‌شود: رده ۱ با منحنی‌های هیپسومتری محدب ($HI \geq 0.5$) که معرف مرحله جوانی (تکتونیک فعال)، توپوگرافی بالا و ارتفاع زیاد در حوضه مد نظر است. رده ۲ با منحنی‌های هیپسومتری مقعر-محدب ($0.4 \leq HI < 0.5$) که معرف مرحله بلوغ (تکتونیک نیمه فعال) است. رده ۳ با منحنی‌های هیپسومتری مقعر ($HI \leq 0.4$)، معرف مرحله قدیمی (تکتونیک غیرفعال) و حضور کانال آبراهه در محدوده کم ارتفاع‌تر است. پس با افزایش فعالیت تکتونیک در محدوده، میزان فرسایش نیز افزایش می‌یابد. در جدول ۱ مقادیر محاسبه شده مربوط به شاخص HI درج شده است. در شکل ۱۲ منحنی انتگرال هیپسومتری (HC) مربوط به هر حوضه ترسیم شده است. با توجه به شکل ۱۳ مقادیر محاسبه شده در دو رده فعال و نیمه فعال طبقه بندی شده‌اند و حوضه غیرفعال در منطقه رویت نشد. فعال‌ترین حوضه‌ها از نظر شاخص HI، حوضه‌های شماره ۱، ۳، ۱۴، ۲۰ و ۲۲ است که مقدار عددی آن‌ها برابر با ۰/۵ (مرز بین مرحله جوانی و بلوغ) و سایر حوضه‌ها در رده نیمه فعال (مقادیر عددی کمتر از ۰/۵) جای گرفته‌اند (جدول ۱ و شکل ۱۴).

^۱ Strahler

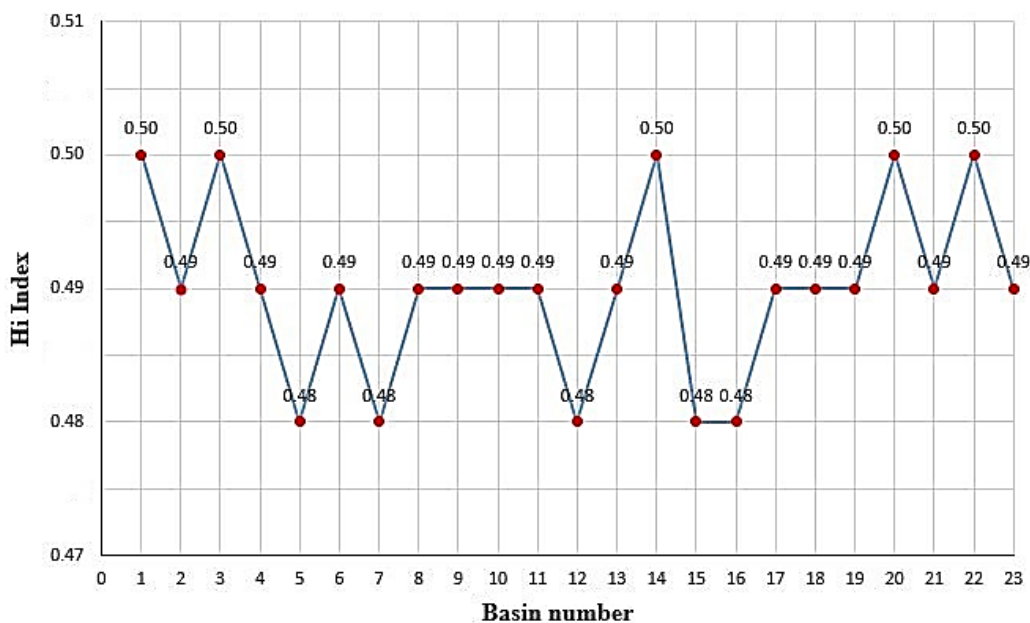
^۲ Mahmood and Gloaguen



شکل ۱۲: منحنی انتگرال هیپسومتري (Hc) حوضه های شماره ۱ تا ۲۳



شکل ۱۳: نقشه رده‌بندی حوضه‌های منطقه مطالعاتی بر اساس شاخص HI



شکل ۱۴: نمودار تغییرات مقادیر عددی شاخص HI در حوضه‌های منطقه مطالعاتی

شاخص گرادیان طولی آبراهه یا شیب جریان - طول رود (SL)

شاخص گرادیان طولی آبراهه اولین بار توسط هک^۱ (۱۹۷۳) ارائه و مورد ارزیابی قرار گرفت. این شاخص به بررسی تکتونیک فعال در خصوص نقش کانال رودخانه و مقاومت سنگ‌های منطقه مطالعاتی است؛ به عبارت دیگر این شاخص

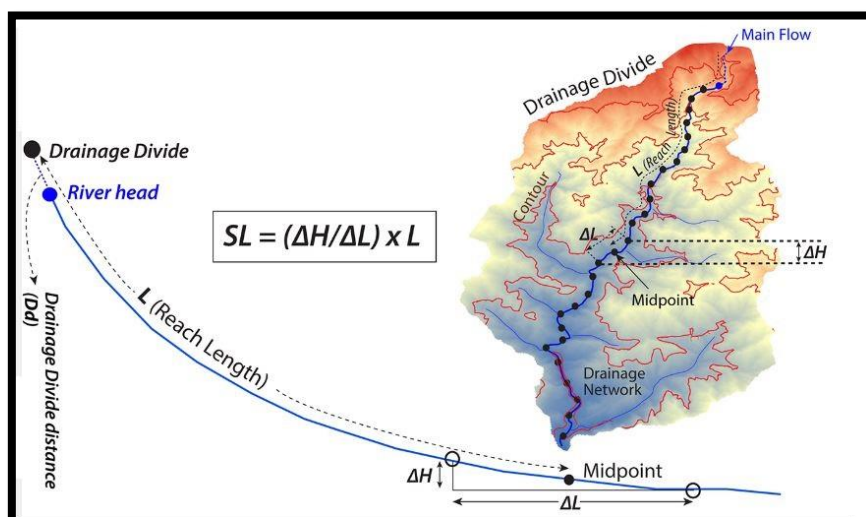
^۱ Hack

به بررسی قدرت رودخانه می‌پردازد. گرادیان طولی آبراهه به تغییرات تدریجی و منظم رودخانه در یک مسیر خاص اشاره دارد. به طور کلی در محل‌هایی که منطقه دارای نرخ بالا آمدگی و یا دارای پوشش سنگی با مقاومت بالا باشد، میزان این شاخص افزایش می‌یابد. چنانچه پوشش سنگی منطقه از نوع سنگ‌هایی با مقاومت پایین‌تر (مثل سنگ‌های رسوبی) باشد و یا در محل‌هایی همراه با گسل امتدادلغز که در اثر حرکت افقی، سنگ‌ها را در مسیر خرد کرده، مقاومت مکانیکی آن‌ها را کاهش داده و آن‌ها را نسبت به فرسایش حساس کرده و در نتیجه سبب جریان یافتن رودخانه در محل‌های کم شیب شده است، میزان این شاخص کاهش می‌یابد. البته این نکته نیز حائز اهمیت است که اگر به طور ناگهانی این شاخص در محل پهنه‌های گسلی افزایش یابد، نشان از پویایی و یا جوان بودن آن گسل دارد و چنانچه تغییری نکند ممکن است نشان از عدم فعالیت آن گسل است. چنانچه در محلی پوشش سنگی از نوع نامقاوم باشد اما این شاخص افزایش یابد، می‌توان نتیجه گرفت که ممکن است در محل مورد نظر، فعالیت تکتونیکی جوان در حال وقوع باشد. بر اساس این شاخص می‌توان سه نوع حوضه معرفی کرد بدین صورت که اگر مقدار عددی این شاخص از بالادست رود به سمت پایین دست کاهش یابد یعنی از بالادست به پایین دست شیب آبراهه نزولی باشد، حوضه دارای میزان بالا آمدگی پایینی است. چنانچه از بالادست به سمت پایین دست مقدار عددی این شاخص رو به افزایش باشد بدین معنی است که شیب از بالادست به سمت پایین دست رو به افزایش است، پس بالاآمدگی حوضه زیاد است و اگر مقدار عددی این شاخص از بالا دست به سمت پایین دست در نوسان باشد، نشان از میزان بالاآمدگی متوسط در حوضه است (کلر و پیستر، ۲۰۰۲). جهت محاسبه مقدار عددی این شاخص از رابطه ۴ استفاده می‌شود (حمدونی و همکاران، ۲۰۰۸):

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$$

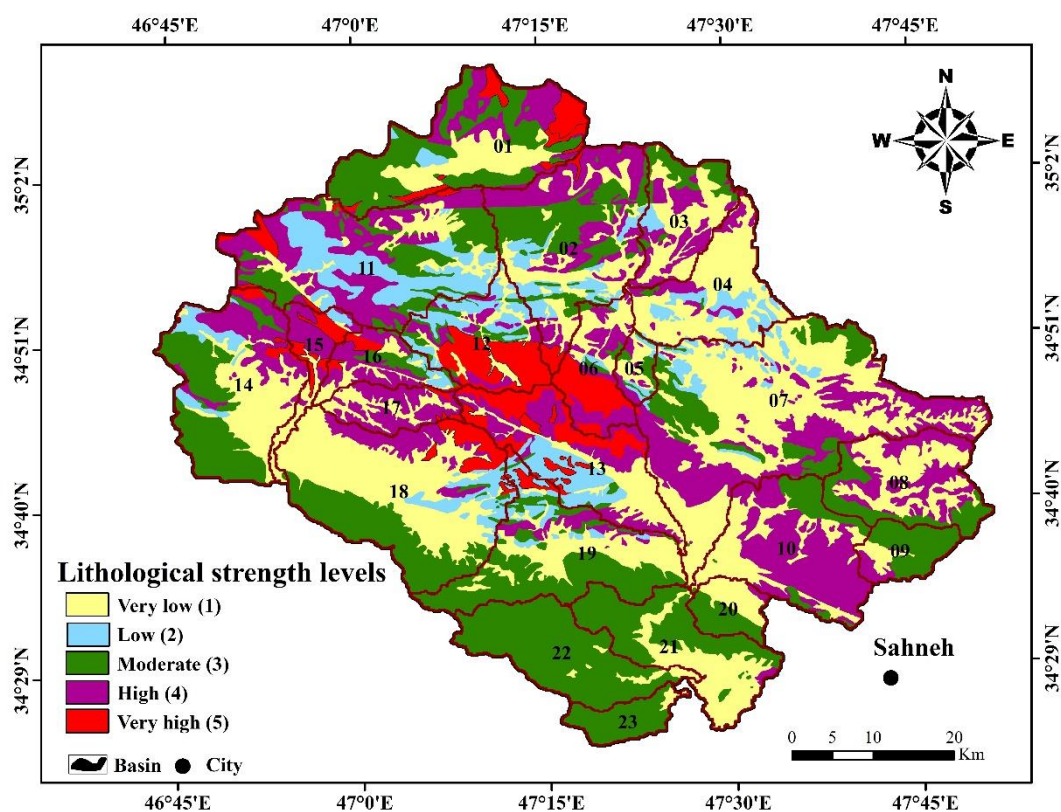
رابطه شماره ۴

در این رابطه، ΔH معرف اختلاف ارتفاع محدوده مطالعاتی و ΔL معرف طول محدوده مطالعاتی است بدین صورت که مقدار حاصل شده از رابطه $\Delta H / \Delta L$ بیانگر شیب محلی رودخانه است و L بیانگر طول کلی کانال رودخانه از نقطه محاسبه تا مرتفع‌ترین نقطه کانال است (شکل ۱۵).



شکل ۱۵: تصویر شماتیک از شاخص گرادیان طولی آبراهه (جیسوارا و همکاران، ۲۰۲۰)

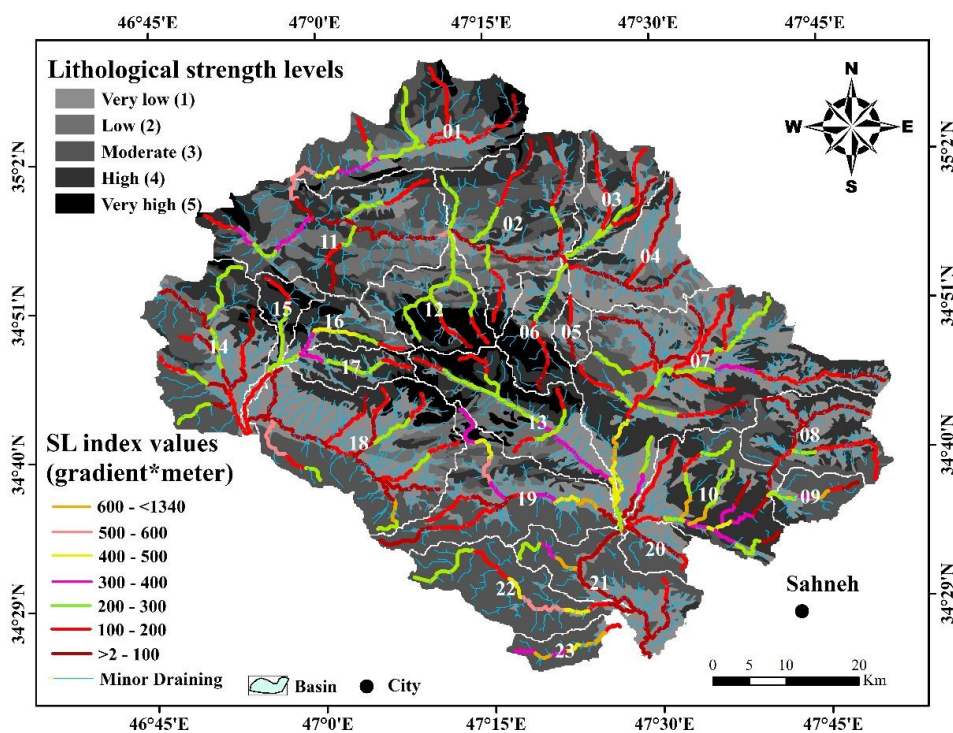
این شاخص بر اساس تقسیم بندی حمدونی و همکاران (۲۰۰۸) در سه رده تقسیم می‌شود: رده ۱ با فعالیت تکتونیکی زیاد ($SL \geq 500$)، رده ۲ با فعالیت تکتونیکی متوسط ($300 \leq SL < 500$) و رده ۳ با فعالیت تکتونیکی کم ($SL < 300$) است. جهت سهولت در بررسی نوع سنگ‌ها و مقاومت آن‌ها بهتر است سنگ‌های منطقه بر اساس مقاومت رتبه‌بندی شوند. حمدونی و همکاران (۲۰۰۸) در پژوهش خود بر اساس جنس، نوع، میزان مقاومت سنگ‌های منطقه و شواهد صحرایی، رتبه‌بندی‌هایی را ارائه دادند. در این پژوهش ۵ نوع رتبه‌بندی بر اساس افزایش و یا کاهش مقاومت سنگ‌های منطقه انجام گرفته است. بدین صورت که از رتبه یک تا رتبه پنج، میزان مقاومت سنگ‌ها افزایش یافته و در نتیجه با افزایش مقاومت مقدار عددی SL نیز سیر صعودی خواهد داشت. رتبه اول شامل نهشته‌های کواترنری و مارن می‌شود که معرف مقاومت بسیار پایین است. رتبه دوم شامل سنگ‌هایی همچون شیل و ماسه سنگ شیلی، ماسه سنگ مارنی و آهک مارنی می‌شود که معرف مقاومت پایین است. رتبه سوم شامل سنگ‌های رسوبی مثل ماسه سنگ، سنگ آهک و سنگ آهک فسیل‌دار می‌شود که معرف مقاومت متوسط است. رتبه چهارم شامل سنگ‌هایی همچون توف، بازالت، هارزبورژیت و برخی از سنگ‌های آذرین بیرونی و سنگ‌های دگرگونی می‌شود که معرف مقاومت زیاد است. رتبه پنجم نیز شامل سنگ‌هایی همچون آندزیت و برخی سنگ‌های آذرین درونی شامل دیوریت، گابرو و گرانیت می‌شود که معرف مقاومت خیلی زیاد در منطقه است (شکل ۱۶).



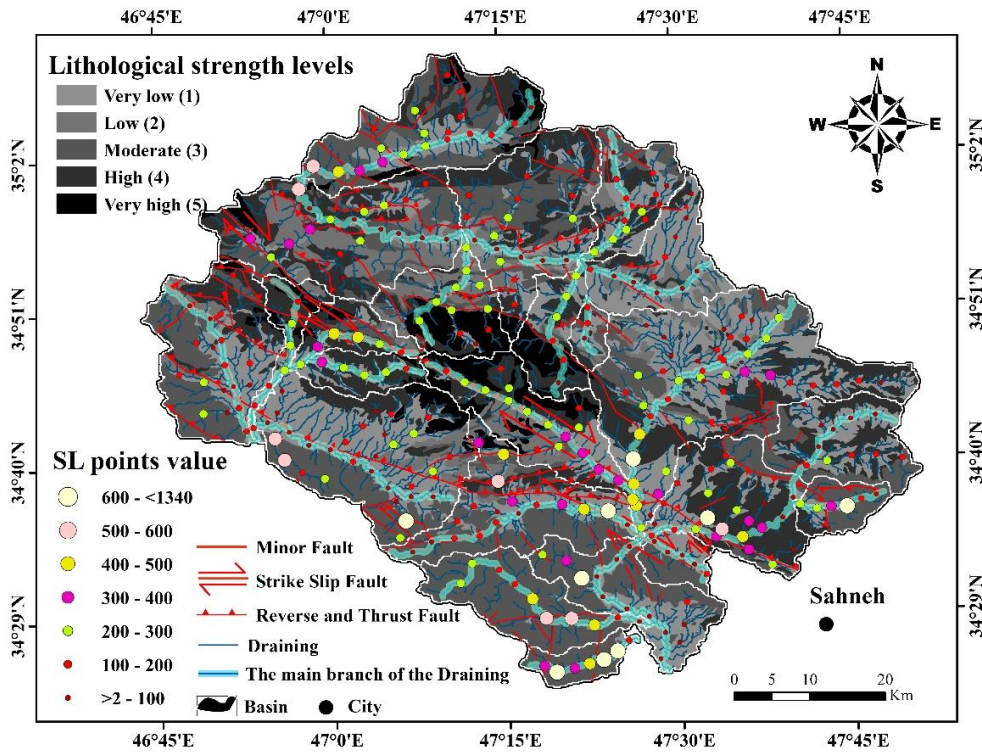
شکل ۱۶. نقشه مقاومت سنگ‌های منطقه مطالعاتی

بر اساس بررسی‌های صورت گرفته در مورد شاخص SL این نتایج حاصل گردید که با توجه به نوع لیتولوژی منطقه (شکل ۱۶)، بخش عظیمی از آن شامل رسوبات و نهشته‌های کواترنری (مقاومت بسیار پایین) و بخش‌های دیگری از منطقه شامل سنگ‌های رسوبی و آهکی (مقاومت متوسط) است. بخش‌های دیگری که شامل سنگ‌های مقاوم‌تر مثل سنگ‌های

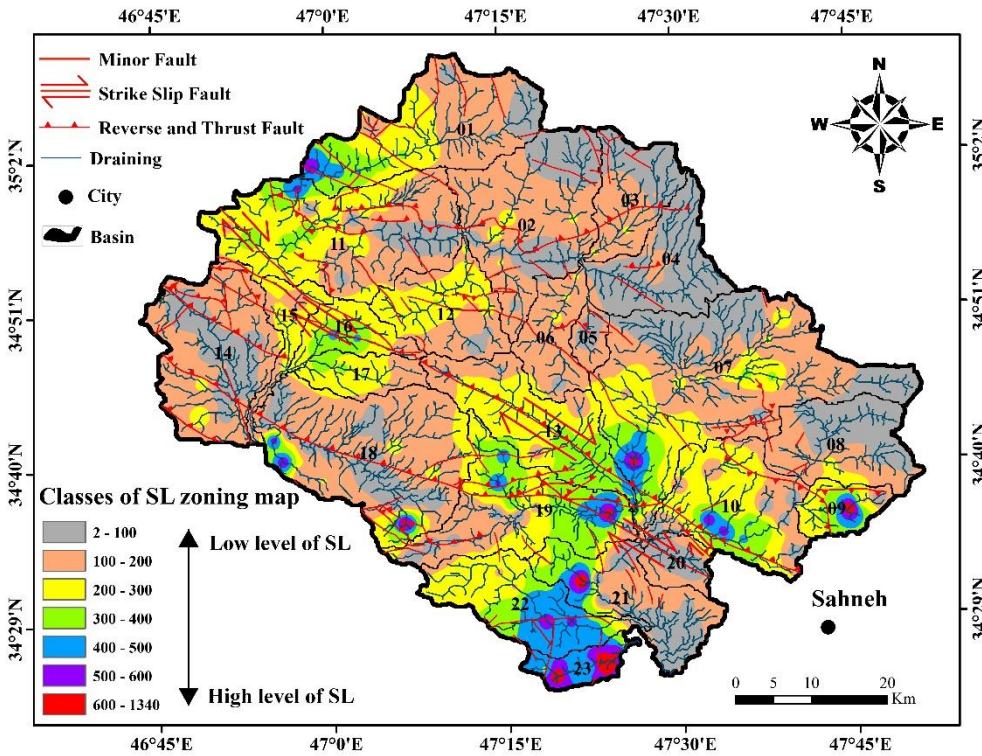
دگرگونی و آذرین می‌شوند نیز در منطقه رخنمون دارند اما وسعت رخنمون سنگ‌هایی با مقاومت بالا کمتر از سنگ‌هایی با مقاومت پایین است. ضمن این که سنگ‌های با مقاومت بالا ممکن است در مسیر حرکت آبراهه اصلی قرار نگرفته باشند. این موضوع می‌تواند یکی از دلایل اصلی پایین بودن میزان شاخص SL در برخی از حوضه‌ها باشد. همچنین به دلیل وجود گسل‌های امتدادلغز در بخش‌های وسیعی از منطقه و خرد شدن سنگ‌ها در راستای همین گسل‌ها و به تبع کاهش مقاومت آن‌ها نیز ممکن است دلیل پایین بودن میزان شاخص SL در بخش‌های مختلف حوضه‌ها باشد. البته همان طور که در شکل‌های ۱۷ و ۱۸ مشاهده می‌شود، بخش‌هایی از مسیر برخی آبراهه‌های اصلی و فرعی افزایش ناگهانی میزان SL قابل رویت است و انتظار می‌رود دلیل این افزایش ناگهانی میزان SL احتمالاً گسل‌های منطقه بخصوص گسل‌های راندگی و نرمال باشند که در مسیر حرکت آبراهه قرار گرفته و سبب ایجاد این تغییرات ناگهانی در مسیر آبراهه گردیده است. چنانچه در مسیر حرکت آبراهه گسل خوردگی نباشد اما تغییر ناگهانی میزان SL رویت شود، ممکن است دلیل آن جابجایی آبراهه از محلی با سنگ‌های با مقاومت پایین به سوی محلی با سنگ‌های با مقاومت بالا باشد. در شکل ۱۷ تغییرات مرتبط با میزان SL در بخش‌های مختلف آبراهه به وضوح مشاهده می‌شود و با استفاده از نقشه ۱۸ می‌توان دریافت که تغییرات نقطه‌ای (ناگهانی) SL حدوداً در کدوم بخش آبراهه رخ داده است. شکل ۱۹ نقشه پهنه‌بندی شاخص SL بر مبنای همان نقاط تغییرات ناگهانی SL (شکل ۱۸) است که به کمک این نقشه سیر تغییرات و پیش‌بینی میزان تغییرات SL در دیگر بخش‌های محدوده قابل رویت و بررسی است. شکل ۲۰ نمودار تغییرات میزان SL نسبت به نیمرخ طولی آبراهه در خصوص برخی حوضه‌ها است که تغییرات ناگهانی شاخص SL را بر اساس نمودار نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۲۱ فقط حوضه شماره ۲۳ فعال بوده و حوضه‌های ۷، ۹، ۱۶ و ۲۲ نیمه فعال بودند و بقیه حوضه‌ها غیرفعال می‌باشد. در جدول ۱ مقادیر محاسبه شده مربوط به شاخص SL و در شکل ۲۲ نیز سیر تغییرات مقادیر عددی مربوط به هر حوضه مشاهده می‌شود.



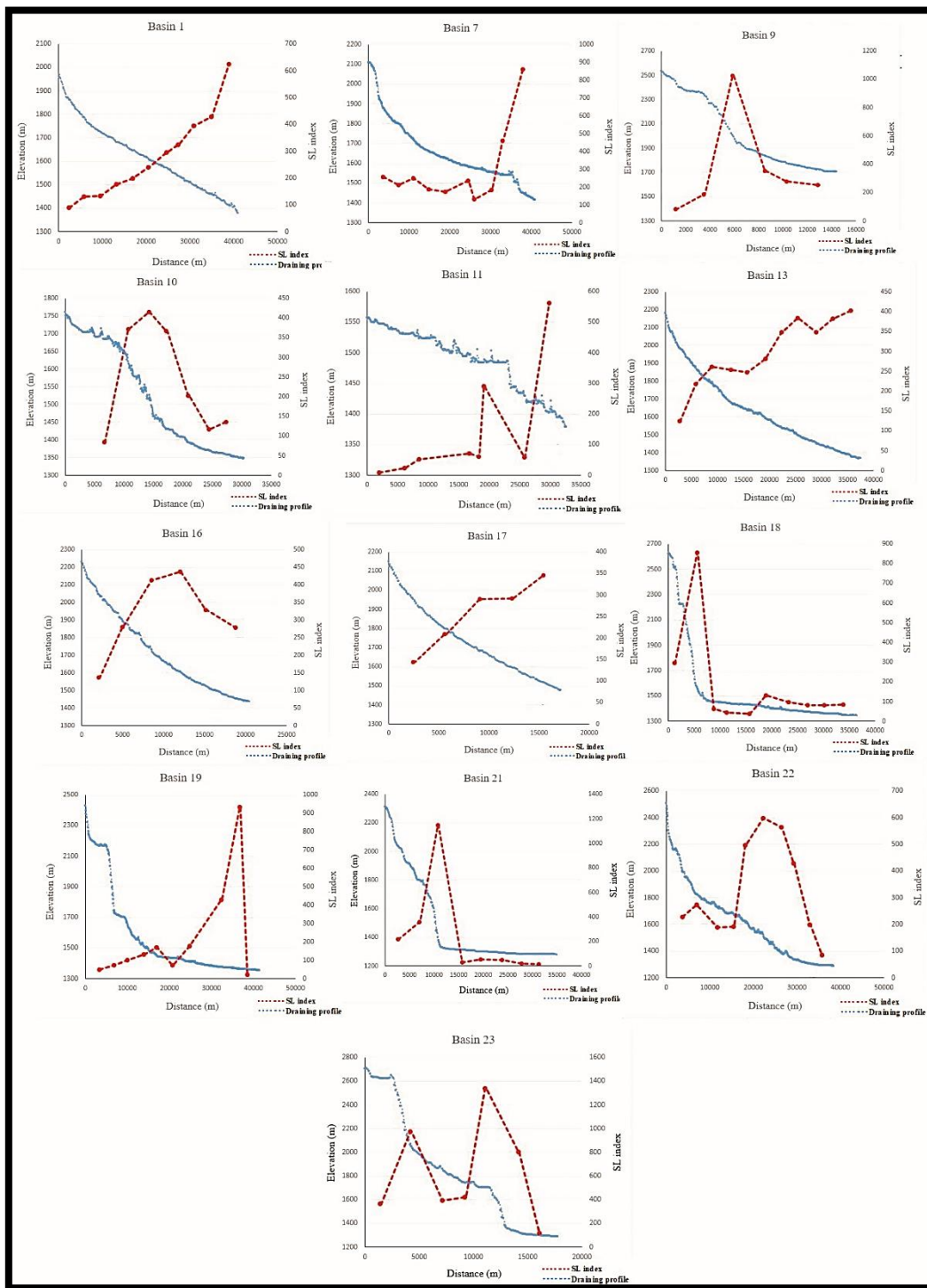
شکل ۱۷: نقشه تغییرات مقادیر عددی شاخص SL بر اساس تغییرات گرادیان طولی آبراهه



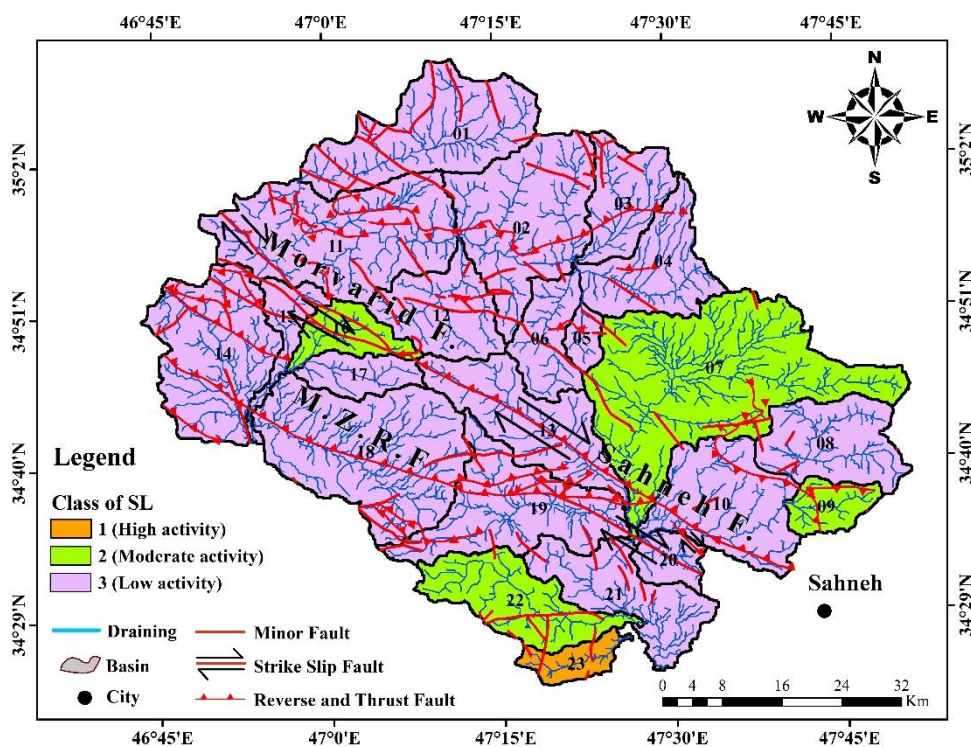
شکل ۱۸: نقشه تغییرات نقطه‌ای (ناگهانی) شاخص SL



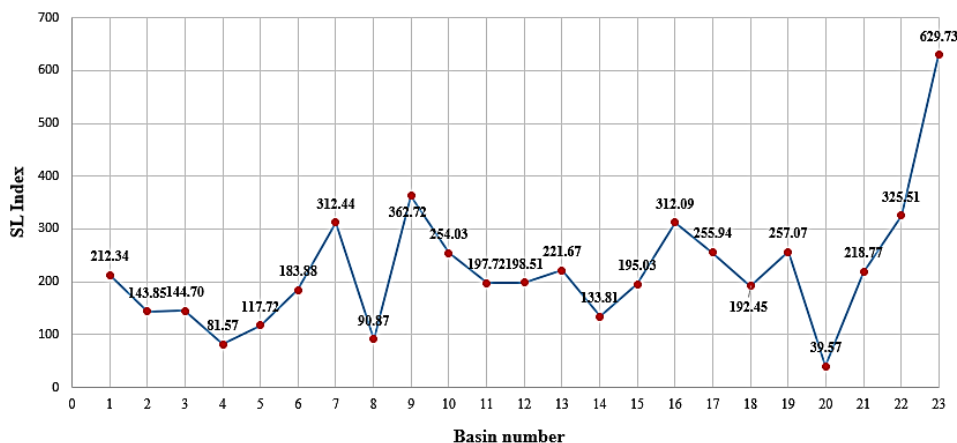
شکل ۱۹: نقشه پهنه‌بندی تغییرات شاخص SL



شکل ۲۰: نمودار نیمرخ طولی آبراهه و تغییرات میزان SL حوضه‌های فعال منطقه



شکل ۲۱: نقشه رده‌بندی حوضه‌های منطقه مطالعاتی بر اساس شاخص SL



شکل ۲۲: نمودار میانگین تغییرات مقادیر عددی شاخص SL بر اساس آبراهه اصلی در هر حوضه

شاخص نسبت شکل حوضه زهکشی (BS)

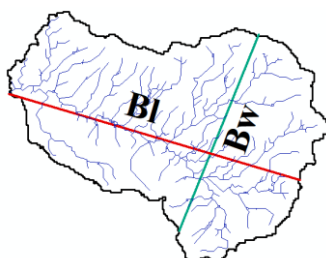
این شاخص به بررسی میزان کشیدگی حوضه اشاره دارد. بدین صورت که هرچه حوضه کشیده‌تر باشد، نشان دهنده فعالیت تکتونیکی بیشتر در آن حوضه است و بالعکس زمانی که فعالیت تکتونیکی کاهش یابد و یا متوقف شود، به تبع فرسایش بر حوضه غلبه کرده و در نتیجه حوضه کشیدگی خود را به مرور زمان از دست داده و در نهایت حوضه دایره‌ای شکل می‌شود؛ به عبارت دیگر حوضه‌های زهکشی در یک رشته کوه به دلیل تکتونیک فعال کشیده هستند و پس از توقف

بالا آمدگی کوه، حوضه به تدریج و با گذشت زمان دایره‌ای شکل می‌شود (کانن^۱، ۱۹۷۶؛ بول و مک فادن^۲، ۱۹۷۷؛ رامیرز-هررا^۳، ۱۹۹۸). جهت محاسبه مقدار عددی این شاخص از رابطه ۵ استفاده می‌شود (حمدونی و همکاران، ۲۰۰۸):

$$BS = BI / BW$$

رابطه شماره ۵

در این رابطه، BS برابر است با شکل حوضه زهکشی، BI برابر است با طول حوضه زهکشی و BW عرض حوضه زهکشی در عریض ترین بخش حوضه زهکشی (شکل ۲۳).



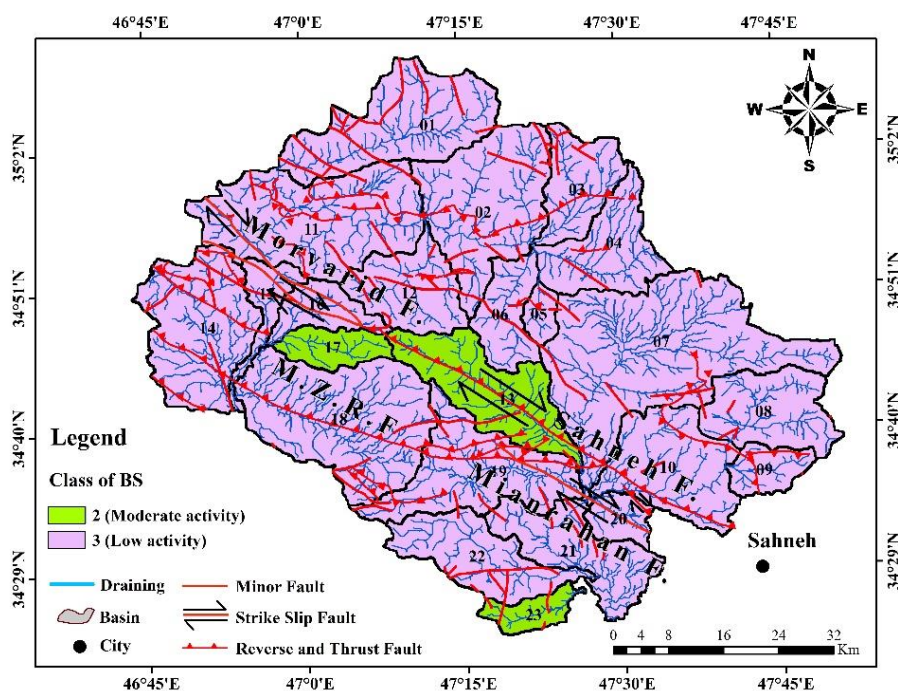
شکل ۲۳: تصویر شماتیک از روش محاسبه شاخص نسبت شکل حوضه زهکشی (BS)

این شاخص بر اساس تقسیم بندی حمدونی و همکاران (۲۰۰۸) در سه رده تقسیم می‌شود: رده ۱ معرف حوضه فعال ($BS > 4$)، رده ۲ معرف حوضه نیمه فعال ($3 < BS < 4$) و رده ۳ نمایانگر حوضه غیرفعال ($BS < 3$) است. با این تفاسیر هر چه مقدار عددی BS به عدد یک نزدیک تر باشد، بدین معناست که حوضه دایره‌ای شکل و به تبع غیرفعال است و نشان از غلبه فرسایش در منطقه است. با توجه به جدول ۱ و شکل ۲۴ احتمال می‌رود که منطقه در بخش‌های زیادی تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته باشد، از طرفی هم ممکن است به دلیل حضور گسل‌های تراستی و معکوس طول حوضه‌های زهکشی دچار فشردگی و به تبع کوتاه شدگی قرار گرفته باشد.

^۱ Cannon

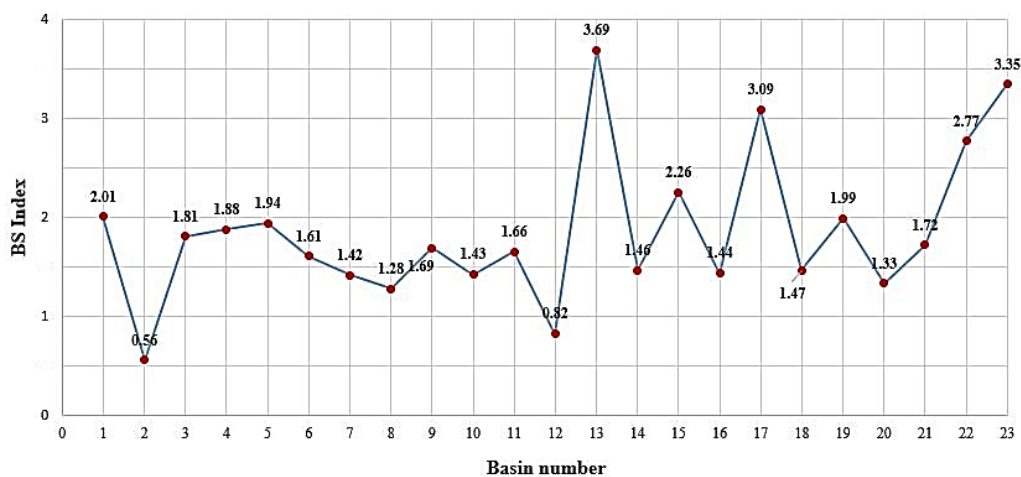
^۲ Bull & McFadden

^۳ Ramírez-Herrera



شکل ۲۴: نقشه رده‌بندی حوضه‌های منطقه مطالعاتی بر اساس شاخص BS

در شکل ۲۵ سیر تغییرات مقدار عددی شاخص BS آمده است.

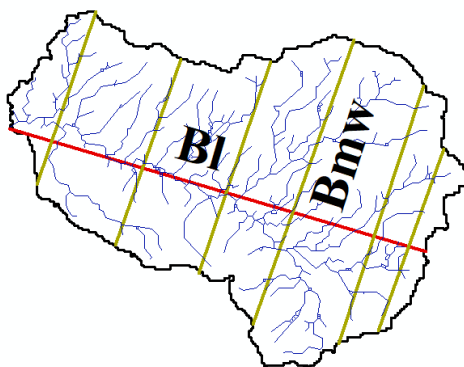


شکل ۲۵: نمودار تغییرات مقادیر عددی شاخص BS در حوضه‌های منطقه مطالعاتی

شاخص نسبت طول حوضه زهکشی به میانگین عرض آن حوضه (BI/B_{mw})

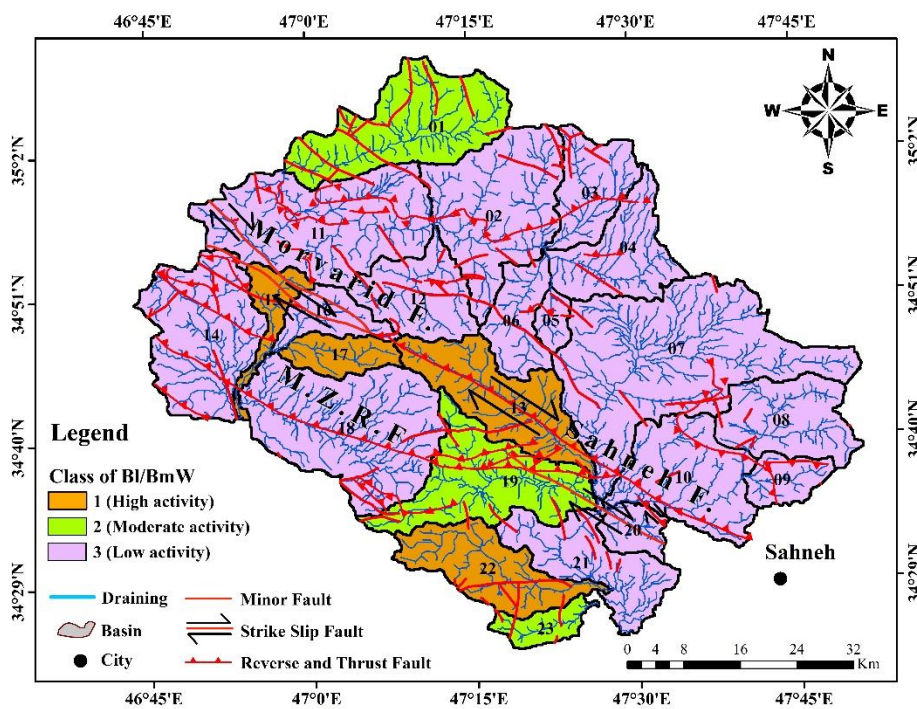
همان‌طور که پیشتر اشاره شد، با توجه به اینکه منطقه مطالعاتی در معرض گسل‌های تراسی و یا معکوس زیادی است احتمالاً ممکن است طول و عرض حوضه‌های زهکشی دچار فشردگی و کوتاه‌شدگی شده باشد، پس بهتر است جهت محاسبه دقیق‌تر شاخص شکل حوضه زهکشی و همچنین میزان کشیدگی حوضه‌ها از شاخص BI/B_{mw} استفاده شود و بجای سنجش طول حوضه زهکشی نسبت به عرض حوضه در عریض‌ترین محل حوضه، طول حوضه زهکشی نسبت به

میانگین عرض‌های حوضه زهکشی سنجیده شود. بر اساس دیدگاه بهرامی^۱ (۲۰۱۳) در این رابطه، BI برابر است با طول حوضه زهکشی و Bmw برابر است با میانگین عرض‌های حوضه زهکشی. جهت رده‌بندی این شاخص می‌توان از همان رده‌بندی شاخص BS استفاده کرد (شکل ۲۶).

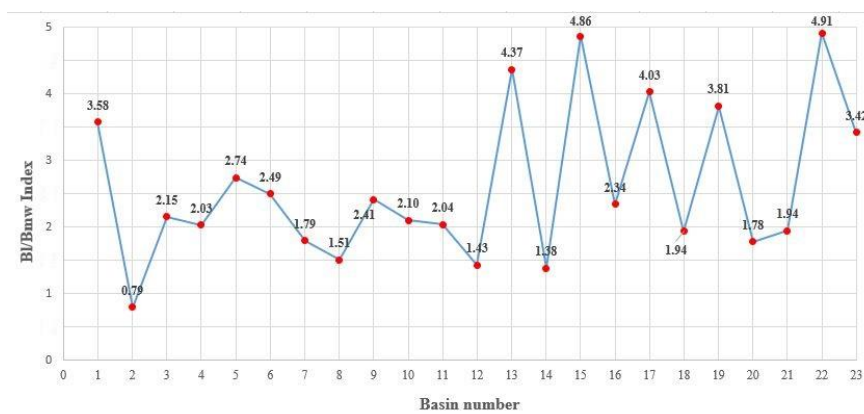


شکل ۲۶: تصویر شماتیک از روش محاسبه شاخص نسبت طول حوضه زهکشی به میانگین عرض آن (BI/Bmw)

با توجه به شکل ۲۷ و ۲۸ حوضه‌های شماره ۱۳، ۱۵، ۱۷ و ۲۲ فعال بوده و حوضه‌های شماره ۱، ۱۹ و ۲۳ در رده نیمه فعال می‌باشند. بیشترین میزان فعالیت در این منطقه مربوط به حوضه شماره ۲۲ و کمترین میزان فعالیت متعلق به حوضه شماره ۲ است. در جدول ۱ مقادیر محاسبه شده مربوط به شاخص BI/Bmw درج شده است.



شکل ۲۷: نقشه رده‌بندی حوضه‌های منطقه مطالعاتی بر اساس شاخص BI/Bmw



شکل ۲۸: نمودار تغییرات مقادیر عددی شاخص BS در حوضه‌های منطقه مطالعاتی

شاخص دامنه ناهمواری (RA)

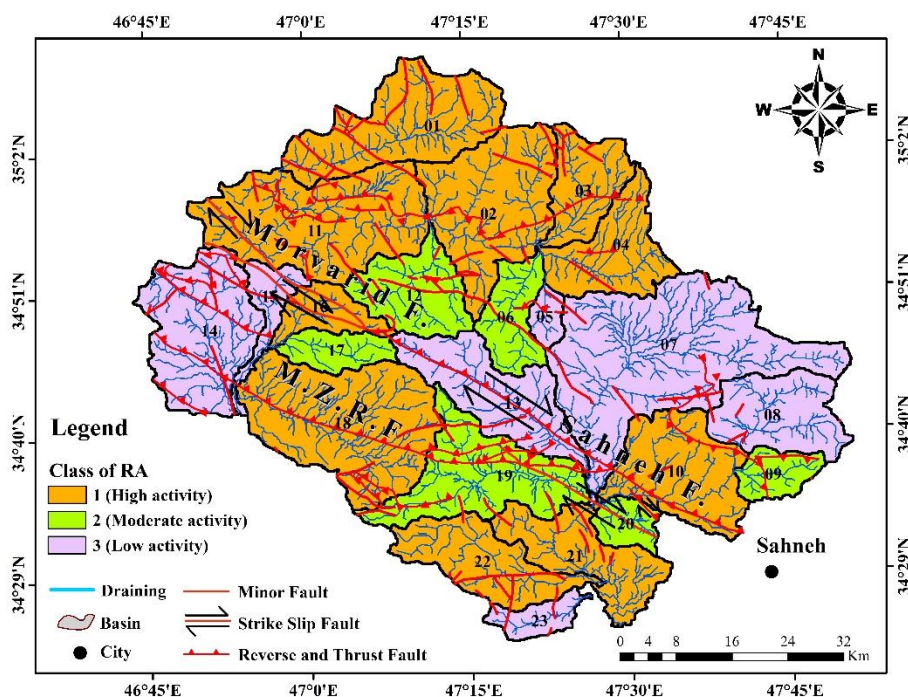
شاخص دامنه ناهمواری، شاخص نوسانات بین بیشترین ارتفاع (بیشینه) و کمترین ارتفاع (کمینه) حوضه زهکشی است که مورد ارزیابی قرار می‌گیرد و یکی از پارامترهایی است که جهت بررسی میزان فعالیت یک حوضه تکتونیکی فعال استفاده می‌شود؛ به عبارت دیگر این شاخص معرف میزان برجستگی شاخص در حوضه مطالعاتی است. مقدار عددی دامنه ناهمواری (RA) از رابطه ۶ محاسبه می‌شود (ویپل و همکاران^۱، ۱۹۹۹؛ چنگ و همکاران^۲، ۲۰۱۶):

$$RA = h_{max} - h_{min} \quad \text{رابطه شماره ۶}$$

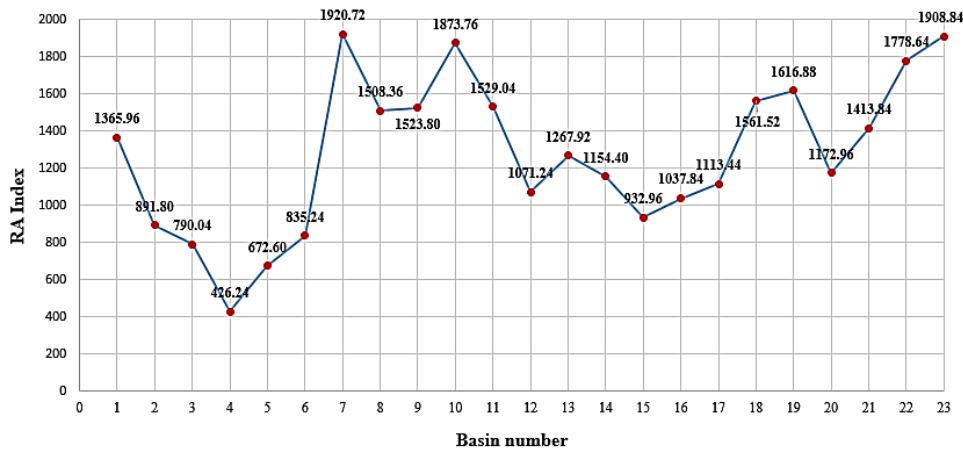
در این رابطه، مقادیر RA برابر است با مقدار عددی شاخص دامنه ناهمواری و دو مولفه h_{max} و h_{min} به ترتیب برابر هستند با ارتفاع بیشینه و ارتفاع کمینه در حوضه زهکشی. در این شاخص شدت جریان آب، نفوذ پایین، نرخ بالآمدگی بیشتر و میزان بالای رواناب در حوضه ممکن است سبب برجستگی بیشتر و در نتیجه فعالیت تکتونیکی بالا می‌شود البته این نکته حائز اهمیت است که نوع اقلیم منطقه نقش موثری در درستی این امر دارد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). این شاخص در ۵ رده تقسیم می‌شود بدین صورت که رده پنجم با کمترین میزان فعالیت برابر است با ($RA < 70$ m)، رده چهارم ($70 \leq RA < 200$)، رده سوم ($200 \leq RA < 500$ m)، رده دوم ($500 \leq RA < 1000$) و رده اول با بیشترین میزان فعالیت برابر با ($RA \geq 1000$ m) است (ویپل و همکاران، ۱۹۹۹؛ چنگ و همکاران، ۲۰۱۶). در جدول ۱ مقادیر محاسبه شده مربوط به شاخص RA آورده شده است. با توجه به شکل ۲۹ مقادیر محاسبه شده در سه رده فعال، نیمه فعال و غیرفعال طبقه‌بندی شده‌اند. فعال ترین حوضه از نظر شاخص RA، حوضه شماره ۷ و کمترین فعالیت به حوضه شماره ۴ تعلق می‌گیرد (شکل ۳۰).

^۱Whipple et al

^۲Cheng et al



شکل ۲۹: نقشه رده‌بندی حوضه‌های منطقه مطالعاتی بر اساس شاخص RA



شکل ۳۰: نمودار تغییرات مقادیر عددی شاخص RA در حوضه‌های منطقه مطالعاتی

شاخص زمین ساخت فعالیت نسبی (IAT)

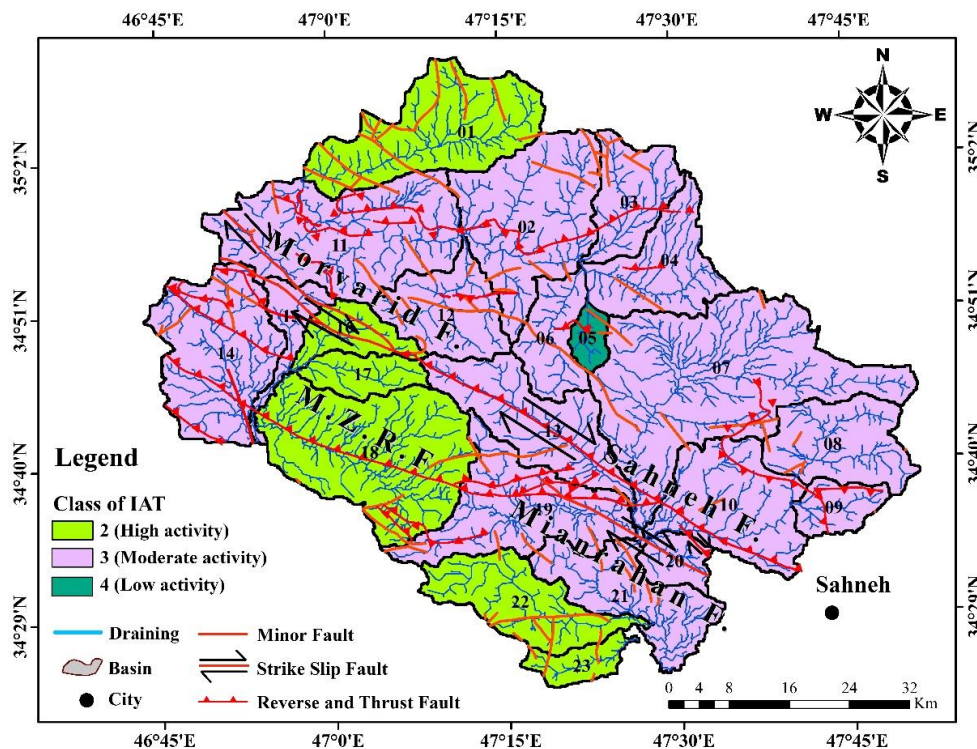
این شاخص معرف میانگینی از فعالیت‌های تکتونیک هر حوضه نسبت به شاخص‌های اندازه‌گیری شده است (رابطه ۷).

$$IAT = s/n$$

رابطه شماره ۷

در این رابطه، مقدار S برابر است با مجموع شماره رده هر شاخص و n برابر است با تعداد شاخص‌های محاسبه شده. این شاخص نیز به ۴ رده تقسیم می‌شود که به ترتیب از رده ۱ به معنای فعالیت تکتونیک خیلی زیاد ($1.0 \leq IAT < 1.5$), فعالیت تکتونیک زیاد ($1.5 \leq IAT < 2.0$), فعالیت تکتونیک متوسط ($2.0 \leq IAT < 2.5$) و فعالیت تکتونیک کم ($IAT \geq 2.5$) است (حمدونی و همکاران، ۲۰۰۸:). در جدول ۱ و شکل ۳۱ در نهایت با محاسبه میانگین میزان فعالیت‌های تکتونیک حوضه‌های زهکشی فعال، نیمه فعال و غیرفعال بودن هر حوضه بررسی و مشخص شد. با توجه به شکل ۳۱ بخش‌هایی

از منطقه دارای فعالیت نسبی تکتونیکی زیاد و بخش وسیعی از منطقه نیز دارای فعالیت نسبی تکتونیکی متوسط است. این درحالیست که فقط یک حوضه (حوضه شماره ۵) از ۲۳ حوضه منطقه مطالعاتی دارای فعالیت نسبی تکتونیکی کم است.



شکل ۳۱: نقشه رده‌بندی حوضه‌های منطقه مطالعاتی بر اساس شاخص IAT

جدول ۱: شاخص‌های محاسبه شده و نتایج بدست آمده مرتبط با حوضه‌های منطقه مطالعاتی

Basin	Area (Km2)	AF	Class	HI	Class	T	Class	RA	Class	SL	Class	Bs	class	BL/BMW	class	IAT	Class
1	313.35	67.94	1	0.50	1	0.43	1	1365.96	1	212.34	3	2.01	3	3.58	2	1.71	2
2	334.67	78.55	1	0.49	2	0.51	1	891.80	2	143.85	3	0.56	3	0.79	3	2.14	3
3	142.07	30.89	1	0.50	1	0.37	2	790.04	2	144.70	3	1.81	3	2.15	3	2.14	3
4	183.61	59.14	1	0.49	2	0.25	2	426.24	3	81.57	3	1.88	3	2.03	3	2.43	3
5	34.95	51.45	3	0.48	2	0.25	2	672.60	2	117.72	3	1.94	3	2.74	3	2.57	4
6	115.56	36.37	2	0.49	2	0.31	2	835.24	2	183.88	3	1.61	3	2.49	3	2.43	3
7	618.26	44.63	3	0.48	2	0.30	2	1920.72	1	312.44	2	1.42	3	1.79	3	2.29	3
8	191.37	46.15	3	0.49	2	0.38	2	1508.36	1	90.87	3	1.28	3	1.51	3	2.43	3
9	70.17	42.86	2	0.49	2	0.23	2	1523.80	1	362.72	2	1.69	3	2.41	3	2.14	3
10	250.21	73.41	1	0.49	2	0.59	1	1873.76	1	254.03	3	1.43	3	2.10	3	2.00	3
11	408.07	32.41	1	0.49	2	0.73	1	1529.04	1	197.72	3	1.66	3	2.04	3	2.00	3
12	169.32	58.23	2	0.48	2	0.23	2	1071.24	1	198.51	3	0.82	3	1.43	3	2.29	3
13	237.21	48.12	3	0.49	2	0.30	2	1267.92	1	221.67	3	3.69	2	4.37	1	2.00	3
14	302.68	51.88	3	0.50	1	0.36	2	1154.40	1	133.81	3	1.46	3	1.38	3	2.29	3
15	68.94	52.75	3	0.48	2	0.44	1	932.96	2	195.03	3	2.26	3	4.86	1	2.14	3
16	85.34	76.06	1	0.48	2	0.73	1	1037.84	1	312.09	2	1.44	3	2.34	3	1.86	2
17	77.99	40.39	2	0.49	2	0.41	1	1113.44	1	255.94	3	3.09	2	4.03	1	1.71	2
18	429.01	66.37	1	0.49	2	0.33	2	1561.52	1	192.45	3	1.47	3	1.94	1	1.86	2
19	283.39	39.15	2	0.49	2	0.37	2	1616.88	1	257.07	3	1.99	3	3.81	2	2.14	3
20	58.15	41.02	2	0.50	1	0.21	2	1172.96	1	39.57	3	1.33	3	1.78	3	2.14	3
21	197.66	43.52	1	0.49	2	0.61	1	1413.84	1	218.77	3	1.72	3	1.94	3	2.00	3
22	197.19	56.65	1	0.50	1	0.33	2	1778.64	1	325.51	2	2.77	3	4.91	1	1.57	2
23	56.37	49.91	3	0.49	2	0.45	1	1908.84	1	629.73	1	3.35	2	3.42	2	1.71	2

نتیجه گیری

شمال غرب شهرستان صحنه در پویاترین بخش کوهزایی زاگرس قرار دارد. در این منطقه انواع گسل‌های راندگی، نرمال و امتدادلغز مشاهده می‌شود. گسل صحنه به عنوان قطعه میانی گسل جوان زاگرس دقیقاً از بخش مرکزی منطقه عبور می‌کند و همچنین گسل‌های راندگی زیادی از جمله گسل روراندۀ زاگرس در منطقه وجود دارد. گسل صحنه و گسل روراندۀ زاگرس در این منطقه از هم فاصله دارند اما در بخش جنوب شرقی منطقه به یکدیگر متصل می‌شوند. بهم پیوستن این گسل‌ها باعث پویایی تکتونیک در این منطقه شده است که در اندازه گیری شاخص SL بخوبی این موضوع را نشان می‌دهد. همچنین اغلب حوضه‌های منطقه از نظر فعالیت نسبی تکتونیکی (IAT) جزو حوضه‌های فعال و نیمه فعال محسوب می‌شوند و فقط یک حوضه کوچک فعالیت تکتونیکی کم را نشان می‌دهد. تاثیر گسل‌های راندگی در شاخص‌های دیگر به خوبی مشاهده می‌شود که باعث کج شدگی حوضه‌های رسوبی و عدم تقارن آنها گشته اند. با بررسی نقشه‌های شاخص‌های مورفوتکتونیک منطقه می‌توان نتیجه گرفت که گسل‌های راندگی تاثیر بسزایی در ریخت شناسی شمال غرب صحنه داشته اند. با اینکه در این بخش فازهای دگرریختی ترفشارشی نیز حاکم گشته است اما شواهد نشان می‌دهد تاثیر فاز دگرریختی فشاری بر روی حوضه‌های آبریز بیشتر از حرکت امتدادی راستگرد در منطقه است.

منابع

- اسدی، م، علیمحمدیان، ح، اویسی موخر، م، میرزایی، ن، ۱۳۹۱. بررسی چرخش زمین‌ساختی بلوک گابرویی بخشی از گسل صحنه (باختر ایران) بر پایه تجزیه و تحلیل داده‌های دیرینه مغناطیسی، علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره ۹۱، صص ۲۱۴-۲۰۵.
- اسماعیلی، ر، متولی، ص، حسین زاده، م، م، ۱۳۹۱. بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه ی واز؛ البرز شمالی، استان مازندران، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، شماره ۳، صص ۱۱۴-۱۰۱.
- اشتراپه، ص، علیپور، ر، محسنی، ح، ۱۳۹۸. شواهد تکتونیک فعال مرتبط با پهنه گسلی جوان اصلی در منطقه سروآباد، شمال باختر ایران، فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۵، شماره ۱، صص ۱۲۴-۱۰۵.
- اویسی موخر، م، شاه نظری اول، ح، قاسمی، و، ۱۳۸۷. تشخیص گسل نهان صحنه در منطقه کرکسار با استفاده از روش مغناطیسی و VLF، فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۴، شماره ۲، صص ۸۱-۶۵.
- بابک سامانی، عباس چرچی، یاسمین راضی جلالی، ۱۳۹۹. تحلیل نوزمین ساخت گسل شوشتر با استفاده از شاخص‌های مورفومتری، زمین ساخت، دانشگاه بیرجند، سال چهارم، شماره ۱۳، صص ۲۱-۱.
- بیرانوند، ح، موخر، ح، سیف، ع، ۱۴۰۱. بررسی فعالیت‌های نوزمین ساخت حوضه‌ی آبریز دره شهر با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال یازدهم، شماره ۱، صص ۱۱۶-۹۶.
- پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، www.ngdir.ir
- پروین، م، ۱۳۹۹. ارزیابی تکتونیک فعال حوضه رودخانه کوند غرب با استفاده از تحلیل ویژگی‌های شبکه زهکشی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۲، شماره ۳، صص ۵۱۴-۴۹۹.
- رضایی مقدم، م، ح، خیری‌زاده آروق، م، سرافروزه، س، ۱۳۹۲. ارزیابی تکتونیک فعال در دامنه جنوبی میشوداغ، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال دوم، شماره ۳، صص ۱۵۸-۱۴۱.
- رفیعا، ر، شهیدی ع، ر، مجیدی فرد، م، علوی، م، سهیلی، م، حاج مولاعلی، ع، پرتوآذر، ه، ۱۳۷۸. گزارش نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ میانراهان (کرکسار)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رفیعا، ر، شهیدی، ع، ر، ۱۳۷۸. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ میانراهان (کرکسار)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- علیانپور، ح.، حکیمی آسیابر، س.، ده بزرگی، م.، نوزعیم، ر.، ۱۴۰۲. ارزیابی فعالیت زمینساختی بیستون- کامیاران بر اساس شاخصهای مورفوتکتونیک، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال دوازدهم، شماره ۳، صص ۱۱۹-۱۰۱.
- علیپور، ر.، صدر، ا. ح.، امینی، پ.، تحلیل پویایی تکتونیک گسل مروارید در پهنه گسلی جوان اصلی زاگرس با استفاده از داده‌های دورسنجی و تحلیل فرکتال، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۱۱، شماره ۲۱، صص ۱۳۸-۱۲۵.
- علیپور، ر.، صدر، ا. ح.، نظری دبیر، ح.، قمریان، س.، ۱۳۹۷. ارزیابی زمین‌ساخت فعال نسبی کوه‌های گرین با استفاده از شاخص‌های مورفومتری و تحلیل الگوی فرکتالی (نپاوند، باختر ایران)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال هفتم، شماره ۳، صص ۵۶-۳۱.
- نگهبان، س.، ۱۴۰۰. ارزیابی تکتونیک فعال حوضه دینور (غرب ایران) با استفاده از تحلیل پارامترهای مورفومتریک پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۳، شماره ۲، صص ۳۰۴-۲۸۷.
- ولدی، ب.، خضری، س.، قربانی م.، ص.، ۱۳۹۴. تحلیل و پهنه‌بندی مخاطرات مورفوتکتونیک شهرستان کامیاران، دانش مخاطرات، دوره ۲، شماره ۲، صص ۲۶۸-۲۵۱.
- *Abou'ou Ango, T., Yannah, M., Hamdouni, R. E., Njom, B., & Ondo, J. M., 2023. Evaluation of tectonic activity in the Kopongo area, southwestern Cameroon: insights from geomorphic indices, remote sensing, and GIS. In Arabian Journal of Geosciences (Vol. 16, Issue 3). Springer Science and Business Media LLC, pp.1-26.*
- *Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran. New Data and Interpretations. Tectonophysics, pp.211-238.*
- *Bahrani, S. 2013. Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: Implications for active tectonics. In Tectonophysics, 608, pp.914-928.*
- *Berberian, M., King, G. C., 1981. Towards paleogeography and Tectonics evolution of Iran. Canadian J. of Earth, 18, pp.210-256.*
- *Braud, J., 1978. Geological map of Kermanshah, Iran (scale: 1:250000). Geological Survey of Iran and Ministry of Mine and Metals.*
- *Cox, R. T., 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin, 106, pp.571-58.*
- *Cheng, W., Wang, N., Zhao, M., Zhao, s., 2016. Relative tectonics and debris flow hazards in the Beijing mountain area from DEM-derived geomorphic indices and drainage analysis. Geomorphology, 257, pp.134-142.*
- *El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacn, J., Keller, E. A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). Geomorphology, 96, pp.150-173.*
- *Goudie, A.S., 2004. Encyclopedia of Geomorphology, Vol. 1 and 2, Routledge. New York.*
- *Horton, R. E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins. hydrophysical approach to quantitative morphology. GSA Bulletin 56(3), pp.275-370.*
- *Ioannis, M. T., Ioannis, K. K., Pavlides, S., 2006. Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf Corinth (Beotia central Greece). Tectonophysics, 453, pp.211-232.*
- *Jaiswara, N. K., Kotluri, S. K., Pandey, P., and Pandey, A. K. (2020). MATLAB functions for extracting hypsometry, stream-length gradient index, steepness index, chi gradient of channel and swath profiles from digital elevation model (DEM) and other spatial data for landscape characterisation. In Applied Computing and Geosciences, Vol. 7, p.100033.*
- *Keller Edward, A. and Pinter, Nicholas., 2002. Active tectonics earthquake, uplift, and landscape. Prentice Hall Publisher. New Jersey.*
- *Madanipour, S., Najafi, M., Nozaem, R., Vergés, J., Yassaghi, A., Heydari, I., Khodaparast, S., Soudmand, Z., Aghajari, L., 2024. The Arabia-Eurasia Collision zone in*

- Iran: Tectonostratigraphic and Structural synthesis, Journal of Petroleum geology*, 47(2), 123-171.
- Mahmood, S. A., Gloaguen, R., 2012, *Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. Geoscience Frontiers*, 3(4), pp.407-428.
 - Mirzaei, N. and Gheitanchi, M. R., 2002. *Seismotectonics of Sahneh fault, middle segment of main recent fault, Zagros mountains, western Iran. J. Earth Space Phys*, 28, pp.1- 8.
 - Ramsey, L.A., Walker, R.T., Jackson, J., 2008. *Fold evolution and drainage development in the Zagros mountains of Fars province, SEIran. Basin Research* 20, pp.23-48.
 - Randel, T., 1994. *Analysis of drainage-basin symmetry as rapid techniques to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. Geological society*, 106, pp.571-581.
 - Rawat, A., Banerjee, S., Sundriyal, Y., 2021. *Geomorphological and Statistical Assessment of Tilt-Block Tectonics in the Garhwal Synform: Implications for the Active Tectonics. Garhwal Lesser Himalaya, India, Geosciences*, pp.11, 345.
 - Schumm, S. A., 1956. *Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy New Jersey. Bulletin of Geological Society of America*, 67(5), pp.597-646.
 - Sengor, A. M. C., 1984, *The Cimmeride orogenic system and tectonics of Eurasia. Geol. Society of America, Speat*, pp.195.
 - Singh, V., Tandon, S.K., 2008. *The Pinjaur dun (intermontane longitudinal valley) and associated active mountain fronts, NW Himalaya. Tectonic geomorphology and morphotectonic evolution. Geomorphology*, 102, pp.376-394.
 - Sreedevi, P. D., Subrahmanyam, K., Ahmed, S., 2005. *The significance of morphometric analysis for obtaining groundwater potential zones in a structurally controlled terrain. Environmental Geology*, 47(3), pp.412-420.
 - Strahler, A. N., 1952. *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geological Society of America Bulletin*, 63(11), pp.1117-1142.
 - 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, p.p422-439.
 - Tchalenko, J. S. and Braud, J., 1974. *Seismicity and structure of the Zagros: the Main Recent Fault between 33 ° and 35 °.N. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*, 277, pp.1- 25.
 - Walker, R. T., Talebian, M., Saiffori, S., Sloan, R.A., Rasheedi, A., MacBean, N., and Ghassemi, A., 2010. *Active faulting earthquakes, and restraining bend development near Kerman city in southeastern Iran. Journal of Structural Geology*, 32, PP.1046-1060.
 - Whipple, K. X., Kirby, E., Brocklehurst, S.H., 1999. *Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. Nature*, 401, pp.39-43.
 - Zahedi, M., Hajian, J., Bolurchi, H., 1985. *Geological map of Sanandaj, Iran (scale: 1:250000), Geological Survey of Iran.*