

تحلیل کمی تأثیر تکتونیک بر نیمرخ طولی رودخانه‌های جنوب شرق اردبیل

نسیم رضانی؛ کارشناس ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

سعید حکیمی آسیابار*؛ استادیار، گروه زمین شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران

مریم ده‌بزرگی؛ استادیار، گروه زمین شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران، ایران

رضا نوزعیم؛ استادیار، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران

حامدعلیانپور؛ کارشناس ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۲۹

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۷/۱۸

چکیده

مورفوتکتونیک دانشی است که با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، تأثیر تکتونیک فعال و عملکرد آن‌ها در کواترنری را به‌عنوان سنجش و توصیف کمی اشکال و چشم‌اندازهای زمین مشخص می‌کند، بر همین اساس اندازه‌گیری‌های کمی، شرایطی را فراهم می‌آورد تا با استفاده از آن‌ها به شناسایی وضعیت مناطق دارای تکتونیک فعال پرداخته شود. در این پژوهش با استفاده از تحقیق و مطالعه در رابطه با اثر تکتونیک فعال بر نیمرخ طولی رودخانه‌های بخشی از البرز غربی در جنوب شرق اردبیل پرداخته شده است. بدین منظور ابتدا مقدار شاخص شیب نرمال برای تمامی آبراهه‌های حوضه‌های منطبق بر گسل‌های اصلی البرز غربی در حدفاصل شهرهای خلخال، کوثر و فیروزآباد با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی (DEM) در محیط نرم‌افزار GIS به دست آمده و سپس مقادیر شاخص‌های شیب نرمال و تقعر نیز برای طولانی‌ترین رود هر حوضه در محیط نرم افزار متلب (MATLAB) محاسبه گردید، همچنین رودشکن‌های گسلی موجود در مسیر رودخانه‌ها، تعیین و مورد بررسی قرار گرفت. در ادامه با انطباق سازندهای زمین‌شناسی و گسل‌های منطقه با تغییرات نیمرخ رود و رودشکن‌های گسلی، فعالیت تکتونکی اخیر گسل‌های اصلی مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش، حوضه‌های گسل‌های سنگاورد، عندلیبی، نیکی، شیخ‌جانلو، قالین‌قپه و نیاخرم در گروه‌های بسیار بالا و بالا قرار گرفته‌اند که بیانگر تأثیر این گسل‌ها بر تکتونیک فعال منطقه است. در اثر بالا بودن این مقادیر، انتظار می‌رود که ریسک لرزه-خیزی منطقه نیز در اثر گسیختگی گسل‌ها افزایش یابد. تراکم کانون لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های اخیر در منطقه و شواهد مورفوتکتونیک صحرائی، تصدیق بر اثبات این موضوع است.

واژه‌های کلیدی: نیمرخ طولی رود، البرز غربی، رودشکن، زمین‌ساخت فعال.

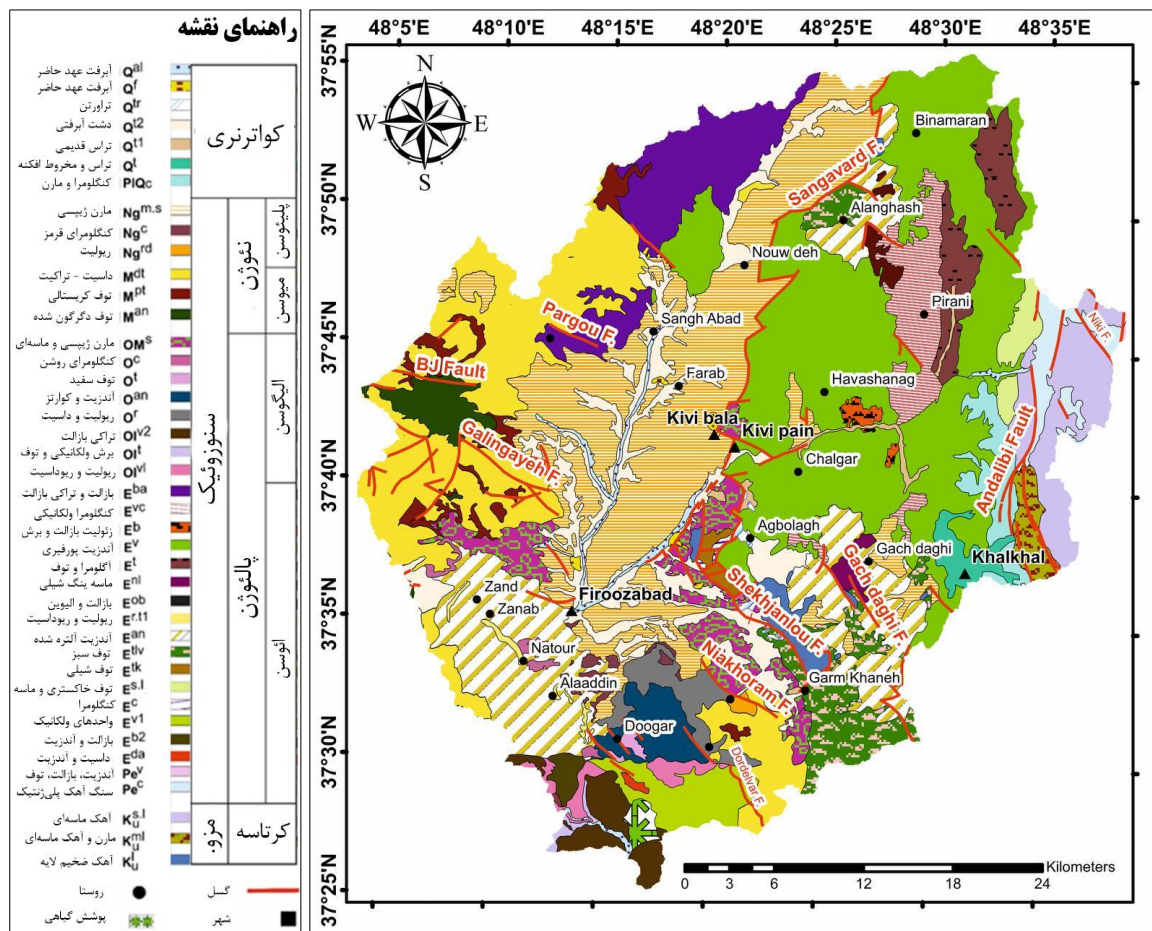
مقدمه

مورفوتکتونیک دانشی است که می‌تواند تأثیر تکتونیک فعال را با استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژی به عنوان سنجش و توصیف اشکال کمی بر رودخانه‌ها مشخص کند، بر همین اساس اندازه‌گیری‌های کمی شرایطی را فراهم می‌آورد که با استفاده از آن‌ها به شناسایی مناطق دارای تکتونیک فعال پرداخت (خلج و علیزاده، ۱۴۰۲). همراه با پیشرفت علم تکتونیک ژئومورفولوژی، مهندسان زمین‌شناس دریافته‌اند که فرآیندهای تکتونیکی جنبا می‌تواند شکل و عملکرد رودخانه‌ها را تحت تأثیر قرار دهند. یکی از ابزارهای شناسایی لندفورم‌ها استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژی می‌باشد، استفاده از این شاخص‌ها برای مطالعه مناطقی که بالاآمدگی یا دگرریختی سریع تکتونیکی را تجربه کرده‌اند مفید می‌باشد (Dehbozorgy and Momeni, 2016). نیمرخ طولی رود یکی از مولفه‌های اساسی در سیستم رودخانه‌ای است و به عنوان یک شاخص توپوگرافی کلیدی اطلاعات مفیدی از تغییرات سنگ‌شناسی، تکتونیک و فرسایش را نشان می‌دهد (Larue, 2008). سیستم رودخانه‌ای یک سیستم فرآیند واکنش پیچیده بوده که متغیرهای مختلفی می‌توانند در کنترل آن نقش داشته باشند که هرگونه تغییر در یکی از این متغیرها موجب پیچیدگی تغییرات و تعدیل در سیستم رودخانه‌ای می‌گردد (حسین‌زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴). در مطالعات ژئومورفولوژی، نیمرخ طولی رود به عنوان معیاری برای تشخیص بالاآمدگی تکتونیکی و تغییرات در واحدهای سنگی استفاده می‌شود، نیمرخ طولی رودخانه‌هایی که در حالت تعادل قرار دارند به شکل مقعر است، اما عوامل مختلفی از جمله عوامل ساختاری موجب تغییر نیمرخ طولی رود می‌شوند (Phillips and Lutz, 2008). وجود ناهنجاری در نیمرخ طولی رود اگر ناشی از عوامل تکتونیکی یا تغییرات سنگ‌شناسی باشد می‌تواند موجب تغییرات ناگهانی شیب گردیده و با ایجاد رودشکن همراه باشد که به صورت آبشار و تنداب مشاهده می‌شود. (Giaconia et al, 2012). البرز در حاشیه جنوبی خزر و در شمال ایران قرار گرفته، پهنه رسوبی-ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب (Anticlinorium) در یک راستای عمومی خاوری-باختری، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد. از نگاه مورفوتکتونیکی، مرز شمالی البرز منطبق بر تپه ماهورهای متشکل از نهشته‌های سنوزویک و دشت ساحلی خزر است (Hakimi and Bagheriyan, 2018). مقصودی و همکاران (۱۳۹۶) در مقاله‌ای تکتونیک فعال حوضه آبخیز مارون را با استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژیک مورد بررسی قرار دادند، بر اساس نتایج به دست آمده فعالیت تکتونیکی بالا در حوضه‌های بالادستی را نشان می‌دهد، یوسفی و همکاران (۱۳۹۷) با بررسی شاخص‌های مورفوتکتونیکی و بررسی تغییرات در آبرفت‌ها و رسوبات کواترنری، فعالیت زمین‌ساختی بالا در شمال غرب بیرجند را نتیجه‌گیری کردند، کیانی و همکاران (۱۴۰۲) با انجام مطالعات مورفوتکتونیکی در حوزه آبریز سولقان به این نتیجه رسیدند که تکتونیک فعال موجب ایجاد تغییراتی در حوضه‌های آبریز و رودخانه‌های منطقه گردیده. علیانپور و همکاران (۱۴۰۲) با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیکی فعالیت تکتونیکی اخیر گسل‌های شمال کرمانشاه را مورد بررسی قرار دادند که طبق نتایج حاصل شده گسل‌ها و عوامل تکتونیکی مهم‌ترین عامل در تغییرات ژئومورفولوژی در منطقه می‌باشند. ارزیابی تکتونیک فعال در جنوب غربی کامرون با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیکی (Ngapnaet al, 2020)، ارزیابی مورفوتکتونیکی گسل‌های منطقه سن‌لوکاس در مکزیک (García Delgado and Velandia, 2020)، مورفوتکتونیک رودخانه ماکیونی در تانزانیا (Flores-Prieto et al, 2015)، بررسی تغییرات شبکه زهکشی با مطالعات ژئومورفولوژیکی در مرکز ایتالیا (Cristiano Carabella et al, 2020)، بررسی فعالیت تکتونیکی با مطالعات مورفوتکتونیکی در شمال عراق (Al-Maliki et al, 2023) بررسی فعالیت نسبی زمین‌ساختی شمال پلدختر (سمیه دریکوند، ۱۴۰۲)، دیگر نمونه‌هایی از مطالعات انجام شده خارجی و داخلی در خصوص تأثیر تکتونیک بر رودخانه

هستند. با توجه به اینکه رودخانه‌های مهمی در منطقه مورد نظر وجود دارند که بازتاب کننده شرایط تکتونیکی منطقه هستند و تا کنون از روش‌های مزبور برای این مطالعه استفاده نشده، هدف این مطالعه بررسی نقش فعالیت تکتونیکی اخیر و سامانه‌های گسلی در بروز شواهد مورفوتکتونیکی در منطقه با بررسی نیمرخ طولی رود با استفاده از نرم افزار GIS و MATLAB و می‌باشد که در نهایت انطباق نتایج حاصل شده با مطالعات لرزه‌ای و مشاهدات صحرایی از رسوبات و لندفرم‌های کواترنری، فعالیت تکتونیکی منطقه مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

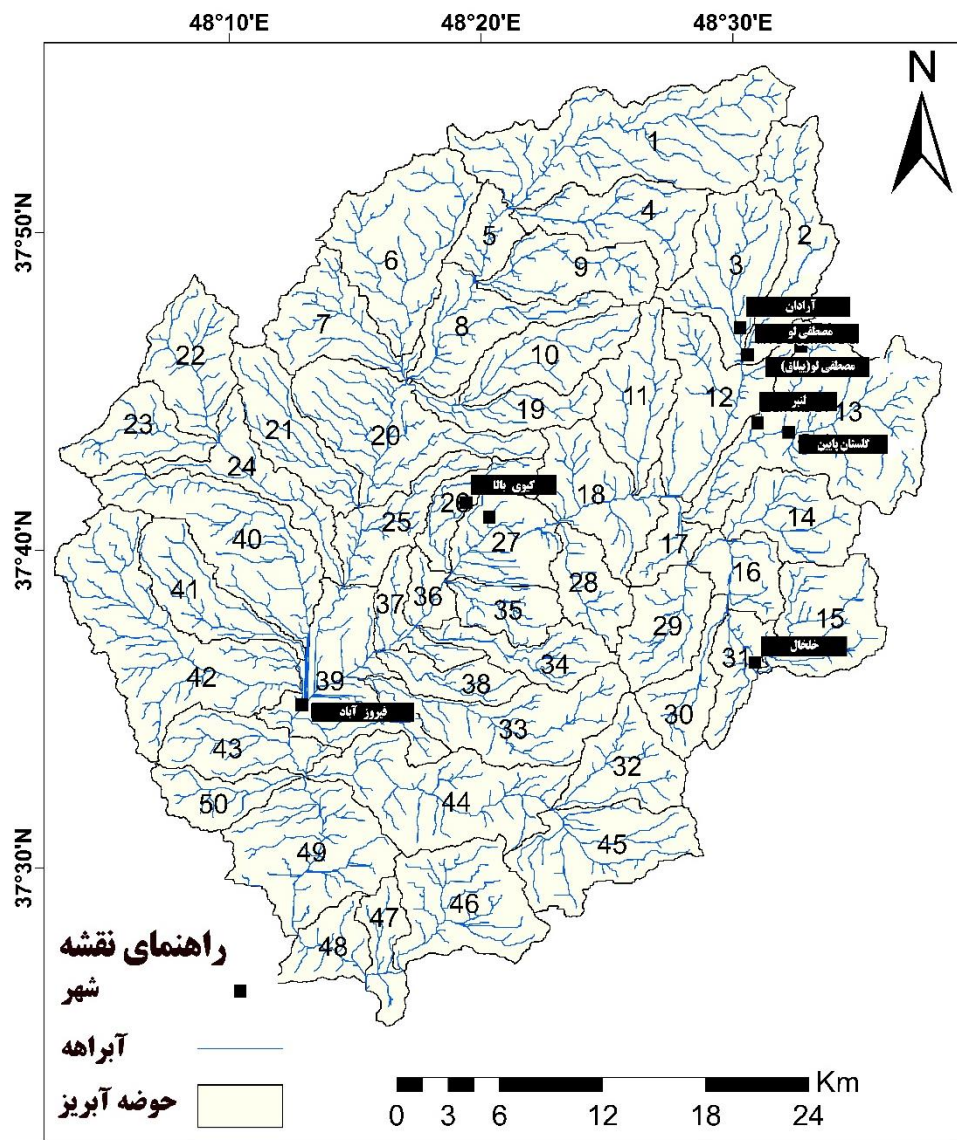
محدوده مورد نظر بخشی از زون زمین ساختی البرز - آذربایجان می‌باشد، پهنه البرز شامل مجموع صفحه‌های رانده است که به وسیله تغییر شکل حاصل از نیروی فشارشی در زمان سنوزوئیک پایانی به وجود آمده است و از زمان تریاس تا حال در طول کوه‌زایی سیمین و آلبین در حال نمو و گسترش است (آقا نباتی، ۱۳۸۳). کهن‌ترین سنگ‌های منطقه میکاشیست‌هایی هستند که در بخش خاوری رخنمون دارند و به نظر می‌رسد که پی سنگ منطقه را تشکیل می‌دهد. باتوجه به شواهد صحرایی در منطقه کیوی، سن این سنگ‌های دگرگونی قبل از میوسن است و نظر به اینکه در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سراب، آهک‌های کرتاسه نیز بر روی این سنگ‌ها قرار گرفته‌اند سن آنها می‌بایست قبل از کرتاسه باشد. شاید بتوان این شیست‌ها و فیلیت‌ها را که دارای درون لایه‌های آهکی بلورین هستند معادل سازند گهر در البرز دانست. گسل‌های متعددی در منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. گسل سنگاورد که اصلی‌ترین گسله محدوده مورد مطالعه می‌باشد روند شمال - شمال خاور و جنوب - جنوب باختر دارد. به غیر از این گسل و گسل‌های فرعی منشعب از آن، اغلب گسل‌های منطقه دارای روند شمال باختری - جنوب خاوری است، البته بایستی متذکر شد که با توجه به جوان بودن رخنمون‌های سنگی منطقه اکثر گسل‌های قدیم دارای نشانه‌ای در سطح زمین نیستند، و گسل‌های رخنمون شده با روند اصلی و فرعی نیز مربوط به حرکات جوان هستند. منطقه مورد مطالعه محدوده نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ شهرستان‌های خلخال، رضوانشهر، کیوی و هشتچین (رضضانی و همکاران، ۱۴۰۲) را شامل می‌شود (شکل ۱). گستره مورد مطالعه با مساحتی بالغ بر ۱۳۶۳ کیلومترمربع بخش‌هایی از کوه‌های تارم، منطقه فرونشست درام - فیروزآباد و کوه‌های تالش در البرز غربی و آذربایجان از استان‌های اردبیل، گیلان و زنجان را پوشش می‌دهد. از جمله شهرهایی که در منطقه مورد مطالعه وجود دارند، می‌توان به شهرهای خلخال، کوثر و فیروزآباد اشاره کرد. بخش خاوری گستره مورد مطالعه به پهنه‌های ساحلی دریای خزر می‌رسد، در بخش میانی آن کوهستان تالش قرار دارد و از باختر به فلات آذربایجان و از جنوب به رودخانه قزل‌اوزن محدود می‌شود (شکل ۱). راه ارتباطی اصلی منطقه، جاده اردبیل - کیوی - خلخال است که به صورت آسفالتی بوده و دو جاده خاکی کیوی - سنگ آباد و کیوی - فیروزآباد این ناحیه را به شهرستان میانه متصل می‌کند.



شکل ۱: نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه (رمضانی و همکاران، ۱۴۰۲)

مواد و روش‌ها

در این مطالعه ابتدا با استفاده از نرم افزار Arc GIS و مدل ارتفاعی رقومی ۳۰ متر به روش استراهلر به حوضه‌بندی و استخراج آبراهه‌ها پرداخته شد (شکل ۲). سپس با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و عکس‌های هوایی ۱:۲۰۰۰۰ و از طریق نرم افزار Arc GIS لایه‌های مختلف کاربردی که شامل آبراهه، حوضه، گسل، سنگ‌شناسی و خطوط ارتفاعی می‌باشد، تهیه گردید و در نهایت جهت انجام تحقیق حاضر در محدوده البرز غربی و آذربایجان، گستره مورد مطالعه به ۵۰ حوضه تقسیم و مقدار شاخص شیب نرمال برای تمامی قطعات آبراهه‌های اصلی و فرعی محاسبه و به ۵ رده تقسیم شدند، سپس با استخراج اطلاعات ارتفاعی از مدل ارتفاعی رقومی در نرم افزار آرک‌مپ، رسم نیمرخ طولی طولانی‌ترین رود هر حوضه در نرم افزار متلب انجام گرفت و مقدار عددی این شاخص و شاخص تقعر به تفکیک هر حوضه محاسبه گردید. همچنین استخراج رودشکن‌های گسلی با توجه به تغییرات ناگهانی شیب رودخانه در برخورد با گسل‌های اصلی، به منظور بررسی میزان فعالیت تکتونیکی منطقه انجام گرفت. در نهایت، واحدهای زمین‌شناسی و ساختارهای اصلی منطقه نتایج حاصل از بررسی نیمرخ طولی رود و مشاهدات صحرائی، مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفت.



شکل ۲: زیرحوضه‌ها و آبراهه‌های استخراج شده در منطقه مورد مطالعه با استفاده از مدل رقمی ارتفاعی (DEM).

شاخص شیب نرمال^۱ و شاخص تقعر^۲

رودخانه‌ها سیستم‌های پویایی هستند که مرزهای جانبی و مشخصات مورفولوژیکی آن‌ها به‌طور پیوسته و در طول زمان در حال تغییر است. این ناپایداری و تغییرات تحت‌تأثیر فرسایش پذیری و بالآمدگی در مسیر رود ایجاد می‌شوند و به‌تبع آن تغییرات مورفولوژی در طول رودخانه رخ می‌دهد (Kesler et al, 2013). اولین بار توسط هک (Hack,)

1. Normalized steepness index
2. Concavity
3. Flint's law

(1982) رابطه طول و مساحت رودخانه بیان شد:

$$A = KaLh$$

در رابطه بالا، A مساحت رودخانه، L طول رودخانه و Ka, h ضرایب تجربی هستند (Rigon et al., 1996). به طور معمول، در حالت پایدار نیمرخ رودخانه در تعادل با شرایط آب و هوا، سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه است. در حالت پایدار، شرایط ذکر شده نیازمند عدم تغییر در منطقه نیست بلکه باید در زمان طولانی یکنواخت باشد. شرایط آب و هوایی و بالآمدگی زمین‌ساختی در مقیاس زمانی تغییر می‌کنند، بنابراین حالت پایدار کامل، هرگز وجود ندارد (Whipple et al, 2013). نیمرخ رودخانه در حالت پایدار براساس رابطه بین شیب کانال S و مساحت بالادست حوضه A ارائه می‌شود که به عنوان قانون فلینت معرفی می‌شود (Flint, 1974):

$$S = ks A^{-\theta}$$

در این رابطه، S مقدار شیب، ks تندی، A مساحت و θ شاخص تقعر است. متفاوت بودن مقادیر شاخص شیب ks در طول رودخانه نشان‌دهنده تغییر در میزان بریدگی رودخانه به دلیل متغیر بودن فرسایش‌پذیری رسوبات کف کانال و یا بالآمدگی سنگ بستر است (Kirby et al., 2003). مطالعات تجربی بسیاری نشان‌دهنده رابطه مستقیم بین مقدار شاخص شیب (KS) و نرخ فرسایش یا بالآمدگی سنگ بستر در حالت پایدار سیستم رودخانه‌ای است:

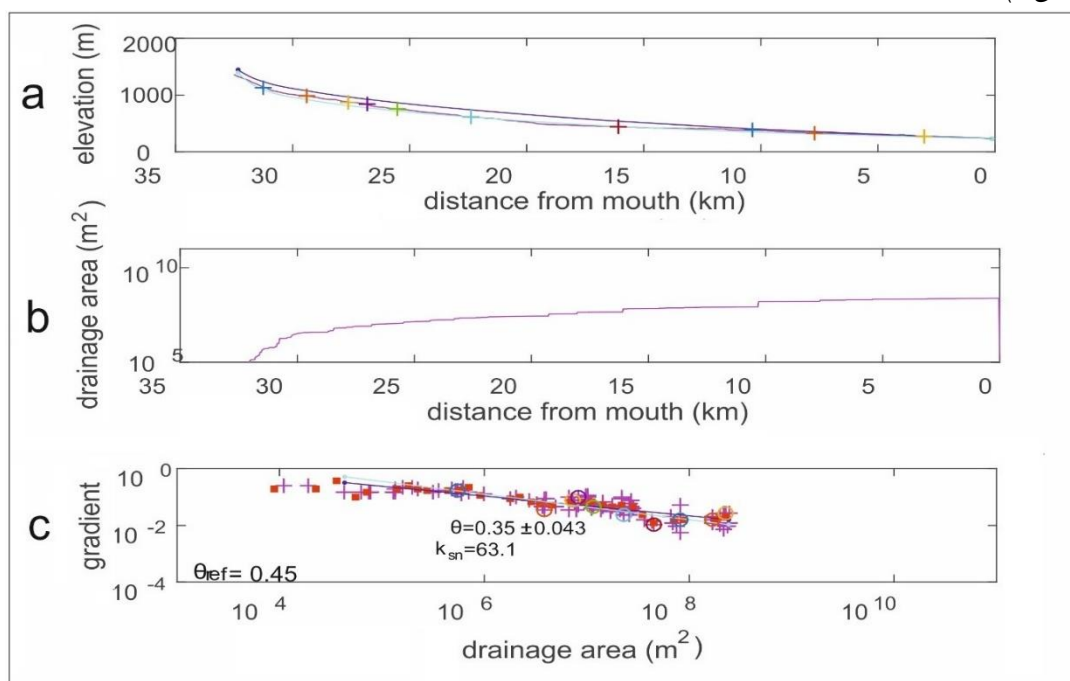
$$KS = (E/K)^{1/n}$$

در رابطه بالا، E بالآمدگی سنگ بستر، K نشان‌دهنده ضریب فرسایش بوده که به شرایط آب و هوایی و سنگ‌شناسی منطقه بستگی دارد و n توان مثبتی در ارتباط با فرآیند غالب فرسایشی منطقه است. این رابطه کمی به خوبی نرخ متفاوت بالآمدگی منطقه در نواحی با نیمرخ پایدار رودخانه که حفر عمودی رودخانه مقدار بالآمدگی را متعادل می‌کند را نشان می‌دهد (Kirby and Ouimet, 2011).

استخراج نقطه عطف شیب رود (رودشکن)

نیمرخ‌های طولی رودخانه‌های سنگ‌بستری مؤلفه‌های مورفوتکتونیک مهمی برای تکامل چشم‌اندازهای کوهستانی هستند (Lin and Oguchi, 2006). بخشی از نیمرخ طولی رودخانه که از بخش‌های مجاور پرشیب‌تر باشد، به عنوان رودشکن یا پهنه رودشکن معرفی می‌شود، اگر طول بخش پرشیب‌تر به اندازه کافی بلند نباشد و به صورت یک نقطه تعریف شود به آن رودشکن گفته می‌شود و در صورت بلند بودن بخش پرشیب‌تر به صورت پهنه رودشکن معرفی می‌شود (Hayakawa and Oguchi, 2009). رودشکن‌ها اغلب در طول رودخانه‌های سنگ‌بستری قرار دارند و بیشتر در آبراهه‌هایی که دارای جریان به شکل آبشار هستند قابل مشاهده می‌باشند (Hayakawa and Matsukura, 2003). اگرچه رودشکن‌ها و پهنه‌های رودشکن اغلب به عنوان یک سیمای کلیدی در بررسی تکامل زمین‌ریخت‌شناسی رودخانه‌های سنگ‌بستری هستند، اما بررسی توزیع رودشکن‌ها و پهنه‌های رودشکن در مناطق پهناور به دلیل نبود روش نظام‌مند و جامع محدود شده است.

نیمرخ طولی ممکن است به سه شکل مختلف وجود داشته باشد. نیمرخ مقعر نشان‌دهنده تعادل طولانی مدت بین فرسایش و بالآمدگی، نیمرخ طولی مقعر محدب نشان‌دهنده غلبه بودن فرسایش برای مدت طولانی و نرخ بالآمدگی کم و نیمرخ طولی محدب نشان‌دهنده غلبه بودن بالآمدگی در منطقه می‌باشد (Kirby and Whipple, 2001). تفسیر شکل نیمرخ طولی رودخانه‌ها در زمینه‌های گوناگونی از زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی، از بررسی نحوه انتقال رسوبات توسط جریان در محیط‌های آبرفتی گرفته تا کاربردهای گسترده در تفسیر لندفرم‌ها کاربرد دارد. عده‌ای از محققان خروج از حالت تقعر در نیمرخ طولی رودخانه‌ها را نتیجه پاسخ رود به تغییرات لیتولوژی و عده‌ای دیگر نیز عدم تقعر در نیمرخ طولی رودها را نتیجه تغییرات محلی و وجود رودشکن در مسیر رود می‌دانند. در این پژوهش، جهت استخراج رودشکن از روش بررسی نیمرخ طولی رود (Kirby et al., 2007)، استفاده گردید، بدین منظور ابتدا در هر زیرحوضه نیمرخ طولی با استفاده از مدل ارتفاع رقومی منطقه مورد مطالعه و سیستم اطلاعات جغرافیایی و در نرم‌افزار متلب استخراج گردیده و محل رودشکن‌ها در هر نیمرخ طولی مشخص می‌گردد (شکل ۳).

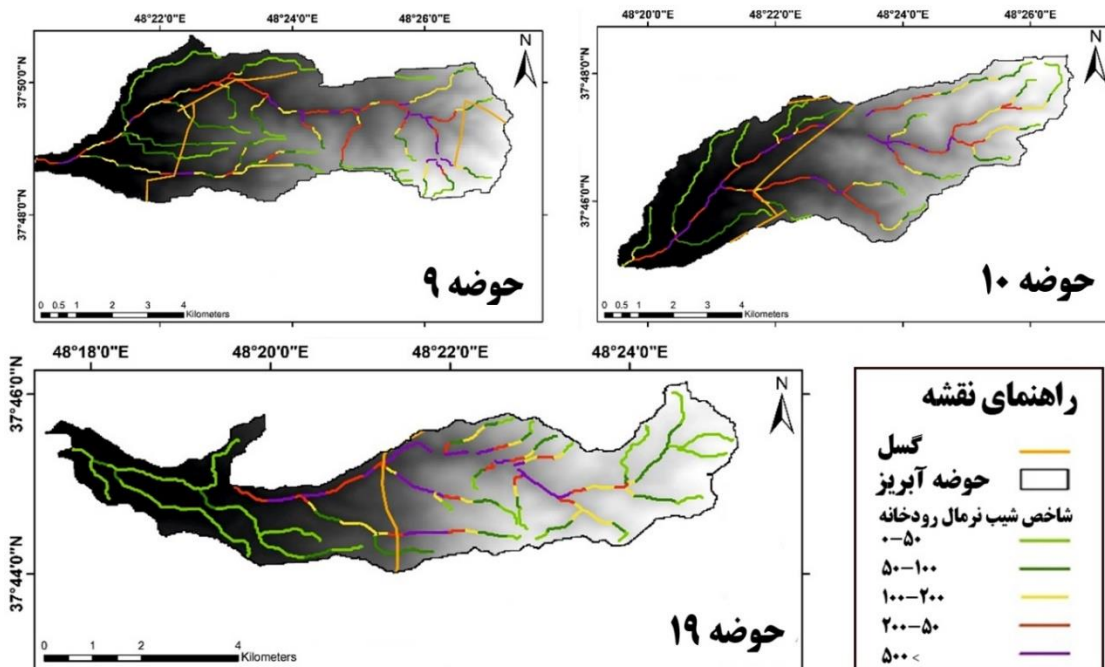


شکل ۳: نمونه نمودار اولیه استخراج شده توسط نرم‌افزار متلب. a- نیمرخ طولی رود (علامت بعلاوه محل رودشکن است)، b - منطقه زهکشی، c- تغییرات شیب (علامت دایره محل رودشکن است).

یافته‌های پژوهش

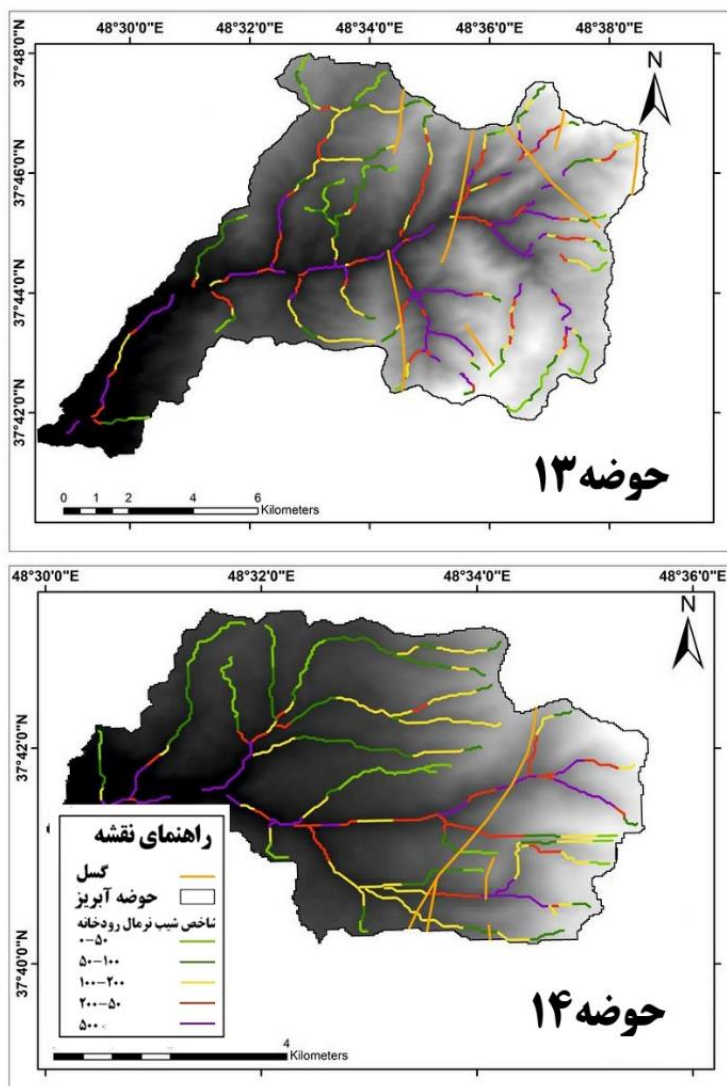
پس از محاسبه شاخص‌های استفاده شده، آبراهه‌های منطقه مورد مطالعه براساس رده‌بندی مقادیر شاخص شیب نرمال K_{sn} در ۵ رده به شرح زیر تقسیم بندی شده‌اند: رده اول $K_{sn} > 500$ دارای فعالیت تکتونیک بسیار بالا، رده دوم $200 < K_{sn} < 500$ فعالیت تکتونیک بالا، رده سوم $100 < K_{sn} < 200$ فعالیت تکتونیک متوسط، رده چهارم $50 < K_{sn} < 100$ فعالیت تکتونیک کم و $K_{sn} > 50$ فعالیت تکتونیک بسیار کم می‌باشند. براساس این شاخص رده‌ی فعالیت زمین‌ساختی براساس عملکرد گسل‌های منطقه به شرح زیر می‌باشد:

طبق محاسبات انجام شده، با شاخص‌های شیب نرمال و تقعر به ترتیب در زیرحوضه‌های شماره ۲، ۱، ۴۷، ۴۲، ۱۳، ۴۶ و ۹ بیشترین مقدار را دارند و زیرحوضه‌های ۱۰، ۵۰، ۱۴، ۱۹، ۴۰ و ۴۹ مقدار بالای این شاخص را دارند می‌باشند که در نتیجه آبراهه‌های موجود در این زیر حوضه‌ها دارای رده فعالیت بالا و بسیار بالا بر اساس این شاخص می‌باشند، به‌صورتی که در محل تقاطع گسل‌ها با آبراهه‌های زیرحوضه‌های منطقه مورد مطالعه افزایش میزان شاخص شیب نرمال و تقعر قابل رویت است. گسل سنگاورد که براساس اعداد به‌دست آمده از شاخص‌های شیب نرمال و تقعر تاثیرگذارترین گسل در افزایش میزان این شاخص‌ها در گستره مورد مطالعه می‌باشد، در زیرحوضه‌های شماره ۱، ۴ و ۹، ۱۰ و ۱۹ سبب افزایش میزان شاخص‌های شیب نرمال و تقعر گردیده؛ به‌طوری‌که در امتداد این گسل در تمامی زیرحوضه‌ها، میزان شاخص شیب نرمال دچار افزایش شده و از فعال‌ترین زیرحوضه‌ها در تکتونیک منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شوند (شکل ۴). در حوضه‌های شماره ۹، ۱۰ و ۱۹ گسل سنگاورد میزان شاخص شیب نرمال و تقعر را در بخش‌های تقاطع بین گسل و آبراهه و در امتداد آبراهه‌ها تأثیر گذاشته و میزان شاخص شیب نرمال و تقعر را بسیار افزایش داده است، به‌صورتی که میزان بسیار بالا و بالا برای این شاخص‌ها دیده می‌شود (شکل ۴).



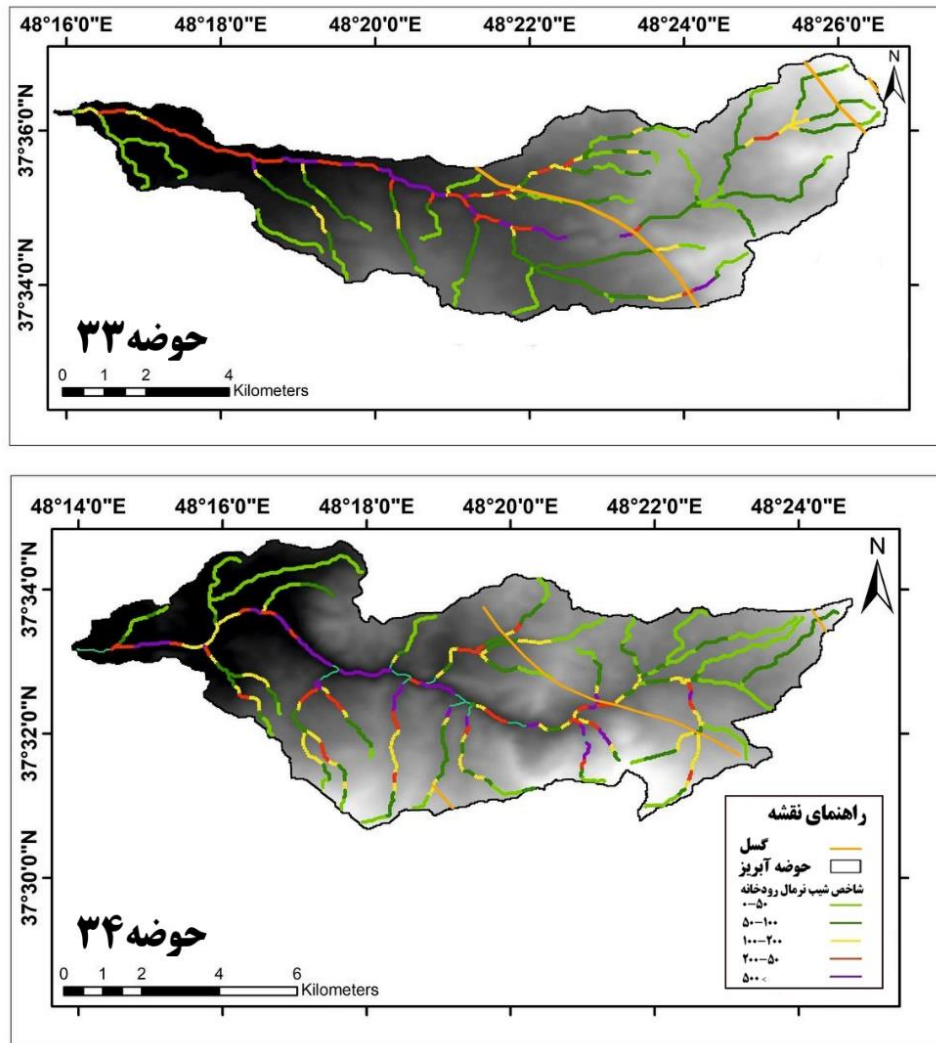
شکل ۴: نقشه تأثیر گسل‌ها بر افزایش مقادیر شاخص شیب نرمال رودخانه (K_{sn}) در حوضه عملکرد گسل سنگاورد.

براساس محاسبات انجام گرفته و اعداد به دست آمده از شاخص های شیب نرمال و تقعر در زیرحوضه های شماره ۱۱ و ۱۸ تأثیر گسل سنگاورد که یکی از فعال ترین گسل ها در منطقه مورد مطالعه می باشد، سبب افزایش میزان این شاخص ها در زیرحوضه های نام برده شده است. براساس محاسبات انجام گرفته و اعداد به دست آمده از شاخص های شیب نرمال (Ksn) و تقعر، در زیرحوضه های شماره ۲، ۱۳ و ۱۴ تأثیر گسل های نیکی در زیر حوضه شماره ۱۳، گسل عندلیبی در زیر حوضه شماره ۱۳ و ۱۴ و برخی گسل های فرعی در زیرحوضه های نام برده و زیرحوضه شماره ۲ در منطقه مورد مطالعه سبب افزایش میزان این شاخص ها شده است (شکل ۵).



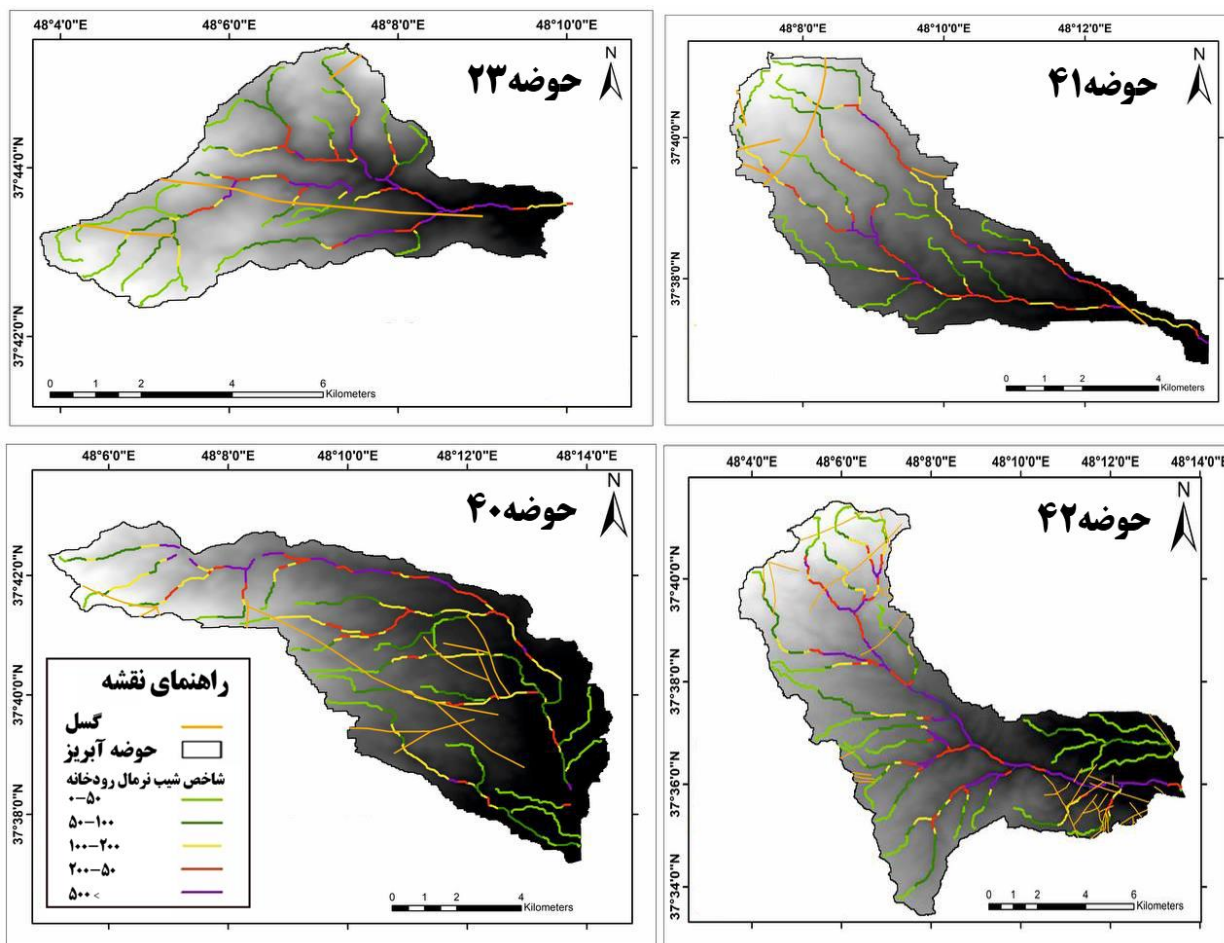
شکل ۵: نقشه تأثیر گسل ها بر افزایش مقادیر شاخص شیب نرمال رودخانه (Ksn) در حوزه عملکرد گسل عندلیبی.

همچنین تأثیر گسل شیخ جانلو بر آبراهه های زیرحوضه های شماره ۳۳ و ۴۴ و گسل نیاخرم بر آبراهه زیرحوضه ۴ سبب افزایش میزان شاخص شیب نرمال و تقعر شده به صورتی که در محل تقاطع این گسل ها با آبراهه های این زیرحوضه ها شاخص شیب نرمال میزان بسیار بالا و بالا را نشان می دهد (شکل ۶).



شکل ۶: نقشه تأثیر گسل‌ها بر افزایش مقادیر شاخص شیب نرمال رودخانه (Ksn) در حوزه عملکرد گسل شیخ جانلو و نیاخروم.

تأثیر گسل قالین قیه بر آبراهه‌های زیرحوضه‌های شماره ۴۰ و همچنین گسل‌های فرعی که در غرب محدوده مطالعاتی قرار دارند بر آبراهه زیرحوضه‌های ۲۳، ۴۱ و ۴۲ سبب افزایش میزان شاخص شیب نرمال و تقعر شده به‌صورتی که در محل تقاطع این گسل‌ها با آبراهه‌های این زیرحوضه‌ها شاخص شیب نرمال بسیار بالا و بالا را نشان می‌دهد (شکل ۷).



شکل ۷: نقشه تأثیر گسل‌ها بر افزایش مقادیر شاخص شیب نرمال رودخانه (Ksn) در حوزه عملکرد گسل قالین قیه و گسل‌های فرعی باختر منطقه مورد مطالعه.

در نهایت با توجه به محاسبات انجام گرفته از شاخص‌های شیب نرمال و تقعر و نقشه‌های رده‌بندی شاخص شیب نرمال در زیرحوضه‌های شماره ۵، ۲۵، به دلیل تعداد بسیار اندک گسل‌ها و میزان فعالیت زمین‌ساختی کم در این نواحی، در این زیرحوضه‌ها و در محل تقاطع گسل‌ها با آبراهه‌ها میزان فعالیت کم و یا متوسط نمایان‌گر شده است.

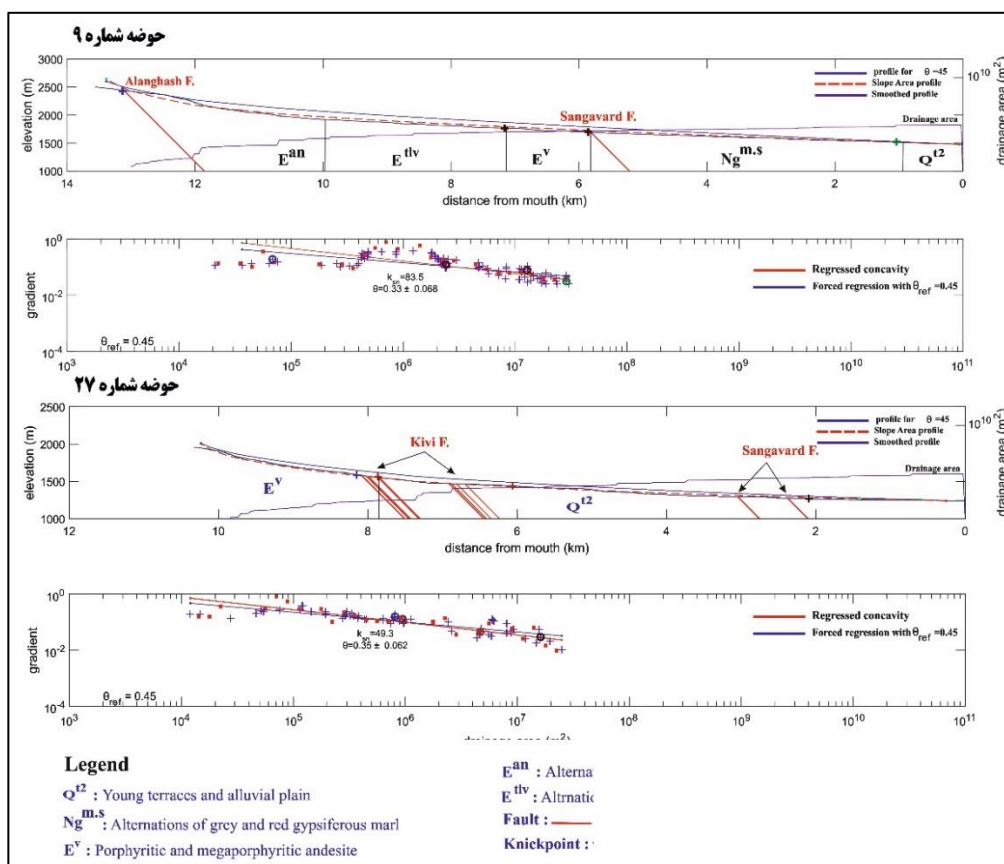
تحلیل نقاط عطف شیب رود (رودشکن)

در این پژوهش با روشی نسبتاً جدید با استفاده از نیم‌رخ طولی رود از مدل رقومی ارتفاع در نرم افزار متلب به تعیین نقاط عطف شیب رودخانه (رودشکن) پرداختیم. در این روش داده‌ها در نرم‌افزار پردازش شده و با استفاده از نیم‌رخ طولی رود به استخراج رودشکن می‌پردازیم که همچنین می‌توان رودشکن‌های با ارتفاع کم را هم مشخص کرد. در روش‌های قدیمی‌تر تعداد رودشکن‌های استخراجی کمتر بوده زیرا رودشکن‌های با ارتفاع کمتر از ۲۰ متر حذف می‌شوند. در روش‌های قدیمی تنها آبراهه اصلی را می‌توان برای تعیین رودشکن در نظر گرفت و امکان استخراج رودشکن در انشعابات فرعی وجود ندارد؛ اما در روش استفاده شده در این پژوهش تمام انشعابات می‌تواند مورد بررسی قرار بگیرند. با توجه به محدودیت‌های موجود در روش‌های قدیمی در این پژوهش رودشکن‌های مناطق گسلی به روش جدید به منظور تأثیر زمین‌ساخت فعال در تشکیل رودشکن‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد. در این پژوهش رودشکن‌هایی که بر مرز واحدهای سنگ‌شناسی منطبق بوده حذف و رودشکن‌هایی که ناشی از عملکرد گسل بوده‌اند مورد بررسی قرار گرفتند.

گسل سنگاورد با درازای ۷۴ کیلومتر و راستای شمال - شمال خاور - جنوب - جنوب باختر، شیبی بیش از ۷۰ درجه به سوی خاور دارد. سازوکار آن راستالغز چپ‌بر می‌باشد (دابنده و سلطانی، ۱۳۷۷). این گسل در امتداد خود در کل گستره مورد مطالعه در مسیر تلاقی با آبراهه‌ها در چندین زیرحوضه باعث تشکیل رودشکن شده است که نتایج حاصل از تعیین رودشکن در این حوضه‌ها در زیر شرح داده شده است. گسل بزرگ سنگاورد در بخش شمالی و نیز در زیرحوضه شماره ۱ گستره مورد مطالعه سبب ایجاد رودشکن بر آبراهه گذر کرده از آن گردیده (شکل ۸). همچنین این گسل بزرگ در زیرحوضه شماره ۴ نیز تأثیرگذار بوده و سبب به وجود آمدن دو رودشکن در مسیر تلاقی خود با آبراهه گستره مورد مطالعه شده است (شکل ۸). سایر رودشکن‌های موجود در این زیرحوضه مربوط به مرز بین واحدهای سنگ‌شناسی ائوسن و واحدهای کواترنری می‌باشد.

گسل سنگاورد در بخش‌های مرکزی محدوده مورد مطالعه و نیز در زیرحوضه شماره ۸ سبب ایجاد رودشکن بر آبراهه گذر کرده از آن شده است. در این زیرحوضه همراه با رودشکن گسلی، تغییر لیتولوژی مرز ائوسن و نئوژن نیز مشاهده می‌شود که سبب ایجاد رودشکن در محل تقاطع خود با آبراهه‌های گستره مورد مطالعه شده‌اند (شکل ۸). در کنار گسل بزرگ فیروزآباد - مجدر در حوضه شماره ۹ یکی از گسل‌های فرعی که در منطقه مورد مطالعه سبب به‌وجود آمدن رودشکن در محل تقاطع با آبراهه‌ها است، گسل آلان‌قش می‌باشد. این گسل و گسل فیروزآباد - مجدر در منطقه مورد مطالعه و در مسیر طولی خود سبب ایجاد رودشکن در زیرحوضه شماره ۹ شده‌اند (شکل ۸). سایر رودشکن‌های موجود در این زیرحوضه مربوط به مرز بین واحدهای سنگ‌شناسی ائوسن و نئوژن که در محل تلاقی رودشکن گسلی ایجاد شده توسط گسل سنگاورد می‌باشد و همچنین مرز نئوژن با کواترنری است.

گسل سنگاورد در امتداد خود در زیر حوضه شماره ۱۰ نیز در برخورد با رودخانه سنگورچای سبب تشکیل رودشکن در محل تقاطع با رودخانه در این زیرحوضه شده است که علاوه بر آن مرز بین واحدهای سنگ‌شناسی ائوسن و نئوژن می‌باشد (شکل ۸). همچنین گسل کیوی در زیرحوضه شماره ۲۷ با تأثیراتی که از گسل سنگاورد پذیرفته در طول مسیر خود در تقاطع با رودخانه سنگورچای در این زیرحوضه سبب ایجاد رودشکن گردیده (شکل ۸). این رودشکن نشان‌دهنده تأثیر گسل کیوی بر مورفولوژی منطقه با استفاده از مطالعات حاصل از رودشکن‌ها می‌باشد. همچنین روشکن حاصل در این زیرحوضه مرز بین واحدهای سنگ‌شناسی کواترنری با ائوسن می‌باشد.

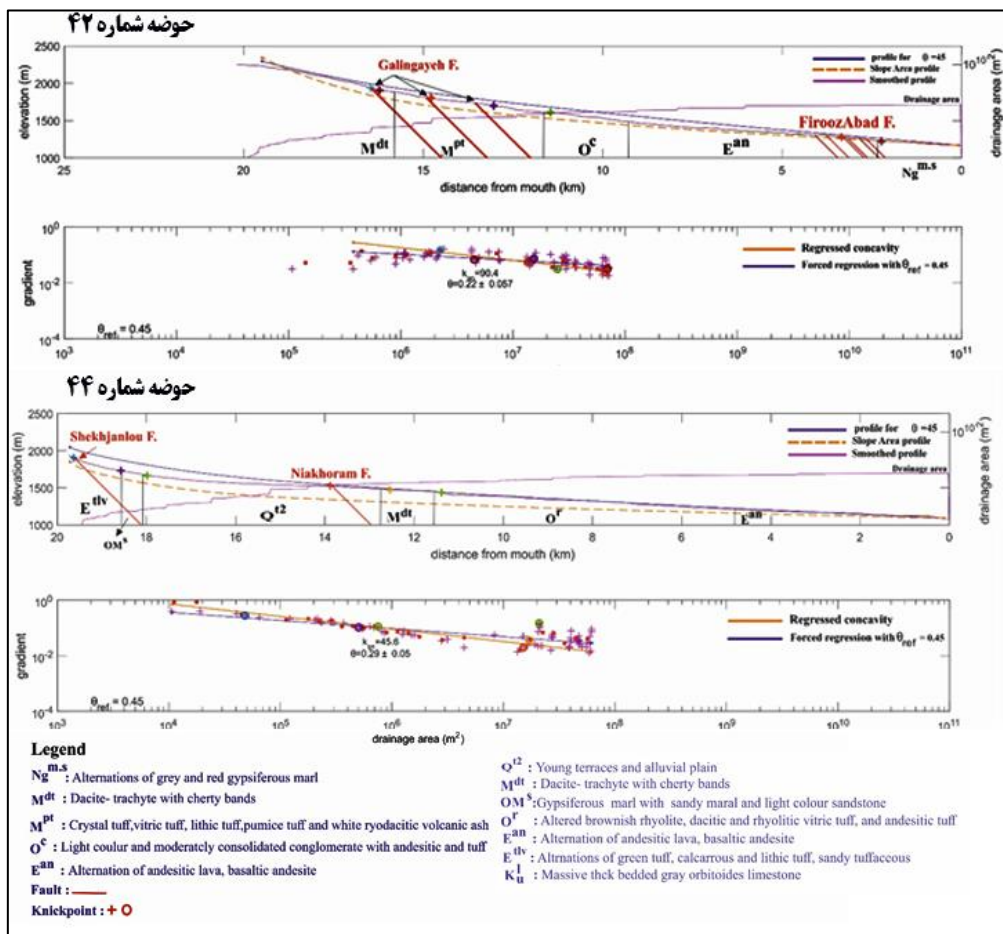


شکل ۸: نیمرخ طولی رودشکن‌های ایجاد شده در اثر فعالیت پهنه گسلی فیروز آباد (سنگاورد).

گسل گرم‌خانه، از جمله گسل‌های فرعی دیگری است که از نظر تکتونیکی فعال بوده و سبب به‌وجود آمدن رودشکن در مسیر رودخانه زیرحوضه شماره ۳۲ شده است (شکل ۹) که نشان‌دهنده تاثیر این گسل بر زمین‌ساخت فعال با استفاده از مطالعات حاصل از رودشکن‌ها می‌باشد. اعداد به‌دست آمده از محاسبات شاخص‌های شیب نرمال و تقعر نیز در این زیرحوضه می‌توانند تصدیق‌کننده بالا بودن میزان فعالیت زمین‌ساخت در این زیرحوضه و تحت تاثیر گسل نام‌برده باشند. سایر رودشکن‌های موجود در این زیرحوضه مربوط به مرز بین واحدهای سنگ‌شناسی کواترنری با ائوسن و ائوسن با نتوزن می‌باشد. در زیرحوضه ۳۵ گسل سنگاورد در مسیر امتداد خود با رود سبب تشکیل دو رودشکن شده است. در محل تشکیل این رودشکن مرز لیتولوژی واحدهای کواترنری با الیگوسن نیز قرار گرفته است (شکل ۹) که نشان‌دهنده تاثیر این گسل تکتونیک فعال می‌باشد در این زیرحوضه گسل آغبلاق نیز سبب به‌وجود آمدن رودشکن شده است همچنین در محل تشکیل این رودشکن نیز در مرز لیتولوژی واحدهای کواترنری و الیگوسن قرار دارد.

در زیرحوضه شماره ۳۸ گسل شیخ‌چانلو در محل تقاطع با رودخانه سبب ایجاد رودشکن گردیده و همچنین در این زیرحوضه مرز واحدهای کرتاسه با الیگوسن نیز تشکیل رودشکن داده است (شکل ۹). در زیر حوضه شماره ۴۱ گسل فرعی قالین‌قیه در تلاقی با رودخانه منطقه مورد بررسی در زیرحوضه مذکور باعث تشکیل دو رودشکن شده است که نشان‌دهنده بالا بودن میزان فعالیت تکتونیکی این گسل در این زیرحوضه می‌باشد (شکل ۹). میزان بالای شاخص K_{sn}

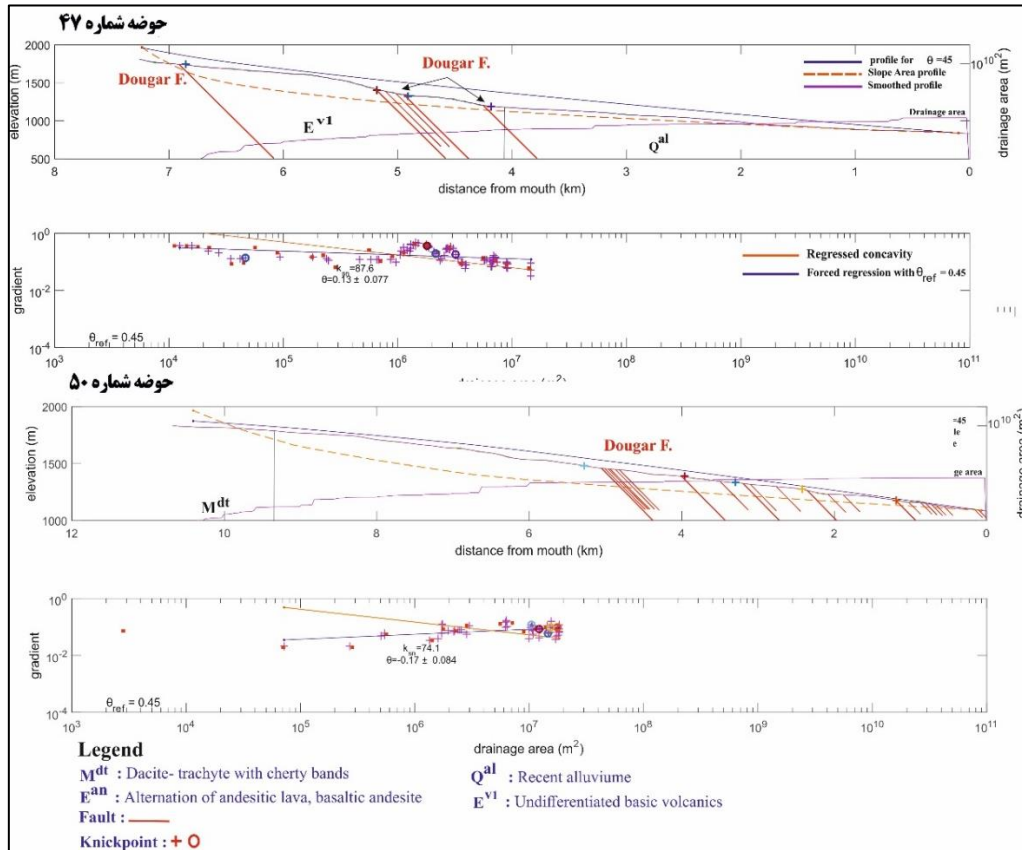
در این زیر حوضه و تشکیل سه رودشکن در محل تقاطع گسل قالین‌قیه با رودخانه محدوده مورد مطالعه و همچنین ایجاد یک رودشکن در محل برخورد گسل فیروزآباد با رود، نشان‌دهنده بالا بودن میزان فعالیت تکتونیکی این گسل‌ها در این زیرحوضه می‌باشد. سایر رودشکن‌های موجود در این زیرحوضه مربوط به مرز بین واحدهای سنگ‌شناسی الیگوسن و میوسن و همچنین واحدهای ائوسن با نئوژن می‌باشد. در زیر حوضه شماره ۴۴ گسل شیخ‌جانلو و گسل نیاخرم و در محل تقاطع با آبراهه‌های این زیرحوضه سبب به وجود آمدن رودشکن شده‌اند که نتایج حاصل از تعیین رودشکن در این حوضه در شکل (شکل ۹) دیده می‌شود. سایر رودشکن‌های موجود در این زیرحوضه مربوط به مرز بین واحدهای سنگ‌شناسی ائوسن با الیگوسن، الیگوسن و میوسن با واحدهای کواترنری است.



شکل ۹: نیم‌رخ طولی رودشکن‌های ایجاد شده در اثر فعالیت گسل‌های شیخ‌جانلو و نیاخرم.

در زیرحوضه شماره ۴۷ گسل دوگر به همراه تعدادی گسل فرعی دیگر سبب ایجاد رودشکن در محل تقاطع با رود شده‌اند که نتایج حاصل از تعیین رودشکن در این حوضه در دیده می‌شود و تأییدکننده فعالیت تکتونیکی بالا در این زیرحوضه و در اثر فعالیت این گسل‌ها می‌باشد (شکل ۱۰). نتایج حاصل از انطباق رودشکن‌ها با گسل‌ها و با نتایج حاصل از محاسبات شاخص‌های شیب نرمال و تقعر در این حوضه، هم‌خوانی دارد. در زیرحوضه شماره ۵۰ گسل‌های فرعی بسیار کوچک سبب ایجاد رودشکن در محل تلاقی رود با گسل شده‌اند که نشان‌دهنده فعالیت

بالای این ریزگسل‌ها می‌باشد (شکل ۱۰). در زیرحوضه شماره ۲۹ مرز بین واحدهای سنگ‌شناسی اتوسن سبب ایجاد رودشکن در مسیر طولی رود شده‌اند (شکل ۱۰).

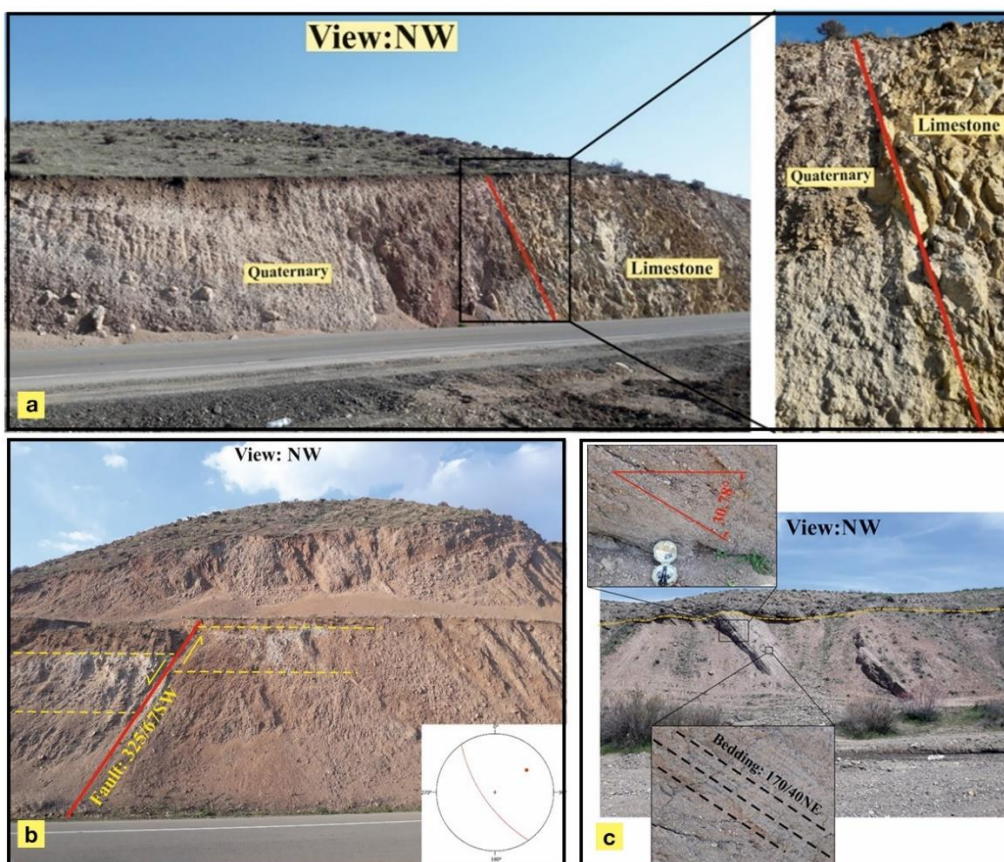


شکل ۱۰: نیمرخ طولی رودشکن‌های ایجاد شده در اثر فعالیت گسل دوگر.

بحث و نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از بررسی کمی تغییرات نیمرخ طولی رودخانه و استخراج رودشکن‌ها در ۵۰ حوضه زهکشی، نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی بالا در گستره مورد مطالعه به ویژه در گسل‌های سنگاورد، سایر گسل‌های جنوب، جنوب شرقی و جنوب غربی منطقه می‌باشد. شاخص شیب نرمال (تندی) (K_{sn}) و تقعر (فروافتادگی) (θ) که با استفاده از نیمرخ طولی و در نرم‌افزار متلب محاسبه گردید؛ گویای این مطلب است که مقادیر زیاد این شاخص‌ها هماهنگی خوبی با گسل‌های شناخته شده منطقه از جمله گسل فیروزآباد - مجدر در گستره مورد مطالعه را نشان می‌دهند. گسل سنگاورد که براساس اعداد به‌دست آمده از شاخص شیب نرمال (K_{sn}) و تقعر (θ) تأثیرگذارترین گسل در افزایش میزان این شاخص‌ها در گستره مورد مطالعه می‌باشد، در زیرحوضه‌های شماره ۱، ۴، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۸ و ۱۹ سبب افزایش میزان شاخص‌های شیب نرمال و تقعر شده است، به‌طوری‌که در امتداد این گسل در تمامی زیرحوضه‌ها، میزان شاخص شیب نرمال را افزایش داده و فعال‌ترین زیرحوضه‌ها در منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شوند که نشان‌دهنده تأثیر این گسل بر مورفولوژی منطقه و تغییرات شیب در رودخانه می‌باشد. همچنین در این پژوهش، با استفاده از روش جدید کربای پهنه‌های رودشکن استخراج گردید و ارتباط آن‌ها با ساختارهای منطقه، مورد مطالعه قرار گرفت. رودشکن‌ها در گستره

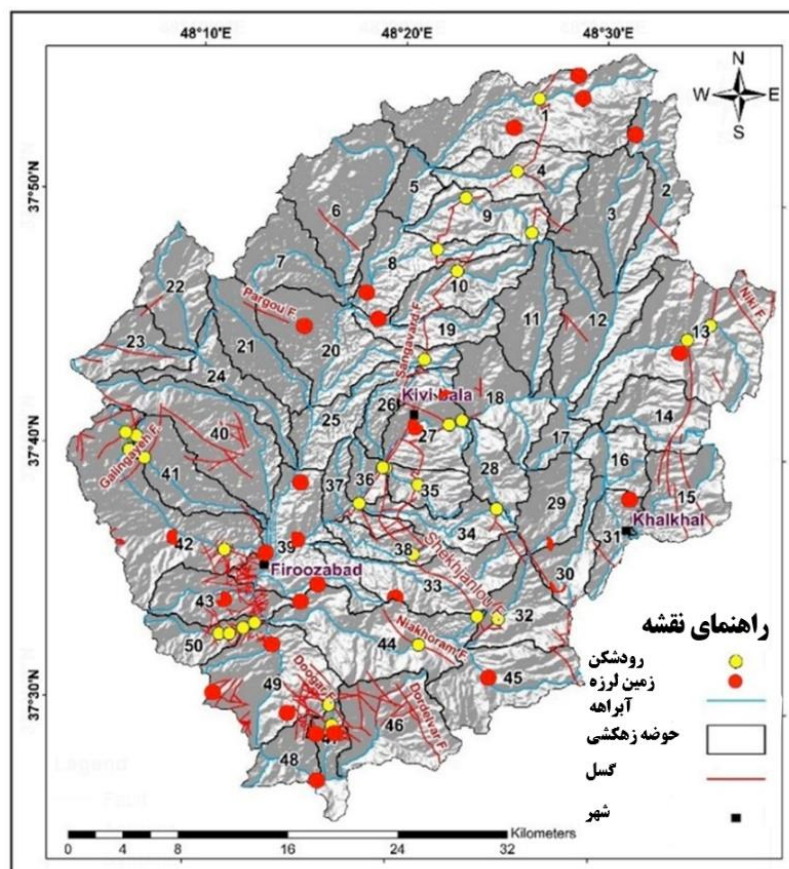
مورد مطالعه دارای گسترش زیادی هستند. انطباق رودشکن‌های تند و پرشیب مشخص در نزدیکی پایه کوه با گسل‌های فعال ناحیه، نشان می‌دهد که اکثر آن‌ها به وسیله فعالیت تکتونیک ایجاد شده‌اند. تأثیر ویژگی‌های سنگ‌شناسی بر فراوانی و اندازه رودشکن‌ها در برخی نقاط دیده می‌شود، اما آنها پس از فعالیت تکتونیک نقش درجه دو را ایفا می‌کنند. در این روش استخراج رودشکن، مکان رودشکن‌های منطبق بر گسل‌های سنگاورد، گسل کیوی، گسل شیخ‌جانلو، گسل قالین‌قیه و گسل‌های واقع در جنوب، جنوب شرقی و جنوب غربی گستره مورد مطالعه دارای هم‌پوشانی قابل توجهی با شاخص شیب نرمال و تقعر می‌باشند. انطباق مکان رودشکن‌ها در مشاهدات صحرایی با نتایج نرم‌افزاری نیز تأییدکننده صحت دقت روش‌های مورد استفاده است. رودشکن‌هایی که بر اثر تغییرات سنگ‌شناسی ایجاد شده‌اند نیز در منطقه وجود دارد و در محل تغییر مقاومت واحد سنگ‌شناسی تشکیل شده‌اند، ولی تعداد این رودشکن‌ها در مقایسه با رودشکن‌های منطبق با گسل‌های گستره مورد مطالعه کمتر است. رودشکن‌های کمیاب در بخش‌های بالادست پرشیب می‌توانند در اثر شرایط آب‌شناسی و فرسایشی فعال بدون توجه به شرایط تکتونیک ایجاد شده باشند. این رودشکن‌ها دارای شیب نسبی و ارتفاع زیاد می‌باشند و معمولاً در نقاط نزدیک سرچشمه رود تشکیل می‌شوند. تطابق گسل‌های موجود در منطقه، شاخص شیب نرمال و رودشکن‌ها نیز تأییدی بر فعال بودن تکتونیک منطقه مورد مطالعه می‌باشد. شواهد مورفوتکتونیک حاصل از مشاهدات صحرایی نیز اثبات‌کننده فعالیت تکتونیک اخیر ساختارها و گسل‌های منطقه است (شکل ۱۱ و ۱۲). طبق نقشه پراکندگی رودشکن‌ها می‌توان پی‌برد که بیش‌تر رودشکن‌ها منطبق بر گسل‌های فعال منطقه و در حوضه‌های فعال براساس شاخص‌های ژئومورفولوژی می‌باشند. رودشکن‌های منطبق بر گسل سنگاورد در زیرحوضه‌های شماره ۱، ۴، ۸، ۹، ۱۰، ۲۷ و ۳۵ و گسل نیکی و گسل عندلیبی در شرق محدوده مورد بررسی در زیرحوضه‌های شماره ۱۳ و ۱۴ نمایان‌گر وجود فعالیت تکتونیک در محل تقاطع این گسل‌ها با رودخانه‌های گستره مورد مطالعه هستند. رودشکن‌های منطبق بر گسل شیخ‌جانلو در زیرحوضه‌های شماره ۳۲، ۳۳ و ۳۸ و گسل نیاخرم در زیر حوضه ۴۴ نیز در گستره مورد مطالعه، نشان‌دهنده فعالیت تکتونیک ساختارهای این محدوده می‌باشد. وجود گسل فرعی فعالی در غرب گستره مورد مطالعه سبب ایجاد رودشکن‌هایی در زیرحوضه‌های شماره ۴۱ و ۴۲ شده که خود دلیلی بر وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی در محل تقاطع این گسل با رودخانه‌های مورد مطالعه می‌باشد. در جنوب محدوده مورد مطالعه گسل‌های دوگر و اسمرود و گسل‌های فرعی دیگری در زیرحوضه‌های ۴۷ و ۵۰ باعث تشکیل رودشکن شده‌اند که فعالیت تکتونیک بالا در این محدوده رانشان می‌دهد. در این روش استخراج رودشکن، رودشکن‌ها منطبق با گسل‌های گستره مورد مطالعه می‌باشند، که این امر می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر گسل‌های فعال در تغییر شیب بستر رودخانه باشد. رودشکن‌های متعددی منطبق بر گسل سنگاورد می‌باشد، رودشکن‌هایی نیز در گسل‌های مجاور سنگاورد در هر دو روش استخراج رودشکن دیده می‌شود که بیان‌کننده فعالیت اخیر این گسل می‌باشد. رودشکن‌های منطبق بر ساختارهای مرکزی، جنوبی و جنوب غربی گستره مورد مطالعه می‌تواند بیان‌کننده فعالیت اخیر ساختارهای منطقه مورد مطالعه باشد. برهمین اساس در محل تلاقی رودخانه‌های گستره مورد مطالعه با ساختارهای مذکور تغییرات محسوس در گرادیان و شیب رودخانه‌ها ایجاد شده و می‌توان ساختارهای تازه تشکیل شده‌ای با خصوصیات رودشکن‌ها را مشاهده کرد. انطباق مکان رودشکن‌ها در مشاهدات صحرایی با رودشکن‌های استخراجی با روش ذکر شده در بخش‌های قبلی نشان‌دهنده صحت دقت روش مورد استفاده است (۱۱ و ۱۲).



شکل ۱۱: شواهد ساختاری فعالیت تکتونیکی اخیر در منطقه مورد مطالعه. a: راندگی واحدهای آهکی بر روی واحدهای کواترنری در اثر فعالیت گسل شیخ‌جانلو. b: گسلش در واحدهای کواترنری در بهنه گسلی سنگاورد، شرق شهر کیوی. c: دگرشیبی بین پلیوکواترنری و کواترنری، کج شدگی لایه-های کواترنری در اثر فعالیت گسل سنگاورد در ۴ کیلومتری جنوب غربی شهر کیوی.



شکل ۱۲: a و e: رودشکن‌های موجود در باختر منطقه مورد مطالعه. b: نیک زون منطق بر گسل سنگاورد و ساختارهای بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه. c: رودشکن منطق بر گسل سنگاورد در شمال شهر کیوی. d: دره گسلی. e: رودشکن‌های منطبق بر گسل قالین‌قیه در غرب محدوده مورد مطالعه. f: نیک زون مشاهده شده در جنوب غربی محدوده مورد مطالعه مربوط به زون گسلی ناطور. g: رودشکن ایجاد شده بر ساختارهای جنوبی محدوده مورد مطالعه. h: رودشکن ایجاد شده منطبق بر گسل سنگاورد در شمال محدوده مورد مطالعه.



شکل ۱۳: نقشه انطباق توزیع رودشکن‌های استخراجی با روش کربابی با گسل‌های گسترده مورد بررسی و موقعیت زلزله‌های وقوعی ۴ الی ۵ ریشتر.

نتایج

با توجه به وابستگی عوامل مورفوتکتونیک به تکتونیک فعال در یک ناحیه، در این پژوهش تلاش شده که اثر فعالیت‌های تکتونیک بر تغییرات هندسی آبراهه‌ها مورد بررسی قرار گیرد، طبق نتایج حاصل شده از بررسی آماری بر روی رودخانه‌های اصلی منطقه و موقعیت زون‌های گسلی البرز غربی، فعالیت سامانه‌های گسلی نقش بسیار ویژه‌ای در تغییرات بستر رودخانه‌ها داشته مقادیر بالای شاخص شیب نرمال رودخانه در محل تلاقی سامانه‌های گسلی با رودخانه و قرارگیری نقاط عطف شیب رود (رودشکن) در این مناطق بیانگر اثر بالای فعالیت تکتونیک در منطقه در اطراف زون‌های گسلی سنگاورد، نیکی، عندلیبی، شیخ جانلو و قالین قبه و سایر گسل‌های جنوبی منطقه می‌باشد. برای تشخیص رودشکن‌ها و پهنه‌های رودشکن، مطالعات قبلی معمولاً براساس شکل ظاهری نیم‌رخ‌های طولی رودخانه‌ها و روش مشاهدات صحرایی بوده است، مطالعات صحرایی برای تشخیص و تعیین در مناطق وسیع پهنه‌های رودشکن کاربردی نیست، همچنین در مطالعات صحرایی معیار مشخصی برای تعیین محدوده بالاتر و پایین‌تر یک پهنه رودشکن وجود ندارد (Hayakawa and Oguchi, 2009). شواهد زمین‌ریختی حاصل از مشاهدات صحرایی نیز اثبات‌کننده فعالیت زمین‌ساختی اخیر ساختارها و گسل‌های منطقه است. وجود لندفرم‌هایی همچون پادگانه‌های آبرفتی مرتفع، ایجاد سطوح مثلثی، کج‌شدگی لایه‌ها، ایجاد تنگ‌دره و وجود دره‌های ۷ شکل در کنار نتایج حاصل از شاخص‌های

ژئومورفولوژی می‌باشد. شواهد زمین‌ساختی همچون گسلش و چین‌خوردگی در واحدهای نئوژن و کواترنری، جابه‌جایی واحدهای نئوژن در اثر فعالیت گسل‌های مذکور، راندگی واحدهای قدیمی بر روی واحدهای جوان دلیلی قوی بر فعالیت بالای ساختارهای مربوط به گسل‌های گستره مورد مطالعه می‌باشد. در کنار مطالعات مورفوتکتونیک و شواهد صحرایی، نتایج حاصل از این مطالعات دارای تطابق بسیار بالا با تاریخچه لرزه‌ای منطقه بوده که فعالیت تکتونیک بالا در منطقه را نشان می‌دهد. با توجه به نتایج حاصل شده و تعدد مناطق شهری، روستایی و گردشگری در منطقه مورد مطالعه، پیشنهاد می‌گردد مقاوم‌سازی بناها و سازه‌های شهری در مناطق دارای فعالیت تکتونیک بالا در پیش‌بینی خطرات احتمالی جانی و مالی در اقدامات مربوط به شهرسازی لحاظ شود.

منابع

- آقا نباتی، علی، (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسین زاده، محمدمهدی، اسماعیلی، رضا، (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، مفاهیم، اشکال، و فرایندها، تهران، دانشگاه شهید بهشتی.
- خلج، محمد، علیزاده، حسن. (۱۴۰۲). زمین‌ساخت فعال حوضه آبریز کلاردشت و عباس آباد بر اساس شاخص‌های ریخت‌سنجی، جغرافیا و مخاطرات محیطی، دوره ۱۲ شماره ۴، صص. ۳۳۰-۳۱۱.
- دریکوند، سمیه، (۱۴۰۲). ارزیابی فعالیت نسبی زمین‌ساختی و تحلیل جنبش‌شناختی شمال پلدختر، غرب ایران، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال دوازدهم، شماره ۱، صص. ۲۵۹-۲۴۱.
- رضانی، نسیم، حکیمی آسیاب، سعید، ده بزرگی، مریم، نوزعیم، رضا، علیانپور، حامد، (۱۴۰۲). تکتونیک ژئومورفولوژی جنوب‌خاوری اردبیل، البرز غربی، دوره ۱۲، شماره ۲، صص. ۱۴۷-۱۳۰.
- علیانپور، حامد، حکیمی آسیاب، سعید، ده بزرگی، مریم، نوزعیم، رضا، رضانی، نسیم. (۱۴۰۲). ارزیابی فعالیت زمین‌ساختی بیستون - کامیاران بر اساس شاخص‌های مورفوتکتونیک. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال دوازدهم، شماره ۳، صص. ۱۰۱-۱۱۹.
- یوسفی، مهدی، خطیب، محمد مهدی، غلامی، ابراهیم. (۱۳۹۷). چین خوردگی واحدهای نئوژن شاهدی بر تکتونیک فعال در شمال غرب بیرجند. یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۱۲ شماره ۲۴، صص. ۱۰۱-۸۹.
- مقصودی، مهران، کامرانی دلیر، حمید، (۱۳۸۷). ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تنظیم کانال رودخانه‌ها: مطالعه موردی رودخانه تجن، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ش ۶۶ - صص. ۳۷-۵۵.
- کیانی، سارا، حسینی گیو، بی‌بی زهرا، افتخاری، سید مروت، ثقفی، مهدی، اسماعیلی، سیروس، بررسی شواهد مورفوتکتونیک رشد چین جوان گیو و ارتباط آن با زمین لرزه‌های منطقه در شمال خاوری لو ت. نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال دهم، شماره ۲، صص. ۲۰۳-۲۱۸.

- Al-Maliki NA., Al-Asadi MA. and Mohammed RAA. Modeling tectonic activity
- Ambili V. and Narayana A.C. (2014) Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. *Geomorphology* (217): 37-47,
- Dehbozorgy, M., Momeni, M. (2016). "Recent tectonic activity in Qom-Zefreh fault zone, Central Iran". *Journal of Quantitative Geomorphological researches* 5(2), pp. 110-129.
- Cristiano Carabella, Fausto Boccabella, Marcello Buccolini, Silvia Ferrante, Alessandro Pacione, Carlo Gregori, Tommaso Pagliani, Tommaso Piacentini & Enrico Miccadei (2021) Geomorphology of landslide-flood-critical areas in hilly catchments and urban areas for EWS (Feltrino Stream and Lanciano town, Abruzzo, Central Italy), *Journal of Maps*, 17:3, 40-53.
- Fillips, J.D. and Lutz, J.D. (2008). Profile convexities in bedrock and alluvial streams, *Geomorphology*, 102: 554-566.
- Flint, J.J., (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge: *Water Resources, Research*, 10, pp. 969- 973.
- Flores-Prieto E, Queneherve G, Bachofer F, Shahzad F, Maerker M (2015) Morphotectonic interpretation of the Makuyuni catchment in Northern Tanzania using DEM and SAR data, *Geomorphology*, No. 248, pp. 427-439.
- Flores-Prieto, Elio, Qu'en'cherv'e, Geraldine, Bachofer, Felix, Shahzad, Faisal, Maerker, Michael, (2015). Morphotectonic Interpretation of the Makuyuni Catchment in Northern Tanzania using DEM and SAR data, *Geomorphology*. Pp. 427-439.

- García Delgado, H. Velandia, F. (2020). Tectonic geomorphology of the Serranía de San Lucas (Central Cordillera): Regional implications for active tectonics and drainage rearrangement in the Northern Andes. *Geomorphology*, 349, PP.106-914.
- Giaconia, F.; Booth-Rea, G.; Martínez, J.M.M.; Azañón, J.M.; Pérez-Peña, J.V.; Pérez-Romero, J. and Villegas, I. (2012). Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain), *Geomorphology*, No. 145, pp.90-106.
- Hack, John Tilton., 1982. Physiographic division and differential uplift in the piedmont and Blue Ridge. *U.S. Geological Survey Professional*, No.126, pp. 1-49.
- Hakimi Asiabar, S., Bagheriyan, S., (2018). Exhumation of the Deylaman fault trend and its effects on the deformation style of the western Alborz belt in Iran, *International Journal of Earth Sciences*, No. 107, pp. 539- 551.
- Hayakawa, Y. and Matsukura, Y., (2003). Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan, and a predictive equation. *Earth Surface Processes and Landforms*, No. 28, pp. 675- 684.
- Hayakawa, Y. S., Oguchi, T., (2009). GIS analysis of fluvial knickzone distribution in Japanese mountain watersheds. *Geomorphology*, No. 111, p 27- 37.
- Kirby, E. and Ouimet, W.B., (2011). Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin. In: Gloaguen, R., Ratschbacher, L. (Eds.), *Growth and Collaps of the Tibetan Plateau*. Geological Society Special Publications, London. No. 353, pp. 165-188.
- Kirby, E. Whipple, K., (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geological Society of America*, No. 29, p 415-418.
- Kirby, E., Johnson, C., Furlong, K. and Heimsath, A., (2007). Transient channel incision along Bolinas Ridge, California: Evidence for differential rock uplift adjacent to the San Andreas fault, *Journal of Geophysical Research*, pp. 112.
- Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W. and Chen, Z., (2003). Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research*. No. 108 (B4), pp. 2217.
- Larue, J.P. (2008). Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France), *Geomorphology*, No. 93, 343-367.
- Lin, Z., Oguchi, T., (2006). DEM analysis on longitudinal and transverse profiles of steep mountainous watersheds. *Geomorphology*. No. 78, pp. 77- 89.
- Ngapna, M.N. Owona, S. Owono, F.M. Ateba, C.B. Tsimi, V.M. Ondoa, J.M. Ekodeck, G.E. (2020). Assessment of relative active tectonics in Edea-Eseka region (SW Cameroon, Central Africa). *Journal of African Earth Sciences*. 164, PP. 103-798.
- Rigon, R., Rodriguez-Iturbe, I., Maritan, A., Giacometti, A., Tarboton, D.G. and Rinaldo, A., (1996). On Hack's law. *Water resource research*. No. 32, pp. 3367- 3374.
- Whipple, K.X., DiBiase, R.A. and Crosby, B.T., (2013). Bedrock rivers. In *Treatise on Geomorphology*, 1824 Schroder J and Wohl E (eds). Academic Press: San Diego, CA, pp. 550-573.