

ارزیابی فعالیت‌های نئوتکتونیک محدود گسل بناروان بر اساس شاخصه‌های ریخت‌سنجی

فریبا همتی^۱ - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

داود مختاری - استاد ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

شهرام روستائی - استاد ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

بهزاد زمانی چمنی - دانشیار زمین‌شناسی تکتونیک، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۱۱/۱۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۷/۱۱

چکیده

رشته‌کوه بزغوش در شمال غرب ایران و بین استان آذربایجان شرقی و اردبیل با روند شرقی- غربی در مختصات بین 30° تا 48° و 30° تا 37° درجه طول شرقی و 00° تا 38° درجه عرض شمالی قرار دارد. در این پژوهش رفتار گسل بناروان مورد بررسی قرار می‌گیرد و هدف از این پژوهش درک بهتری از رفتار تکتونیک گسل، بررسی اثرات تکتونیک در تکامل چشم‌انداز و تجزیه و تحلیل مورفولوژی است. به منظور به دست آوردن اطلاعات بیشتر در مورد فعالیت نئوتکتونیک، ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی فعالیت گسل بر اساس ارزیابی سیستم زهکشی رودخانه، ژئومورفولوژی پرتگاه‌ها و جبهه‌های کوهستان بر اساس روش‌های ارزیابی حرکات تکتونیک فعال مورد مطالعه قرار گرفته است. در این مطالعه با استفاده از شاخص *Iat*، ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیک در محدوده گسل بناروان در دامنه جنوبی رشته‌کوه بزغوش انجام شد. برای برآورد شاخص *Iat*، هفت شاخص ژئومورفیک شامل: منحنی‌های هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری (*Hi*)، شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (فاکتور عدم تقارن) (*AF*)، فاکتور تقارن توپوگرافی عرضی (*T*)، شاخص طول جریان رود به شیب رود (*SL*)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع (*VF*)، شاخص نسبت (*V*) و نسبت شکل حوضه زهکشی (*BS*) محاسبه شد. شاخص *Iat*، فعالیت‌های تکتونیک منطقه را در سه کلاس، فعالیت‌های بسیار زیاد، زیاد و متوسط طبقه‌بندی کرد. بر اساس این شاخص در منطقه، حوضه‌ای که دارای فعالیت‌های کم باشد، وجود ندارد. با توجه به نقشه پهنه‌بندی فعال‌ترین منطقه زیر حوضه ۲ و کمترین فعالیت در زیر حوضه‌های شماره ۳، ۴ و ۷ مشاهده می‌شود. مطالعه و ارزیابی شاخص‌های مختلف ژئومورفیک در منطقه مورد مطالعه بر روی ۸ زیر حوضه در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که منطقه از لحاظ فعالیت‌های نئوتکتونیک با تکتونیک جوان فعال می‌باشد؛

منتهی میزان فعالیت در همه جای آن یکسان نیست. در زیر حوضه شماره ۲ فعالیت‌های جوان بیشتر از سایر زیر حوضه‌هاست. علت آن را می‌توان به فعالیت بیشتر گسل اصلی و گسل‌های فرعی که موجب بالآمدگی منطقه شده است، نسبت داد.

کلیدواژه‌ها: ارزیابی نئوتکتونیک، شاخصه‌های ریخت‌سنجی، گسل بنااروان.

۱. مقدمه

تقریباً هیچ ناحیه‌ای را در جهان نمی‌توان یافت که در طول چند هزار سال اخیر تحت تأثیر تغییرات تکتونیک قرار نگرفته باشد (کلر و پینتر^۱، ۲۰۰۱). به همین لحاظ، ارزیابی و بررسی فرآیندهای تکتونیک فعال و اثرات ناشی از آن همچون زمین‌لرزه‌ها برای بسیاری از فعالیت‌های بشری همچون طراحی و احداث شهرها، نیروگاه‌ها، سدها و غیره از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد تا به واسطه آن بتوان میزان خطرات و خسارات ناشی از این گونه فرآیندهای فعال را به حداقل ممکن رساند (سلیمانی، ۱۳۷۸). رشته‌کوه‌های بزغوش مهم‌ترین زمین منظر در جنوب آذربایجان است که ادامه جنوبی گسل تبریز مرز جنوبی غربی و گسل میانه-اردبیل مرز جنوب شرقی آن را تحت کنترل خود دارد (سلیمانی^۲، ۲۰۱۱) گسل بنااروان در بخش شرقی این رشته‌کوه بخشی از گسل میانه-اردبیل محسوب می‌شود. گسل بنااروان به طول بیش از ۲۰ کیلومتر یکی از مهم‌ترین گسل‌های موجود در منطقه است. این گسل و مجموعه گسل‌های کوچک موجود در اطراف این گسل به‌ویژه گسل‌های موجود در بین گسل بنااروان و هسته اصلی کوهستان، یک پهنه خرد شده گسلی را پدید آورده است. گسل بنااروان با جهت کلی جنوب‌غربی - شمال‌شرقی در دامنه جنوبی بزغوش آذربایجان، واقع شده است و مسیر آن از نظر ناپایداری‌های دامنه‌ای و پدیده‌های ژئومورفولوژیکی دارای ویژگی‌های خاصی است که به نظر می‌رسد ارتباط مستقیمی با عملکرد این گسل و شاخه‌های فرعی آن دارد. از دیدگاه زمین ساخت جهانی، منطقه مورد مطالعه در روی کمربند زلزله‌خیز مدیترانه ° آسیا واقع شده است که حدود ۱۵٪ زلزله‌های به وقوع پیوسته در جهان مربوط به آن است (مونرو و وایکاندر^۳، ۲۰۰۱). فعالیت‌های تکتونیک، فعالیت فرآیندهای ژئومورفیک، لیتولوژی نسبتاً نامقاوم (رسوبات تخریبی میوسن)، گسلش شدید منطقه و قرار گرفتن در محدوده خطر بسیار زیاد زلزله (گسل بنااروان و گسل‌های مجاور) و بالا بودن سطح آبهای زیر زمینی در منطقه مورد مطالعه، زمینه وقوع مخاطرات طبیعی مثل زلزله، انواع حرکات توده‌ای را فراهم آورده است. اهمیت و ضرورت انجام چنین تحقیقی از این حیث است که مناطق مسکونی زیادی بر پهنه گسل بنااروان قرار گرفته‌اند. اساسی‌ترین اقدام برای جلوگیری از این خسارات، آگاهی از کم و کیف ساختار زمین‌شناسی منطقه به‌ویژه ساختار تکتونیک آن و ساز و کار این گسل می‌باشد. شناخت و پایش حرکات این گسل چه بصورت حرکات خزشی و زمین لرزه‌های

1 Keller & Pinter.

2 Soleymani et al.

3 Monroe and Wicander.

کوچک که می‌تواند عامل محرک فعال شدن پدیده‌هایی همچون زمین‌لغزش‌ها و ناپایداری زمین با شد و چه سهمیم بودن آن در ارتباط با گسل‌های بزرگ منطقه در رویداد زلزله‌های بزرگ اهمیت بسزایی خواهد داشت. گسل بناوان از نظر ژئومورفولوژیکی تکتونیکي مورد مطالعه قرار نگرفته است ولی مطالعات و پژوهش‌های انجام گرفته در ارتباط با موضوع و بخش‌های مجاور منطقه می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد: آسیب‌پذیری سکونتگاه‌های واقع در مسیر خطوط گسل و عمران روستایی (مختاری کشکی، ۱۳۷۹)، بررسی مسائل ژئومورفولوژی دامنه شمالی بزغوش و دشت انباشتی سراب (ابرغان-سلطان‌آباد)، (کرمی، ۱۳۸۱)، زمین‌شناسی ساختمانی، لرزه‌خیزی و لرزه زمین ساخت سد خاکی ورزقان میانه (فخرائی، ۱۳۸۱)، فعالیت لرزه‌خیزی شمال غرب ایران (زنگنه ماهیدشتی، ۱۳۸۶)، ساختار پایانه فشاری جنوب خاوری گسل تبریز در کوه‌های بزغوش (عبداللهی و همکاران، ۱۳۹۰)، تحلیل ساختاری بخش غربی گسل جنوبی کوه‌های بزغوش (شکرانی ترکمانی، ۱۳۹۱)، زمین‌ساخت فلات آذربایجان (شمال گسل تبریز و جنوب ارس) (زمانی قره چمنی، ۱۳۹۲)، هندسه گسلی و تحلیل سینماتیک زون گسلی شمال بزغوش (صابر، ۱۳۹۲)، تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیکي دامنه شمالی رشته‌کوه بزغوش با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژیکی (کرمی و همکاران، ۱۳۹۲)، ارتباط بین شکستگی‌ها در گسل جنوب رشته‌کوه بزغوش^۱ آذربایجان شرقی (شکرانی و همکاران، ۱۳۹۲)، مدلسازی آنالوگ کمر بند چین خورده و رانده بزغوش (کریمی و زمانی، ۱۳۹۲)، بررسی و تحلیل شواهد ژئومورفولوژیک و تکتونیک فعال در حوضه‌های شمالی شهرچای میانه (کرمی و همکاران، ۱۳۹۲). در ارتباط با مطالعات و پژوهش‌های انجام گرفته در ارتباط با موضوع در منابع لاتین می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد: گوارنیری و پیروتا^۱ (۲۰۰۸)، سیتیک و جین^۲ (۲۰۰۹)، فونت و همکاران^۳ (۲۰۱۰)، وجکتو و همکاران^۴ (۲۰۱۲)، فیگورا و همکاران^۵ (۲۰۱۰)، بیهات و همکاران^۶ (۲۰۱۳)، ملوش^۷ و کلر (۲۰۱۳) ریاض احمد و همکاران^۸ (۲۰۱۴). بر اساس مطالعات و تحقیقات انجام گرفته مشخص می‌شود در سالهای اخیر شاخص‌های مورفوتکتونیک به عنوان یک ابزار توانمند و مفید در بررسی پدیده‌های تکتونیک مورد استفاده قرار گرفته است. تا کنون تحقیقات زیادی در زمینه مطالعه رفتار گسل بر اساس شاخص‌های مورفوتکتونیک در جهان و ایران صورت گرفته است که نتایج این مطالعات نشان داده که این شاخص‌ها توانایی تحلیل نحوه رفتار گسل را دارد.

1 Guarnieri & Pirrotta.

2 Singh & Jain.

3 Font & etal.

4 Vojtko & etal.

5 Figueroa & etal.

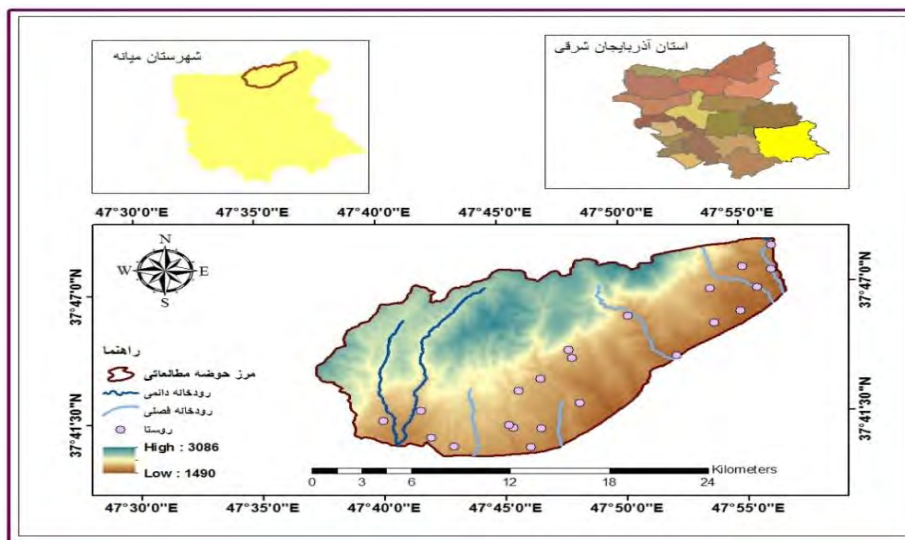
6 Bhat & etal.

7 Benjamin L. Melosh

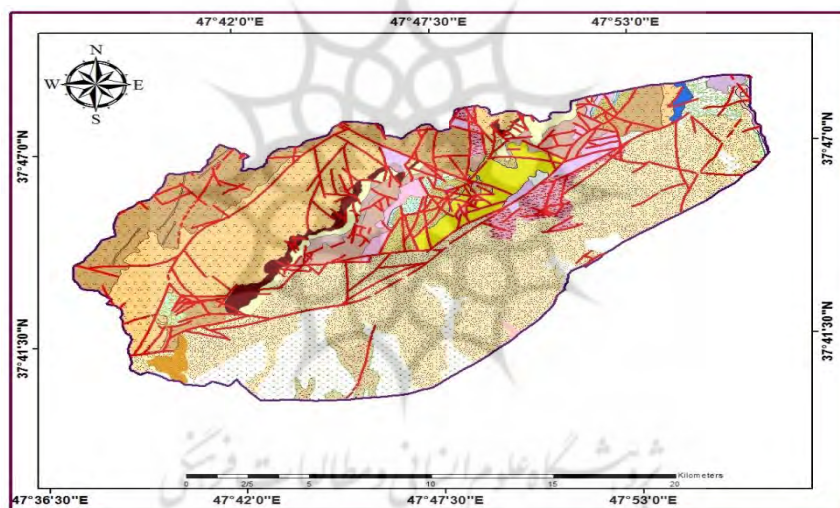
8 Reyaz Ahmad & etal.

۲. منطقه مورد مطالعه

رشته‌کوه بزغوش در شمال غرب ایران و بین استان آذربایجان شرقی و اردبیل با روند شرقی غربی در مختصات بین ۰۰°۴۸ تا ۳۰°۴۷ درجه طول شرقی و ۰۰°۳۸ تا ۳۰°۳۷ درجه عرض شمالی قرار دارد. ارتفاعات بزغوش شامل تناوبی از سنگ‌های ولکانیک و ولکانوکلاستیک ائوسن است، که توسط دایک‌های میکرودیوریتی تا مونزونیتی قطع شده‌اند. این ارتفاعات بین دو گسل شمالی و جنوبی بزغوش مسدود شده و این دو گسل باعث راندگی این ارتفاعات به سمت دشت‌های سراب و میانه شده‌اند و در مجموع یک ساختار بالارانده را نشان می‌دهد. گسل بناوان به طول بیش از ۲۰ کیلومتر یکی از مهم‌ترین گسل‌های موجود در منطقه است. این گسل و مجموعه گسل‌های کوچک موجود در اطراف این گسل به‌ویژه گسل‌های موجود در بین گسل بناوان و هسته اصلی کوهستان، یک پهنه خرد شده گسلی را پدید آورده است. گسل بناوان با جهت کلی جنوب‌غربی - شمال شرقی در دامنه جنوبی بزغوش آذربایجان، واقع شده است. دشت سراب در شمال و دشت میانه در جنوب آن قرار دارد بالاترین ارتفاع منطقه ۳,۰۸۶ متر و پایین‌ترین ارتفاع ۱,۴۹۰ متر می‌باشد (شکل شماره ۱) و شکل شماره ۲) نقشه زمین‌شناسی و گسل‌های موجود در منطقه را نشان می‌دهد. بالآمدگی رشته‌کوه بزغوش با روند تقریباً شرقی - غربی به احتمال زیاد وابسته به فاز تکتونیکی میوپلیوسن می‌باشد. در فاصله زمانی میوپلیوسن رخداد زمین‌ساختی دیگری (پاسادین) سبب می‌شود که رسوب‌های نهشته شده در حوضه‌های رسوب‌گذاری، چین‌خورده و از آب خارج شوند. به همین علت یک دگر شیبی در پی رسوب‌های آذرآوری پلیو- پلیوسن با رسوب‌های قدیم‌تر دیده می‌شود. پس‌از این رخداد زمین‌ساختی همه جنبش‌ها در راستای خشکی زائی عمل کرده‌اند، چنانکه رسوب‌های کوتاه‌تر به طور کاملاً اتفاقی بر روی واحدهای قدیم‌تر تشکیل شده است. سنگ‌های ولکانیکی و رسوبی موجود در رشته‌کوه بزغوش که به صورت یک هورست بالا آمده با راستای تقریباً شرقی - غربی قرار گرفته است و مرز این رشته در شمال و جنوب بوسیله گسل‌های با راستای شرقی - غربی پایین افتاده‌اند و به نظر می‌آید که فاز تکتونیکی میو- پلیوسن سبب فرو رفتگی دو طرف شمالی و جنوبی همچنین بالا آمدگی قسمت مرکزی بوده است. در مرز غربی این رشته‌کوه به علت پایین رفتگی سطح زمین، رسوب‌های میوسن بطور پیشرونده روی سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی ائوسن و الیگوسن قرار گرفته‌اند (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۹۹۲).



شکل ۱. مختصات و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (نگارنده)



شکل ۲. نقشه زمین شناسی و گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه (سازمان زمین شناسی)

۳. مواد و روش‌ها

در این پژوهش ابتدا برای سهولت و امکان انجام محاسبات و مقایسه نتایج حاصل از بکارگیری شاخص‌ها، حوضه به زیر حوضه‌های متعددی تقسیم گردید و سپس با استفاده از شاخص‌های کمی، اثر فعالیت‌های تکنیکی بر دره‌ها و مسیر رودخانه‌ها مورد بررسی قرار گرفت. اغلب داده‌های مورد نیاز این شاخص‌ها از نقشه‌های توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰ به ویژه نقشه‌های رقومی و عکس‌های هوایی به دست می‌آید (کلر و پیتر، ۲۰۰۲) شاخص‌های ریخت‌سنجی مورد استفاده در منطقه عبارتند از:

منحنی‌های هیپسومتری^۲ و انتگرال هیپسومتری^۳

منحنی هیپسومتری، توزیع سطوح ارتفاعی یک منطقه از زمین یا یک حوضه آبخیز را نشان می‌دهد. منحنی هیپسومتری یک حوضه با ترسیم ارتفاع کل (ارتفاع نسبی) در مقابل مساحت کل (مساحت نسبی) حوضه ترسیم می‌شود. یکی از ساده‌ترین راه‌ها برای توصیف شکل منحنی هیپسومتری یک حوضه زهکشی، محاسبه انتگرال هیپسومتری آن حوضه می‌باشد. انتگرال هیپسومتری یک حوضه به وسیله مساحت زیر منحنی هیپسومتری مشخص می‌شود. مقادیر بالای انتگرال هیپسومتری (بالاتر از ۵۰٪) دلالت بر وجود پستی و بلندی و توپوگرافی بالا نسبت به میانگین حوضه زهکشی و مقادیر حد واسط تا کم انتگرال هیپسومتری حاکی از برش شبکه زهکشی در یک سطح هموارتر می‌باشد. براساس ترسیم مساحت تجمعی در محور X و ارتفاع نسبی در محور Y، منحنی هیپسومتری حوضه ترسیم و مساحت زیر منحنی بدست می‌آید (سلیمانی، ۱۳۷۸، ۶۵).

شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (فاکتور عدم تقارن^۴)

$$AF = \left| 50 - \left(\frac{A_r}{A_t} \right) * 100 \right|$$

A_r = مساحت حوضه در سمت راست می‌باشد (دید در سمت راست جهت جریان رود باشد)، A_t = مساحت

حوضه زهکشی را شامل می‌شود (پورکرمانی، ۱۳۸۸: ۹۷).

فاکتور تقارن توپوگرافی عرضی^۵

$$T = \frac{Da}{Dd}$$

در این رابطه:

- 1 Keller and Pinter, 2002
- 2 Hyposometric Integration.
- 3 Hyposometric Curves.
- 4 Drainage Basin Asymmetry (Asymmetry Factor).
- 5 Transverse Topographic Symmetry Factor

T = شاخص تقارن توپوگرافی عرضی، Da = فاصله نوار ممانداری فعال از خط میانی حوضه آبریز، Dd = فاصله خط میانی حوضه آبریز از خط مرز حوضه. (سلیمانی، ۱۳۷۸: ۶۳).

شاخص طول جریان رود به شیب (SL)

$$SL = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) \cdot L$$

SL = شاخص گرادیان رودخانه.

$$\left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) = \text{گرادیان محلی رودخانه.}$$

L = طول کانال رودخانه از خط تقسیم آبراهه تا مرکز بخشی که گرادیان آن محاسبه شده است (پورکرمانی، ۱۳۸۸: ۱۰۱).

نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (شاخص V_f)

این شاخص به صورت زیر تعریف شده است:

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{[(E_{LD} - E_{SC}) + (E_{RD} - E_{SC})]}$$

V_f : شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع، V_{fw} = پهنای کف دره و یا عرض بستر دره، E_{LD} = ارتفاع دیواره سمت چپ رودخانه و یا خط الراس سمت چپ رودخانه از سطح دریا، E_{RD} = ارتفاع دیواره سمت چپ راست رودخانه و یا خط الراس سمت چپ رودخانه از سطح دریا، E_{SC} = ارتفاع متوسط کف بستر از سطح دریا. (شریفی نجف آبادی، ۱۳۹۳: ۹۹).

شاخص نسبت V_1

این به صورت زابطه زیر تعریف شد است:

$$V = \frac{A_v}{A_c}$$

A_v = مساحت دره در مقطع عرضی A_c ، (M^2) = مساحت نیم دایره‌ای به شعاع H است (M^2) ، H ارتفاع دره (M) (سلیمانی، ۱۳۷۸، ص ۵۹).

نسبت شکل حوضه زهکشی BS^2

$$BS = BL/BW$$

که در آن:

1V-Ratio.

2 Drainage Basin Shape Ratio(BS).

BS = شاخص شکل حوضه، BL = طول حوضه، فاصله پایین‌ترین ارتفاع حوضه تا دورترین نقطه از آن است، Bw = عرض حوضه که در عریض‌ترین بخش آن اندازه‌گیری می‌شود، است (رامیز و هرا، ۱۹۸۸).

ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی (Iat^*)

پس از محاسبه شاخص‌های ژئومورفیک در منطقه مطالعاتی، با استفاده از شاخص Iat فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه برآورد می‌شود. شاخص Iat از متوسط کلاس‌های مختلف شاخص‌های ژئومورفیک و طبق رابطه زیر به دست می‌آید:

$$Iat = S/N$$

IAT = شاخص فعالیت نسبی تکتونیک، S = مجموع کلاس‌های شاخص ژئومورفیک محاسبه شده، N = تعداد شاخص‌های محاسبه شده.

۴. بحث و نتایج

در این پژوهش با استفاده از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ آبراهه‌ها و مرز حوضه بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشخص گردید. برای ارزیابی میزان فعالیت تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه شاخص‌های مختلف شامل منحنی هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری، عدم تقارن حوضه زهکشی، شاخص تقارن توپوگرافی، شاخص طول جریان رود به شیب، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره، شاخص نسبت V^3 ، نسبت شکل حوضه زهکشی محاسبه شد.

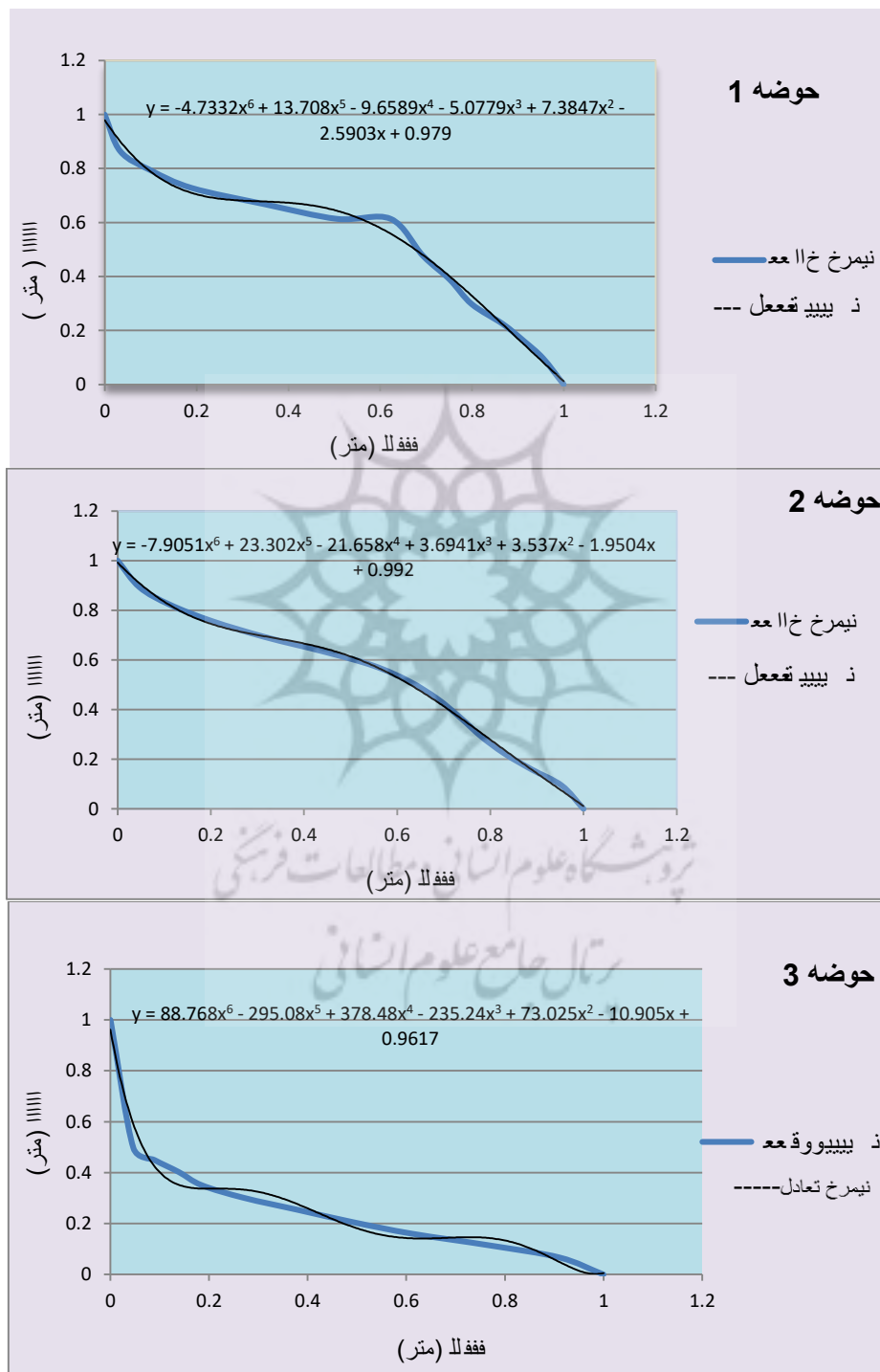
شاخص منحنی هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری در حوضه مورد مطالعه ۸ منحنی هیپسومتریک رسم گردید و مساحت بین آن‌ها در نرم افزار GIS محاسبه شد. بر اساس ترسیم مساحت تجمعی در محور X و ارتفاع نسبی در محور Y ، منحنی هیپسومتری حوضه ترسیم و مساحت زیر منحنی در نرم افزار Excel بدست آمد که نتایج در شکل شماره ۳ و جدول شماره ۱ به صورت درصد نشان داده شده است. بر اساس منحنی‌های ترسیمی برای زیر حوضه‌ها، زیر حوضه ۱ و ۲ سطح زیر منحنی نمودار بالاتر از ۵۰٪ درصد بوده است و کمابیش به صورت محدب بوده و نشان دهنده جوان بودن این حوضه است که حاکی از مرحله جوانی در آن است. همچنین تحدب در منحنی بی‌بعد نشان دهنده غلبه فعالیت نئوتکتونیک حوضه بر فعالیت‌های فرسایشی است. زیر حوضه‌های ۳ تا ۸ سطح زیر منحنی نمودار پایین‌تر از ۵۰٪ درصد بوده است با منحنی هیپسومتریک مقعر و بالغ‌تر هستند که نشان دهنده عملکرد

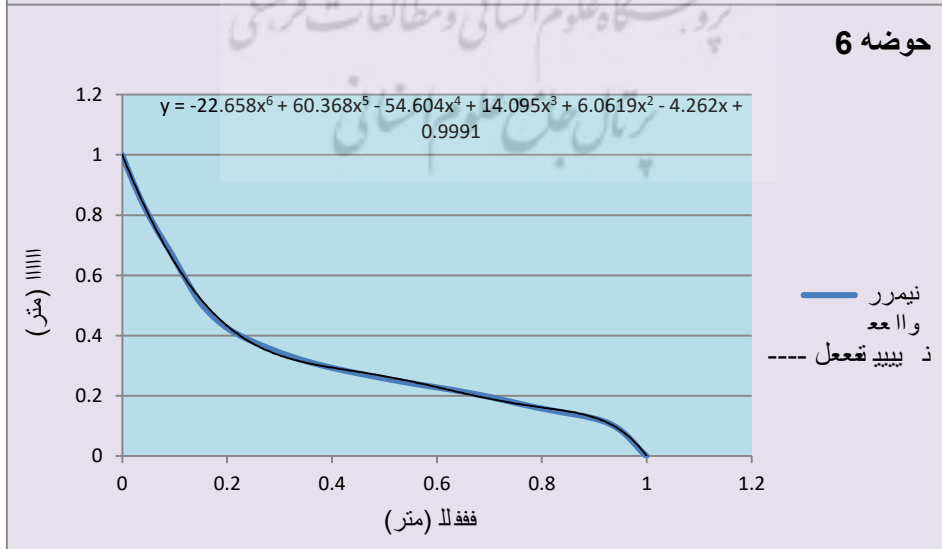
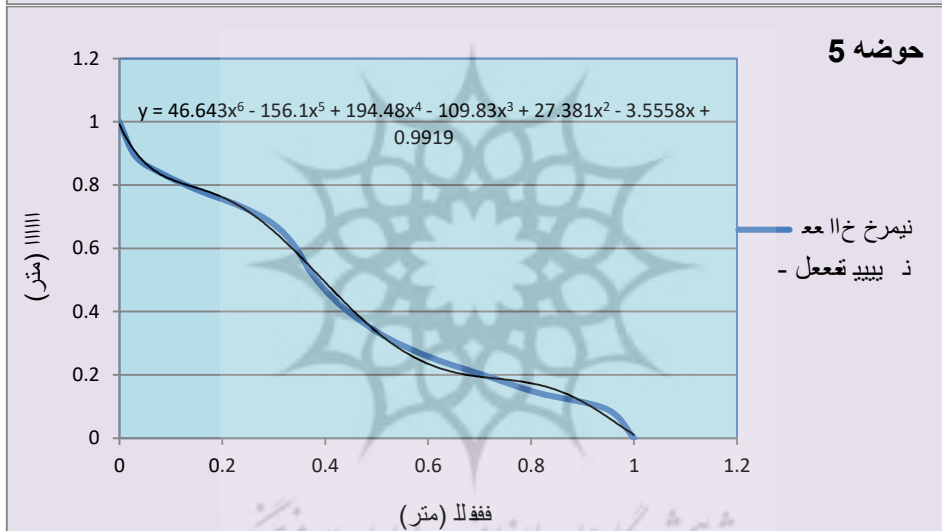
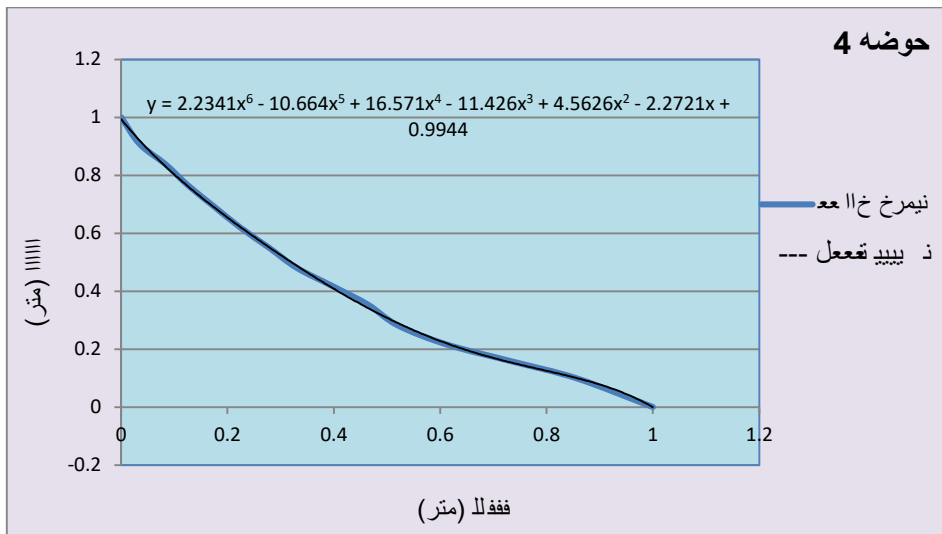
1 Ramirez-Herrera (1988)

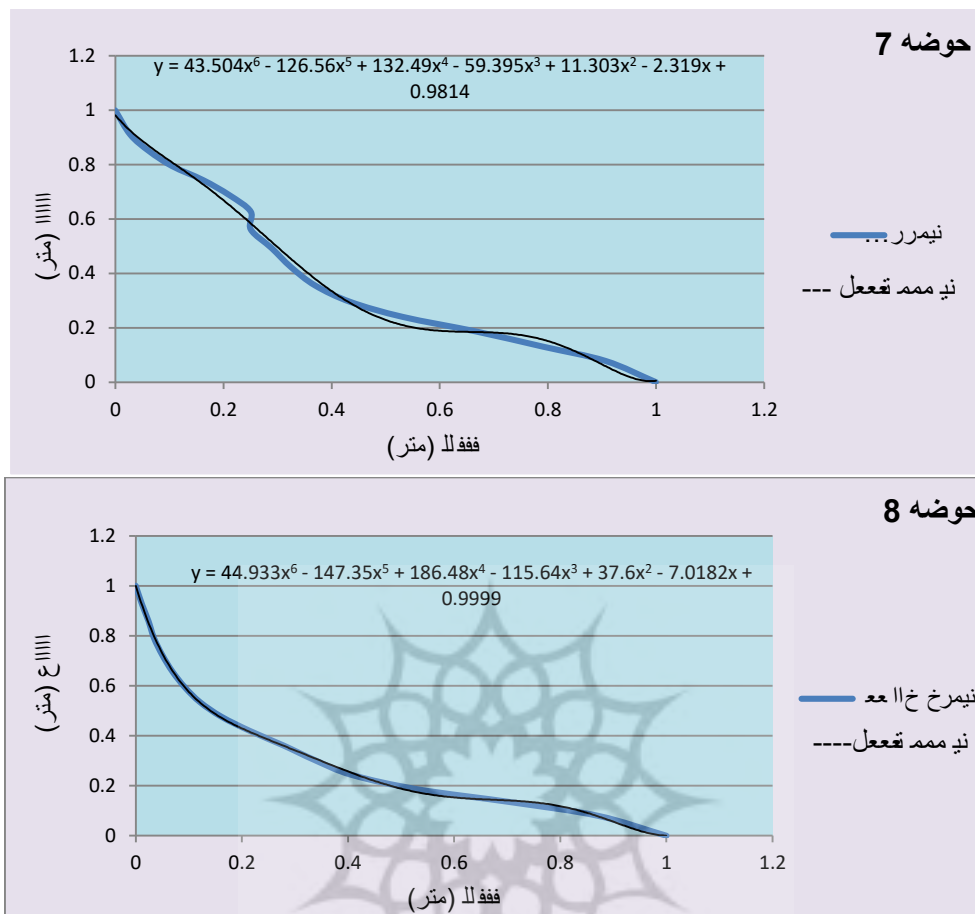
2 index of relative active tectonics (IAT).

3 V-Ratio.

فرسایشی در این زیر حوضه‌هاست. تعقر در منحنی بی‌بعد نشان دهنده غلبه فعالیت‌های فرسایشی بر فعالیت نئوتکتونیکي است.







شکل ۳. نیمرخ طولی رودخانه‌های مختلف حوضه مورد مطالعه

جدول ۱. انتگرال هیپسومتری در حوضه مورد مطالعه

حوضه	سطح زیر منحنی (به درصد)	کلاس فعالیت	حوضه	سطح زیر منحنی (به درصد)	کلاس فعالیت
۱	۰/۵۷	۱	۵	۰/۳۱	۳
۲	۰/۵۵	۱	۶	۰/۳۷	۳
۳	۰/۳۸	۳	۷	۰/۲۷	۳
۴	۰/۴۳	۳	۸	۰/۲۷	۳

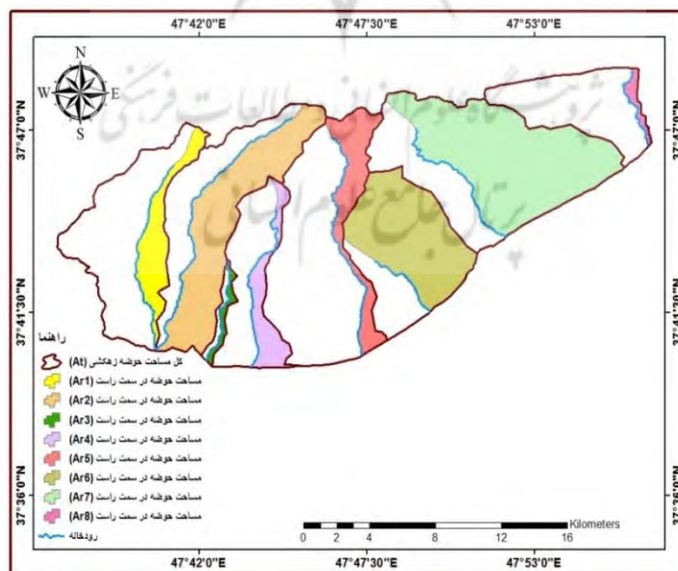
برای محاسبه شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی در ابتدا، آبرهه‌های ۸ حوضه از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) منطقه مورد مطالعه، استخراج گردید و بعد از آن مسیر رودخانه اصلی در هر حوضه مشخص شد. در ادامه مساحت سمت راست حوضه (دید به سمت پایین دست) و مساحت کل حوضه برای ۸ حوضه منطقه مورد مطالعه اندازه‌گیری شد و محاسبات انجام شد. نتایج حاصل از بررسی آن در جدول شماره ۲ به نمایش در آمده است. در

حوضه شماره ۲،۵،۶ مقدار این شاخص بیشتر و در حوضه شماره ۸،۷،۴،۱،۳ کمتر از ۵۰ بوده و نشان‌دهنده کج‌شدگی حوضه‌ها می‌باشد.

جدول ۲. محاسبه فاکتور عدم تقارن حوضه‌های زهکشی منطقه

نام زیر حوضه	AR(KM)	AT(KM)	AF(KM)	کلاس فعالیت زمین‌ساختی
۱	۹/۸۴	۳۹/۷۸	۲۴/۷۳	۳
۲	۲۹/۹۷	۴۵/۹۳	۶۵/۲۵	۱
۳	۷/۵۳	۲۲/۸۳	۳۲/۹۸	۳
۴	۱۲/۲۶	۵۴/۰۳	۲۲/۶۹	۳
۵	۲۷/۹۸	۳۶/۷۰	۷۶/۲۳	۱
۶	۴۵/۶۱	۶۲/۱۱	۷۳/۴۳	۱
۷	۱/۵۲	۲۲/۹۹	۶/۶۱	۳
۸	۱/۴۲	۲/۸۱	۵۰/۵۳	۳

در ارزیابی شاخص عدم تقارن توپوگرافی عرضی در حوضه مورد مطالعه، در هر زیر حوضه مقادیر Da و Dd در ۱۰ نقطه از مسیر رودخانه اصلی، از ابتدا تا انتهای رودخانه اندازه‌گیری شده و از مجموع این اندازه‌گیری‌ها، میانگین گرفته شده تا عدد به دست آمده نماینده و بیان‌کننده کل مسیر رودخانه باشد (شکل ۴). مقدار شاخص T در حوضه مورد مطالعه، نشان می‌دهد (جدول شماره ۳) که بیشتر زیر حوضه‌ها از نظر توپوگرافی نیمه متقارن بوده که از نظر فعالیت تکتونیکی در کلاس ۲ قرار می‌گیرند.

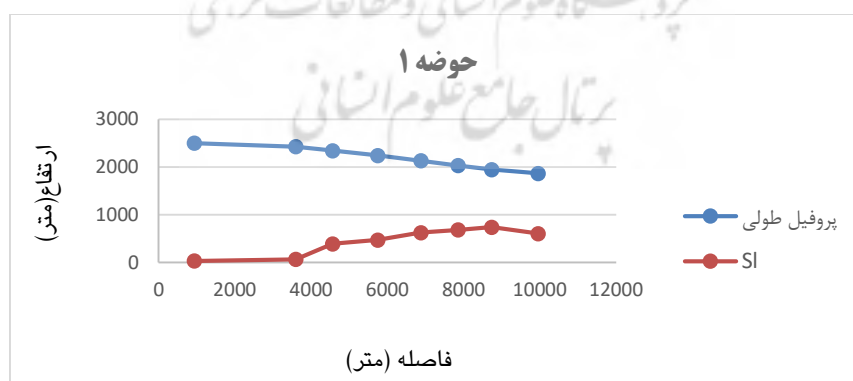


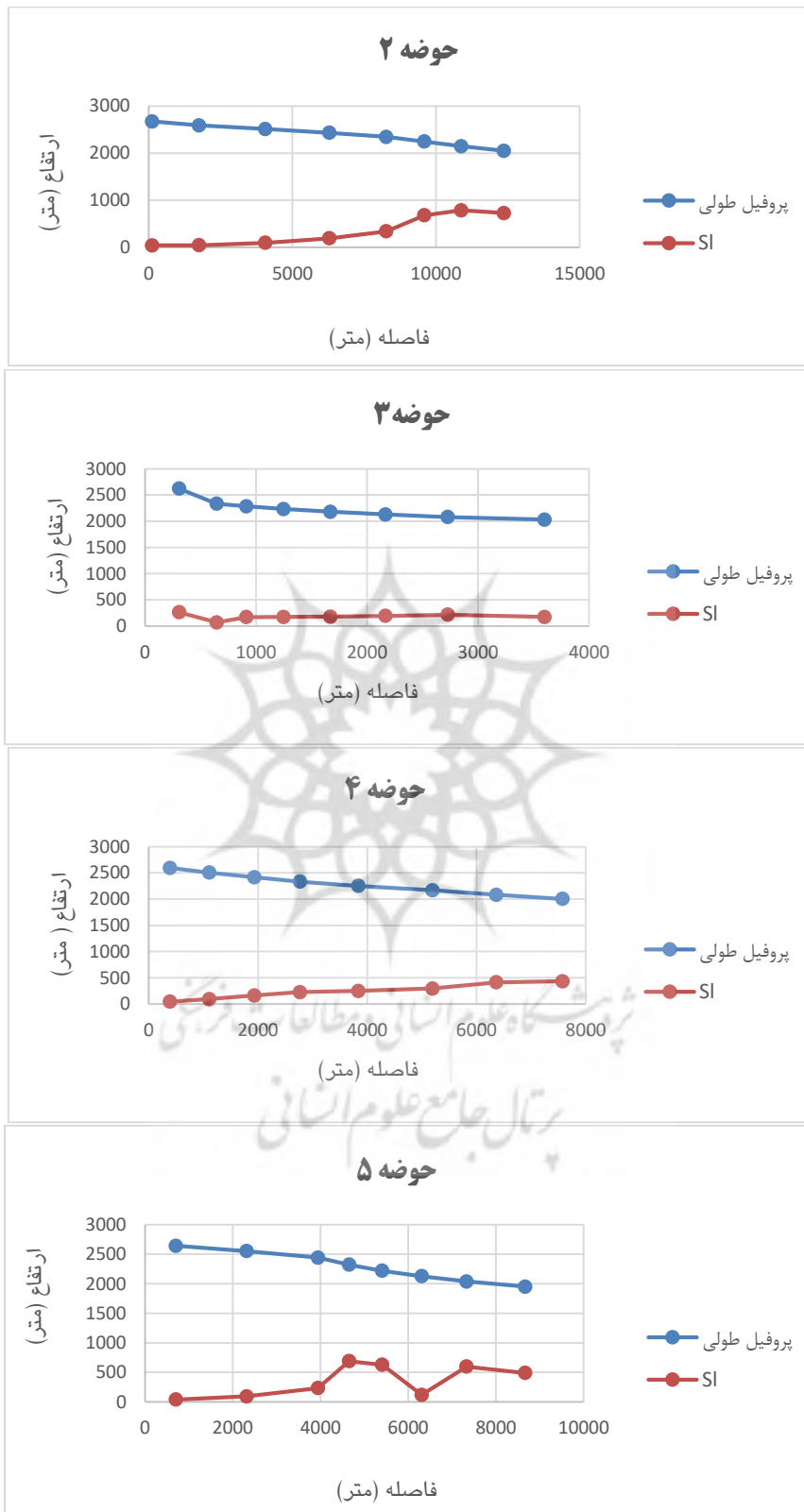
شکل ۴. شاخص عدم تقارن حوضه

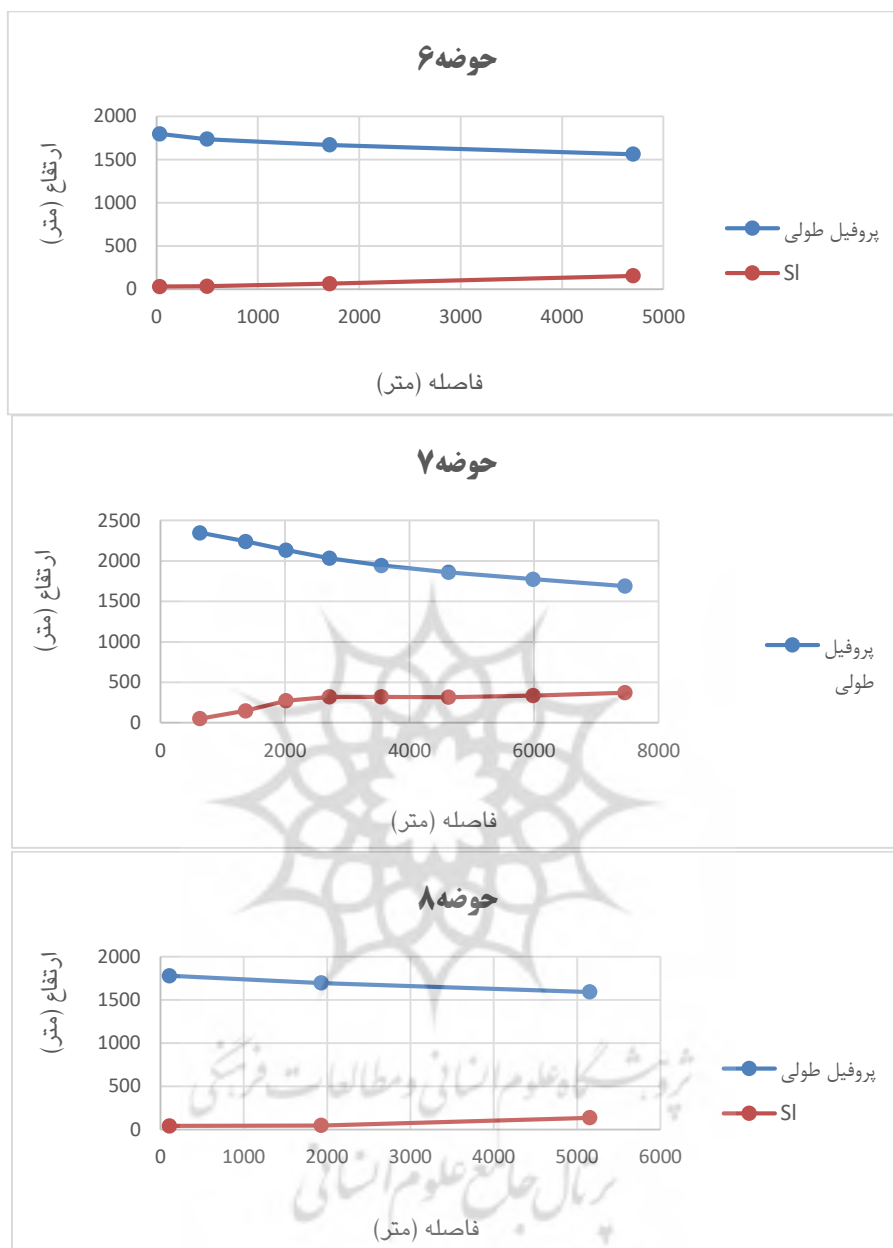
جدول ۳. محاسبه فاکتور تقارن توپوگرافی عرضی حوضه‌های زهکشی منطقه

نام زیر حوضه	Dd(KM)	Da(KM)	T(km)	کلاس فعالیت زمین‌ساختی
۱	۱/۱۳	۲/۶۸	۰/۴۲	۲
۲	۰/۶۲	۱/۸۳	۰/۳۵	۲
۳	۰/۶۷	۱/۰۹	۰/۶۱	۲
۴	۲/۱۴	۲/۷۸	۰/۸۶	۲
۵	۰/۸۶	۲/۵۷	۰/۳۳	۲
۶	۲/۸۳	۴/۱۸	۰/۶۵	۲
۷	۳/۲۱	۳/۷۲	۰/۸۶	۱
۸	۰/۰۵	۰/۲۹	۰/۱۷	۲

شاخص گرادیان رودخانه که از شاخص‌های مهم برای تفکیک مناطق فعال و غیر فعال تکتونیکي به شمار می‌رود. محاسبه مقدار شیب طولی رودخانه در منطقه مورد مطالعه، در ۸ زیرحوضه با استفاده از نقشه توپوگرافی ۲۵۰۰۰:۱ با فواصل میزان ۱۰۰ متر صورت گرفت. برای محاسبه شاخص گرادیان رودخانه (SL) ابتدا نیمرخ طولی آبراهه اصلی ۸ زیر حوضه از روی مدل رقومی ارتفاعی تهیه گردید و در فواصل معین ۱۰۰ متر SL بدست آمد (شکل شماره ۵). برای تمام مسیر رودخانه این کار از سرچشمه تا خروجی حوضه به ترتیب ۱۰۰ متر به ۱۰۰ متر انجام گرفت و از تمام SL بدست آمده، میانگین گرفته شد تا SL کل جریان یا رودخانه بدست آید (جدول شماره ۴). در منطقه مورد مطالعه شاخص SL برای آبراهه اصلی ۸ زیرحوضه اندازه‌گیری شده و میزان متوسط شاخص گرادیان یا SL برای این حوضه‌ها از ۴۸۲ در حوضه (شماره ۲) تا ۷۱ در حوضه (۶) در نوسان می‌باشد.





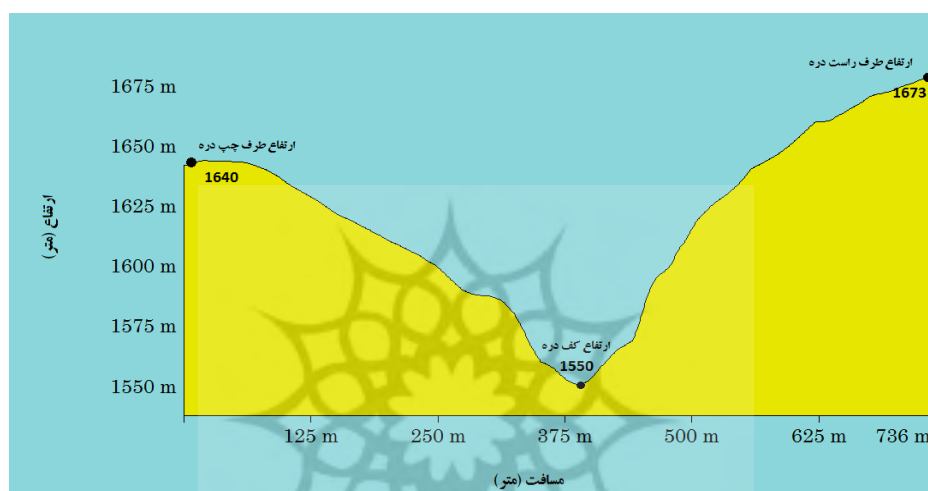


شکل ۵. شاخص طول جریان رود به شیب رود برای زیر حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

جدول ۴. مقادیر شاخص SL و کلاس هر مقطع در منطقه مورد مطالعه

حوضه	SL	کلاس فعالیت زمین‌ساختی	حوضه	SL	کلاس فعالیت زمین‌ساختی
۱	۴۶۱	۲	۵	۳۸۶	۲
۲	۴۸۲	۲	۶	۷۱	۳
۳	۲۰۷	۳	۷	۲۸۶	۳
۴	۳۹۵	۳	۸	۷۵	۳

برای محاسبه شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع در منطقه مورد مطالعه ۸ زیر حوضه مشخص گردید و برای تک تک زیر حوضه‌های انتخاب شده مقدار شاخص V_f با استفاده از مدل ارتفاع رقومی منطقه مورد مطالعه، به صورت برش‌های عرضی بر روی آبراهه اصلی در ارتفاعات مختلف که دره‌ها را قطع نمودند محاسبه گردید و محاسبات لازم بر روی آنها انجام شده است (شکل شماره ۶). بر اساس نتایج بدست آمده فعالیت غالب حوضه در محدوده فعال قرار دارد (جدول ۵). این امر نشان‌دهنده این است که فعالیت‌های تکتونیکی فرصت لازم را جهت فرسایش در اختیار رودخانه منطقه نگذاشته‌اند.



شکل ۶. نقاط ارتفاعی برای محاسبه شاخص V_f (شکل حوضه آبریز شماره ۷)

جدول ۵. مقادیر شاخص V_f و کلاس هر مقطع در آبراهه اصلی منطقه مورد مطالعه

نام زیر حوضه	V_{fw}	Esc	Eld	Erd	V_f	کلاس فعالیت زمین ساختی
۱	$227-201=26$	۱۷۴۰	۱۷۸۷	۱۸۱۷	۰/۴۱	۱
۲	$380-352=28$	۱۸۱۰	۱۸۵۹	۱۸۷۱	۰/۵۰	۱
۳	$197-166=31$	۱۹۴۱	۱۸۹۷	۱۹۱۶	۰/۴۷	۱
۴	$400-360=40$	۱۶۵۹	۱۷۲۰	۱۷۰۸	۰/۷۲	۱
۵	$533-490=43$	۱۵۵۷	۱۶۶۷	۱۶۷۰	۰/۳۸	۱
۶	$404-376=28$	۱۵۵۰	۱۶۴۰	۱۶۷۳	۰/۲۶	۱
۷	$242-179=63$	۱۵۳۷	۱۶۳۷	۱۶۰۷	۰/۷۴	۱
۸	$182-154=28$	۱۸۹۶	۱۹۳۳	۱۹۱۵	۰/۵۰	۱

شاخص نسبت (V) که شاخص مورفولوژی دره نامیده می‌شود، از مقایسه مساحت عرضی دره واقعی با مساحت نیم دایره‌ای فرضی که دارای شعاعی برابر با عمق دره است، به دست می‌آید. اگر مقدار عددی این شاخص به ۱

نزدیک‌تر باشد، شکل مقطع عرضی دره به شکل U نزدیک‌تر بوده و بین فرایش و فرسایش منطقه توازن برقرار می‌باشد. هر چه مقدار عددی این شاخص از عدد ۱ بزرگ‌تر باشد، نشانگر دره‌ای با پهنای زیاد و عمق کمتر بوده و میزان فرسایش در این نوع دره‌ها بیشتر خواهد بود و در نهایت هر چه مقدار عددی شاخص از عدد ۱ کوچک‌تر باشد، بیانگر دره‌هایی به شکل V بوده و میزان فعالیت زمین‌ساختی در چنین دره‌های بیشتر خواهد بود (شریفی نجف آبادی، ۱۳۹۳، ۱۰۰). هر چقدر قدمت دره بیشتر باشد، میزان تحدب شیب‌های طرفین دره کم‌تر و دهانه دره بازتر می‌شود و به عبارت دیگر در دره‌های جوان تحدب شیب‌های طرفین دره بیشتر و دهانه دره بسته خواهد بود. در این پژوهش میزان V برای هر زیرحوضه محاسبه شد و نتایج آن در جدول (۶) آورده شده است.

جدول ۶. نسبت V در هشت حوضه آبریز در منطقه مورد مطالعه

نام زیر حوضه	AV(M2)	AC(M2)	V	کلاس فعالیت زمین‌ساختی
۱	۹۶۲۳۴۰/۷۵۸۶	۳۴۷۸۴۶/۸۸۵۳	۰/۳۶	۱
۲	۱۳۵۲۸۵۴/۷۹۵	۴۴۰۰۱۲/۰۱۴۶	۰/۳۲	۱
۳	۱۰۲۰۸۷۹/۸۵	۷۶۳۱۷۷/۴۳۸۳	۰/۷۴	۱
۴	۱۶۹۰۷۲۹/۳۳۶	۳۲۴۰۲۲۹/۶۰۴	۱/۹۱	۲
۵	۱۲۱۲۳۵/۲۷۸۲	۴۶۹۶۵۴/۳۶۴۴	۳/۸۷	۲
۶	۱۱۵۹۷۱۲/۶۲۳	۱۱۰۱۳۲۰/۳۰۹	۰/۹۴	۱
۷	۶۹۲۹۵/۰۷۸۷۱	۳/۷۵۴۲۲۸۸۵۸	۵/۴۱	۳
۸	۴۸۵۹۷۱/۵۶۰۷	۴۵۳۶۹۰/۴۱۲۳	۰/۹۳	۱

شاخص شکل حوضه، برای هر زیر حوضه در جدول (۷۵) می‌باشد که نشانگر این است حوضه شماره ۲ و ۸ فعال و دارای کشیدگی است و مابقی حوضه‌ها غیرفعال بود و در کلاس ۳ قرار می‌گیرند.

جدول ۷. مقدار شاخص BS و کلاس فعالیت تکتونیک در زیر حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

نام زیر حوضه	BI(KM)	BW(KM)	BS(KM)	کلاس فعالیت زمین‌ساختی
۱	۱۲/۷۱	۵/۳۵	۲/۳۷	۳
۲	۱۶	۳/۱۹	۵/۰۵	۱
۳	۱۰/۶۷	۳/۸۰	۲/۸۰	۳
۴	۱۴/۷۵	۵/۵۸	۲/۶۴	۳
۵	۹/۷۴	۵/۵۰	۱/۷۷	۳
۶	۱۲/۵۰	۹/۰۵	۱/۳۸	۳
۷	۸/۵۵	۷/۴۵	۱/۱۴	۳
۸	۶/۰۱	۰/۷۳	۸/۲۳	۱

ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی منطقه بر اساس شاخص‌های ژئومورفیک بررسی شده (Iat^1): در این مطالعه، ۸ شاخص مورفوتکتونیک در هر کدام از ۸ حوضه محاسبه شد و به ۳ رده زمین ساختی تقسیم گردیده‌اند. آنگاه در هر حوضه به طور مجزا میانگین مقادیر رده شاخص ژئومورفیک (S/n) اندازه‌گیری شده و سپس به ۴ رده که در حقیقت همان رده‌های شاخص زمین ساخت فعال (Iat) گستره مورد مطالعه می‌باشند، طبقه‌بندی شده است. در طبقه‌بندی ارائه شده برای شاخص‌های ژئومورفیک توسط حمدونی و همکاران (۲۰۰۸) این شاخص‌ها بر اساس مقدار کمی به دست آمده در ۴ کلاس طبقه‌بندی شده‌اند. (جدول ۸). همانطور که در جدول (۹) دیده می‌شود مقدار کلاس همه شاخص‌ها با هم جمع و متوسط میانگین آن‌ها به صورت شاخص Iat ارائه شده است که میزان فعالیت تکتونیک را نشان می‌دهد. با توجه به نتایج بدست آمده از شاخص (Iat) در حوضه شماره ۲ فعالیت تکتونیکی بسیار زیاد وجود دارد و در مابقی حوضه‌ها فعالیت تکتونیکی زیاد، متوسط و کم دیده می‌شود. نتایج این ارزیابی نشان می‌دهد که حوضه‌ها از نظر فعالیت‌های تکتونیکی دارای فعالیت بسیار زیاد، زیاد، متوسط و کم هستند (شکل ۳).

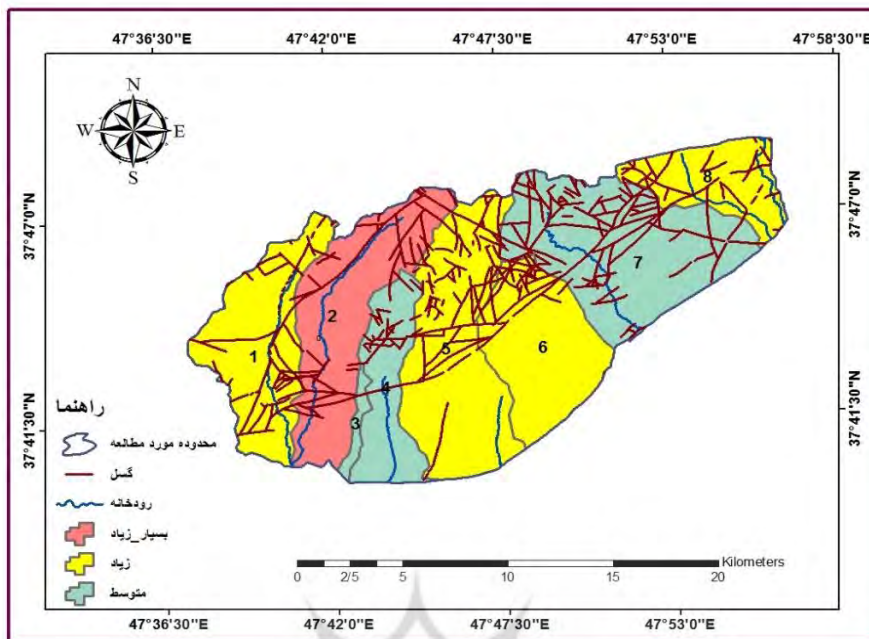
جدول ۸. طبقه‌بندی شاخص Iat بر اساس طبقه‌بندی حمدونی (۲۰۰۸)

$Iat > 2/5$	$2/5 > Iat > 2$	$2 > Iat > 1/5$	$Iat = 1 - 1/5$
فعالیت تکتونیکی کم	فعالیت تکتونیکی متوسط	فعالیت تکتونیکی زیاد	فعالیت تکتونیکی بسیار زیاد
کلاس ۴	کلاس ۳	کلاس ۲	کلاس ۱

جدول ۹. طبقه‌بندی شاخص‌های ژئومورفیک منطقه مورد مطالعه بر اساس شاخص Iat

N	کلاس شاخص‌ها							S/n	Iat
	Hi	AF	T	SL	V _f	V	BS		
۱	۱	۳	۲	۲	۱	۱	۳	۱/۸۵	۲
۲	۱	۱	۲	۲	۱	۱	۱	۱/۲۸	۱
۳	۳	۳	۲	۳	۱	۱	۳	۲/۲۸	۳
۴	۳	۳	۲	۳	۱	۲	۳	۲/۲۸	۳
۵	۳	۱	۲	۲	۱	۲	۳	۲	۲
۶	۳	۱	۲	۳	۱	۱	۳	۲	۲
۷	۳	۳	۱	۳	۱	۳	۳	۲/۴۲	۳
۸	۳	۳	۲	۳	۱	۱	۱	۲	۲

1 index of relative active tectonics (Iat).



شکل ۷. نقشه تکتونیک فعال در منطقه مورد مطالعه بر اساس شاخص IAT

۵. نتیجه‌گیری

اندازه‌گیری کمی به ژئومورفولوژیست‌ها اجازه می‌دهد تا به طور واقعی و معقول لندفرم‌های مختلف را با یکدیگر مقایسه کرده و شاخص‌های مورفولوژیک را محاسبه کنند. حضور گسل‌ها و شکستگی‌های متعدد در پهنه گسلی بناروان بیانگر عملکرد تکتونیک فعال در این ناحیه آذربایجان است. در این مطالعه با استفاده از شاخص Iat، ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی در محدوده گسل بناروان در دامنه جنوبی رشته‌کوه بزقوش انجام شد. برای برآورد شاخص Iat، هفت شاخص ژئومورفیک شامل: منحنی‌های هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری (Hi)، شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (فاکتور عدم تقارن) (AF)، فاکتور تقارن توپوگرافی عرضی، شاخص طول جریان رود به شیب رود (SL)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع (VF)، شاخص نسبت (V)، نسبت شکل حوضه زهکشی (BS)، محاسبه شد. شاخص منحنی هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری در زیر حوضه شماره ۱ و ۲ سطح زیر منحنی نمودار بالاتر از ۵۰٪ در صد بوده است که حاکی از مرحله جوانی در آن است. همچنین تحذب در منحنی بی‌بعد نشان دهنده غلبه فعالیت نو زمین ساختی حوضه بر فعالیت‌های فرسایشی است. زیر حوضه‌های ۳ تا ۸ سطح زیر منحنی نمودار پایین‌تر از ۵۰٪ در صد بوده است با منحنی هیپسومتریک مقعر و بالغ‌تر هستند که نشان دهنده عملکرد فرسایشی در این زیر حوضه‌ها است. تعقر در منحنی بی‌بعد نشان دهنده غلبه فعالیت‌های فرسایشی بر فعالیت نو زمین ساختی است. شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی. در حوضه شماره ۲، ۵، ۶ مقدار این شاخص بیشتر و در حوضه شماره ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸ کمتر از ۵۰٪ بوده و نشان‌دهنده کج شدگی حوضه‌ها می‌باشد. مقدار شاخص تقارن توپوگرافی در حوضه

مورد مطالعه، نشان می‌دهد که بیشتر زیر حوضه‌ها از نظر توپوگرافی نیمه متقارن بوده که از نظر فعالیت تکتونیکی در کلاس ۲ قرار می‌گیرند. در منطقه مورد مطالعه شاخص SL برای آبراهه اصلی ۸ زیرحوضه اندازه‌گیری شده و میزان متوسط شاخص گرادیان یا SL برای این حوضه‌ها از ۴۸۲ در حوضه (شماره ۲) تا ۷۱ در حوضه (۶) در نوسان می‌باشد. بر اساس نتایج بدست آمده از محاسبه شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع، فعالیت غالب حوضه در محدوده فعال قرار دارد. این امر نشان‌دهنده این است که فعالیت‌های تکتونیکی فرصت لازم را جهت فرسایش در اختیار رودخانه منطقه نگذاشته‌اند. شاخص نسبت (V) که شاخص مورفولوژی دره نامیده می‌شود، از مقایسه مساحت عرضی دره واقعی با مساحت نیم دایره‌ای فرضی که دارای شعاعی برابر با عمق دره است، به دست می‌آید. در زیر حوضه شماره ۷ نشانگر دره‌ای با پهنای زیاد و عمق کمتر بوده و میزان فرسایش در این نوع دره بیشتر است. شاخص شکل حوضه، برای هر زیر حوضه نشانگر این است حوضه شماره ۲ و ۸ فعال و دارای کشیدگی است و مابقی حوضه‌ها غیرفعال بود و در کلاس ۳ قرار می‌گیرند. شاخص Jat، فعالیت‌های تکتونیکی منطقه را در سه کلاس، فعالیت‌های بسیار زیاد، زیاد و متوسط طبقه‌بندی کرد. بر اساس این شاخص در منطقه حوضه‌ای که دارای فعالیت‌های کم باشد، وجود ندارد. با توجه به نقشه پهنه‌بندی فعال‌ترین منطقه زیر حوضه ۲ و کمترین فعالیت در زیر حوضه‌های شماره ۳، ۴ و ۷ مشاهده می‌شود. مطالعه و ارزیابی شاخص‌های مختلف ژئومورفیک در منطقه مورد مطالعه بر روی ۸ زیر حوضه در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که منطقه از لحاظ فعالیت‌های تکتونیکی با تکتونیک جوان فعال می‌باشد منتهی میزان فعالیت در همه جای آن یکسان نیست. در زیر حوضه شماره ۲ فعالیت‌های جوان بیشتر از سایر زیر حوضه‌هاست. علت آن را می‌توان به فعالیت بیشتر گسل اصلی و گسل‌های فرعی که موجب بالا آمدگی منطقه شده است نسبت داد.

کتابنامه

- پورکرمانی، محسن؛ سلگی، علی؛ ۱۳۸۸. مورفوتکتونیک، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات.
- حافظ نیا، محمدرضا؛ ۱۳۸۴. مقدمه‌ای بر روش تحقیق در علوم انسانی، انتشارات سمت، تهران.
- رجائی، عبدالحمید؛ عابدینی، موسی؛ ۱۳۸۳. پژوهشی در نقش عوامل نو زمین ساخت در تحول ژئومورفولوژی منطقه دره دیز دیوان داغی از طریق شاخص‌های ژئومورفولوژی و مورفومتری، نشریه دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، شماره ۱۵، صص ۱۶۱-۱۳۷، دانشگاه تبریز.
- زمانی قره چمنی، بهزاد؛ ۱۳۹۲. مدل زمین ساخت فلات آذربایجان (شمال گسل تبریز و جنوب ارس)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۷، سال بیست و دوم، بهار. صص ۵۰-۴۱.
- زنگنه ماهیدشتی، هیوا؛ قیطانچی، محمدرضا؛ ۱۳۸۶. فعالیت لرزه‌خیزی شمال غرب ایران، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، تهران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سازمان زمین‌شناسی؛ ۱۹۹۲، شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش سراب.

- سلمیانی، شهریار؛ ۱۳۷۸. رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیک فعال و جوان با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزه شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- شریفی نجف آبادی، رسول؛ ۱۳۹۳. زمین شناسی ساختمانی (با تأکید بر شواهد ژئومورفیک زمین ساخت فعال)، انتشارات مهر زهرا (س).
- شکرانی ترکمانی، علی؛ رحیمی چاکدل، عزیز؛ آق آتابای، مریم؛ احمدی، اصغر؛ ۱۳۹۱. تحلیل ساختاری بخش غربی گسل جنوبی کوه‌های بزقوش، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، آذرماه.
- شکرانی ترکمانی، علی؛ رحیمی چاکدل، عزیز؛ آق آتابای، مریم. ارتباط بین شکستگی‌ها در گسل جنوب رشته‌کوه بزقوش ° آذربایجان شرقی، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین المللی ° تخصصی علوم زمین ۳۰ بهمن ۱۳۹۲، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صابر، رضا؛ ۱۳۹۲. هندسه گسلی و تحلیل سینماتیک زون گسلی شمال بزقوش، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین.
- عبداللهی پور سراسکانرور، ساناز؛ محجل، محمد؛ سلگی، علی؛ تقی پور، کریم؛ ۱۳۹۰. ساختار پایانه فشاری جنوب خاوری گسل تبریز در کوه‌های بزغوش، سی امین گردهمایی علوم زمین، تهران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عزتی، مریم، آق آتابای، مریم؛ رقیمی، مصطفی؛ شتابی، شعبان؛ ۱۳۹۱. تجزیه و تحلیل برخی از شاخص‌های ریخت زمین ساختی حوضه شیرین رود، کپه داغ مرکزی، فصلنامه علمی- پژوهشی آمایش جغرافیایی فضا، شماره مسلسل ششم. صص ۱-۱۶.
- عسکری، لیلیا؛ حسن لو، عذرا؛ اسلامی، سید سعید الرضا؛ ۱۳۹۰. ارتباط عمقی قطعات گسل صحنه بر اساس شواهد آزمایشگاهی، دوشنبه ۱ اسفند. سی امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی.
- عسگری، مریم؛ ۱۳۸۹. بررسی مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک جنوب شرق دشت سراب، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تبریز.
- فخرائی، زهره؛ پورکرمانی، محسن، مؤید، محسن؛ ۱۳۸۱. زمین شناسی ساختمانی، لرزه‌خیزی و لرزه زمین ساخت سد خاکی ورزقان میانه، فصلنامه علمی پژوهشی زمین و منابع واحد لاهیجان، شماره اول، سال اول، صص ۶۴-۵۷.
- کریمی، فریبا؛ ۱۳۸۱. بررسی مسائل ژئومورفولوژی دامنه شمالی بزغوش و دشت انباشتی سراب (ابراغان- سلطان اباد)، پایان نامه دکتری رشته جغرافیای طبیعی گرایش ژئومورفولوژی دانشگاه تبریز، (استاد راهنما: دکتر رجائی ° اساتید مشاور: دکتر مقصود خیام- دکتر محمد مقدم)، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی.
- کریمی، فریبا؛ بیاتی خطیبی، مریم؛ نیکجو، محمدرضا؛ ۱۳۹۲. بررسی و تحلیل شواهد ژئومورفولوژیک و تکتونیک فعال در حوضه‌های شمالی شهرچای میانه، فصلنامه علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، سال سیزدهم، شماره ۴۲، صص ۳۳-۵۳.

کریمی، فریبا؛ رجیبی، معصومه؛ عسگری، مریم؛ ۱۳۹۲. تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیک دامنه شمالی رشته‌کوه بزقوش با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژیکی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸، شماره دوم، شماره پیاپی ۱۰۹، صص ۱۵۸-۱۴۱.

کریمی، یحیی؛ زمانی قره چمن، بهزاد؛ ۱۳۹۲. مدلسازی آنالوگ کمربند چین خورده و رانده بزقوش، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین ۳۰ بهمن ۱۳۹۲. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مختاری کشکی، داوود؛ ۱۳۷۹. آسیب‌پذیری سکونتگاه‌های در مسیر خطوط گسل و عمران روستایی، مجله مسکن و محیط روستا، شماره ۹۱ و ۹۲، صص ۷۳-۷۰.

- Bhat, F. A., Bhat, I. M., Hamid, S., Mohd, I., & Akhtar, R. M. (2013) Identification of geomorphic signatures of active tectonics in the West Lidder Watershed, Kashmir Himalayas: Using remote sensing and GIS. *International Journal of Geomatics and Geosciences*, 4(1), 164-176.
- Figueroa, A., Jeffrey, M., & Knott, R. (2010). Tectonic geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation. *Geomorphology* (123), 34-45.
- Font, M., Amorese, D., & Lagarde, J. L. (2010). Dem and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, 119(3-4), 172° 180.
- Guarnieri, P., & 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(3), 260-273.
- Hamdouni, R. E., Irigaray, C., Fernandez, T., Chancon, J., & Keller, E. A. (2008). Assessment of relative active tectonic, south west border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (2001). *Active tectonics earthquakes: Uplift and landscape* (2nd Edition). New Jersey: Prentice Hall.
- Melosh, B. L., & Keller, E. A. (2013). Effects of active folding and reverse faulting on stream channel evolution, Santa Barbara Fold Belt, California. *Journal of Geomorphology*, (186), 119-135.
- Moreno, M. S., Klotz, J., Melnick, D., Echtler, H., & Bataille, K. (2008). Active faulting and heterogeneous deformation across a megathrust segment boundary from GPS data, south central Chile (36-39S). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(12), 1525-2027.
- Ramires Herrera, M. T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben: Mexican Volcanic belt. *Earth surface processes and land forms*, 23(4), 317-332.
- Reyaz, A. D., Shakil, A. R., Rakesh, Ch., & Ishtiaq, A. (2014). Tectono-geomorphic study of the Karewa Basin of Kashmir Valley. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(4), 143° 156.
- Ritter, D. F., Kochel, R. C., & Miller, J. R. (1995). *Process geomorphology*: Boston Ma, Waveland Press, Inc, Fifth Edition.
- Singh, T., & Jain, V. (2009). Tectonic constraints on watershed development on frontal ridges: Mohand Ridge, NW Himalaya, India. *Geomorphology*, 106(3), 231-241.
- Solaymani Azad, S., Dominguez, S., Philip, H., Hessami, K., Forutan, M. R., Shahpasan Zadeh, M., & Ritz, J. F. (2011). The Zandjan fault system: Morphological and tectonic evidences of a new active fault network in the NW of Iran. *Tectonophysics* (506), 73-85.

- Vojtko, R., Petro, L., Benova, A., Bona, J., & Hok, J. (2012). Neotectonic evolution of northern Laborec drainage basin (northeastern part of Slovakia). *Geomorphology*, (138), 276-294.
- Zavoianu, I. (1985). *Development in water science, morphometry of drainage basins*, Elsevier, Amsterdam.





پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی