

## بررسی مورفوتکتونیک غرب البرز مرکزی با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک

پریسا شکری- دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه خوارزمی تهران.  
مریم ده بزرگی\*- استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران.  
سعید حکیمی آسیابر- استادیار گروه زمین‌شناسی واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۴/۱۸      تأیید نهایی: ۱۳۹۷/۱۲/۰۷

### چکیده

البرز، قسمتی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیا، نتیجه همگرایی صفحه ایران مرکزی و اوراسیا از اواخر تریاس بوده است و به واحدهای البرز خاوری، البرز مرکزی و البرز باختری تقسیم می‌شود. گستره مورد مطالعه در غرب البرز مرکزی قرار گرفته است و شامل حوضه‌های آبریز پلرود، صفا رود و چالکروود می‌باشد. از آنجا که رودخانه‌ها به سرعت تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی واقع می‌شوند، می‌توان با بررسی الگوی حوضه‌های آبریز و ژئومورفولوژی آن‌ها به تأثیر فعالیت زمین‌ساختی بر روی سیستم‌های رودخانه‌ای و زیرحوضه‌های آن‌ها پی برد. ریخت‌سنجی حوضه آبریز شامل بررسی آبراهه‌ها با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک حوضه آبریز صورت می‌گیرد. در این پژوهش از شاخص‌های ژئومورفیک حوضه آبریز برای ارزیابی میزان فعالیت زمین‌ساختی فعال حوضه‌ها و رودخانه‌ها استفاده شده است. بدین منظور هفت شاخص ژئومورفیک، گرادیان طولی رود (SL)، ناهنجاری سلسله مراتبی ( $\Delta a$ )، شاخص انشعابات (R)، انتگرال و منحنی فرازسنجی (Hi)، برجستگی نسبی (Bh)، تراکم زهکشی (Dd) و ضریب شکل (Ff) به کار گرفته شده و در ۳۸ زیرحوضه زهکشی گستره مورد پژوهش اندازه‌گیری شده است. در نهایت با استفاده از شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی (Iat) گستره مورد بررسی به چهار رده فعالیت زمین‌ساختی بسیار بالا، بالا، متوسط و پایین تقسیم بندی شده است. نتایج شاخص‌های مزبور به خوبی با نتایج بدست آمده از مطالعات صحرائی هم‌خوانی دارد. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که بخش مرکزی و جنوبی منطقه مرتبط با فعالیت گسل‌های خزر، لاهیجان، کشاچال، سماموس، زرین‌رجه، درفک، دیلمان و سهیل، دارای بیشترین فعالیت زمین‌ساختی می‌باشد. در حالی که در بخش‌های شمالی که در بخش فروافتاده ساحلی دریای خزر واقع شده اند، مقدار این شاخص خیلی کم بوده و بیانگر فعالیت زمین‌ساختی پایین می‌باشد.

واژگان کلیدی: مورفوتکتونیک، حوضه آبریز، گسل، شاخص‌های ریخت‌سنجی، غرب البرز مرکزی.

## مقدمه

دانش تکتونیک ژئومورفولوژی، به بررسی ریخت‌های سطح زمین که تحت تأثیر عوامل زمین‌ساختی و به خصوص حرکات تکتونیکی جوان شکل گرفته اند می‌پردازد (استانلی و همکاران، ۲۰۰۱، ۲ و ۳). لندفرم‌های تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی، ترکیب پیچیده‌ای از تأثیرات حرکات عمودی و افقی مرتبط با بلوک‌های پوسته و فرسایش یا رسوب‌گذاری توسط فرایندهای سطحی هستند (باربانک و اندرسون، ۲۰۰۱<sup>۲</sup>؛ ایوانیس و همکاران<sup>۳</sup>، ۲۰۰۶، ۲۱۱). سیستم‌های رودخانه‌های تحت تأثیر تکتونیک فعال قرار می‌گیرند و به گسل‌خوردگی و تغییر شکل سطحی ناحیه‌ای حساس هستند و در نتیجه با استفاده از میزان انحراف آن‌ها می‌توان میزان و خصوصیات فعالیت‌های زمین‌ساختی کنونی را مشخص نمود (پرز-پنا<sup>۴</sup>، ۲۰۰۹، ۱۶: کلر و پیتر، ۱۹۹۶، ۱۷۴). حساسیت رود به تغییرات اقلیمی و تکتونیکی باعث آنالیز کمی میزان مورفولوژی تغییرشکل فعال می‌شود (اسچوم و همکاران<sup>۵</sup>، ۲۰۰۰). برای درک بهتر از میزان فعالیت تکتونیکی منطقه می‌توان ژئومورفولوژی رودخانه و تکتونیک را با هم ادغام کرد (کلر و پیتر<sup>۶</sup>، ۲۰۰۲). ریخت‌شناختی حوضه‌های آبریز همراه با الگوی خاص آبراهه مرتبط با زمین‌ریخت‌شناسی منطقه است (جردن و همکاران<sup>۷</sup>، ۲۰۰۳). شاخص‌های ژئومورفیک می‌تواند ناهنجاری‌های موجود در سیستم رودخانه‌ای یا در امتداد جبهه‌های کوهستان را نشان دهد. این ناهنجاری‌ها ممکن است در نتیجه تغییرات محلی توسط فعالیت‌های تکتونیکی ناشی از بالآمدگی یا فرونشست به وجود بیاید (حمدونی و همکاران<sup>۸</sup>، ۲۰۰۸، ۱۰۸). مطالعات متعددی تاکنون در دنیا در بررسی فعالیت تکتونیکی کنونی با استفاده از رودخانه‌ها صورت گرفته است (گولدزورسی<sup>۹</sup> و جکسون<sup>۱۰</sup>، ۲۰۰۰؛ گارنیری<sup>۱۱</sup> و پیروتا<sup>۱۲</sup>، ۲۰۰۸؛ پرز-پنا<sup>۱۱</sup> و همکارانش<sup>۱۳</sup>، ۲۰۰۹؛ پانت<sup>۱۴</sup> و همکاران<sup>۱۵</sup>، ۲۰۱۰). از آنجا که رودخانه‌ها و شبکه زهکشی از جمله مهم‌ترین عوارضی هستند که نسبت به تغییرات زمین‌ساختی حساس می‌باشند، در این مقاله از شاخص‌های ریخت‌شناسی رودخانه‌ای از قبیل، گرادیان طولی رود (SL)، ناهنجاری سلسله مراتبی (a)، شاخص انشعابات (R) انتگرال و منحنی فراسنجی (Hi) برجستگی نسبی (Bh)، تراکم زهکشی (Dd) و ضریب شکل (Ff) به کار گرفته شده است. در ارزیابی تکتونیک نسبی حوضه‌های آبریز و رودخانه‌ها در بخشی از غرب البرز مرکزی استفاده شده است. مطالعات زمین‌ساختی فراوانی با استفاده از تغییرات رودخانه‌ای نیز در بخش‌های مختلف ایران انجام گرفته است که می‌توان به (بابایی و همکاران<sup>۱۶</sup>، ۱۳۹۶)، (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۱)، (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۵)، (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۲) اشاره نمود. ایران بین دو صفحه عربی و اوراسیا که با سرعت حدود ۲۴-۲۰ میلی متر در سال به هم نزدیک می‌شوند قرار گرفته است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴<sup>۱۳</sup>)، این برخورد سبب ایجاد گسل‌های فعال فراوانی به موازات کوه‌های البرز در شمال ایران گردیده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳<sup>۱۴</sup>).

<sup>۱</sup> Stanley et al, 2000

<sup>۲</sup> Burbank and Anderson , 2001

<sup>۳</sup> Ioannis et al, 2006

<sup>۴</sup> Perez Pena, 2009

<sup>۵</sup> Schumm et al., 2000

<sup>۶</sup> Keller and pinter, 2002

<sup>۷</sup> Jordan, 2003

<sup>۸</sup> Hamdouni et al., 2008

<sup>۹</sup> Goldsworthy, M., & Jackson, J., 2000

<sup>۱۰</sup> Guarnieri, P., & Pirrotta, C. 2008

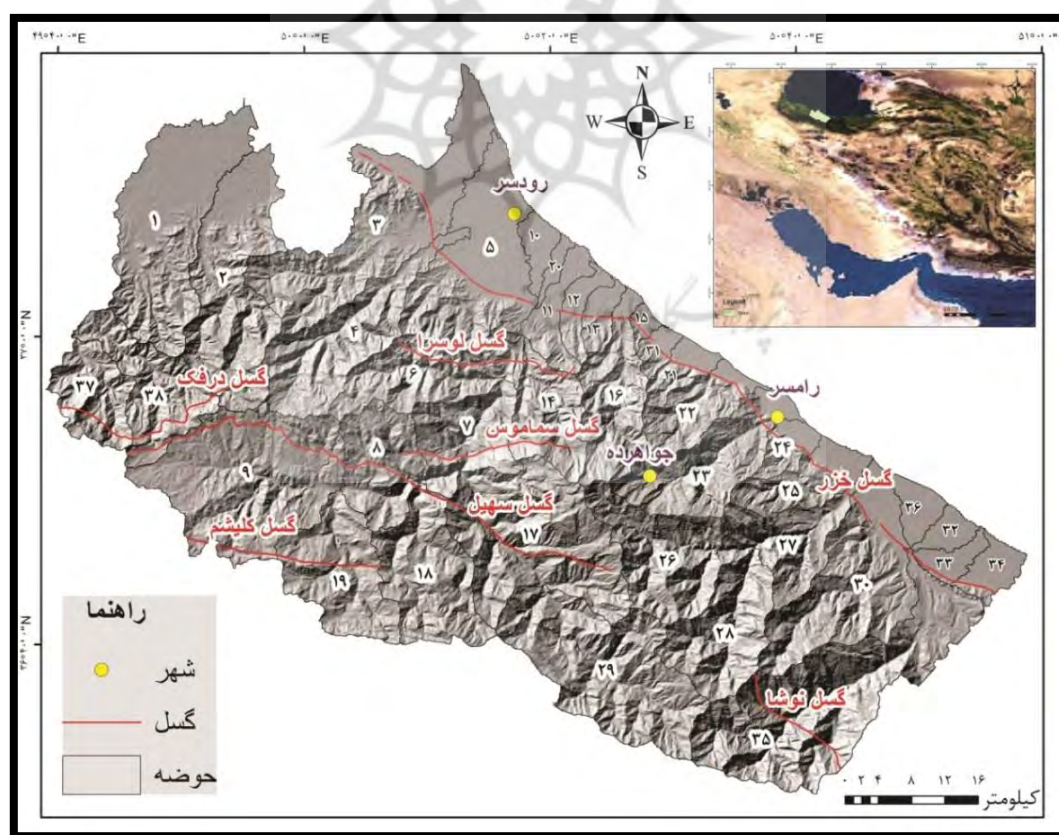
<sup>۱۱</sup> Perez-Pena, 2009

<sup>۱۲</sup> Pant et al, 2010

<sup>۱۳</sup> Vernant, 2004

<sup>۱۴</sup> Allen et al, 2003

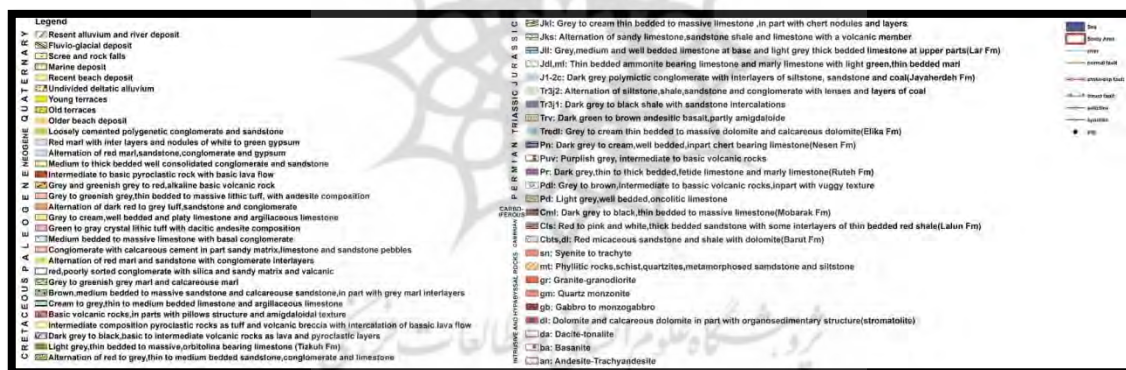
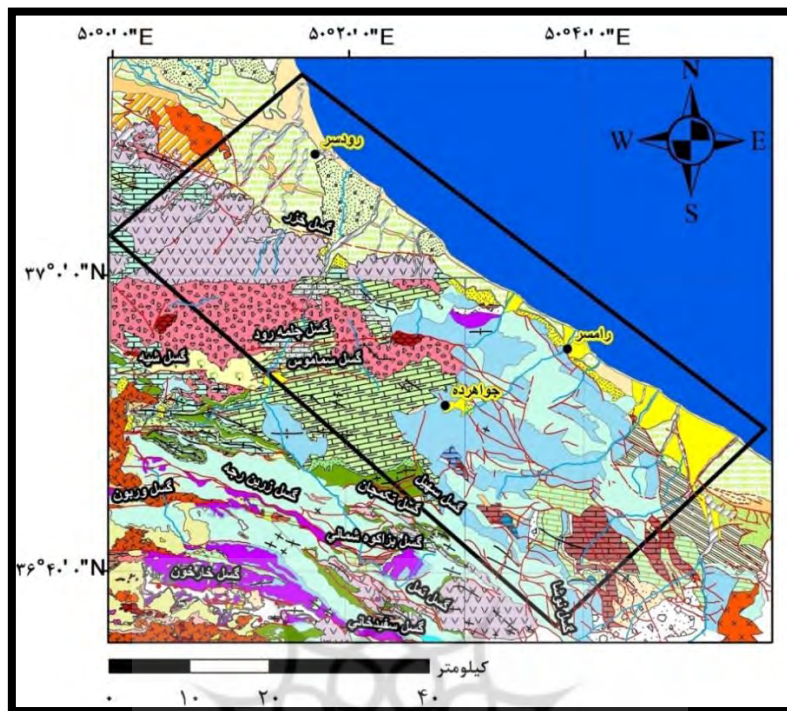
گسل‌های فعال، گسل‌هایی هستند که در کوتاه‌ترن پسین دارای حرکات زمین‌ساختی بوده و در آینده نیز با فعالیت دوباره خود دچار جابه‌جایی نسبی شده و در هر سازه‌ای که بر روی آن‌ها قرار گیرد برش ایجاد می‌کنند (بربریان و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳، ۳). از آنجا که منطقه مورد مطالعه دارای گسل‌های مهمی می‌باشد که بر روی بعضی از آنها زلزله‌ای صورت نگرفته است، لذا در این پژوهش سطح فعالیت تکتونیک اخیر با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک بررسی شده و برای اولین بار در این منطقه پهنه بندی براساس زمین‌ساخت فعال نسبی صورت گرفته است تا بدین وسیله مناطق فعال و خیلی فعال که دارای پتانسیل خطر لرزه می‌باشند مشخص شوند. گسل‌های خزر، لاهیجان، کشاچال، سماموس، زرین‌رجه، درفک، دیلمان و سهیل از جمله گسل‌های فعال منطقه می‌باشند. از دیدگاه زمین‌ساخت ایران، گستره مطالعاتی در غرب البرز مرکزی قرار دارد (گست و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۰۶) و بین عرض‌های جغرافیایی ۳۵° ۳۶' تا ۳۷° ۰۹' و طول‌های جغرافیایی ۵۰° ۰۲' تا ۴۵° ۴۵' قرار دارد و وسعت منطقه ۲۴۴۳ کیلومتر مربع می‌باشد (شکل ۱). این منطقه بر روی نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ جواهرده و رامسر، لنگرود، رشت و جیرنده، واقع شده است. منطقه مورد مطالعه از سازندهای متفاوتی تشکیل شده است که مهمترین آن‌ها، سازند کربناته تیزکوه شامل سنگ آهک و سنگ آهک رسی و همچنین سازند شمشک شامل تناوبی از ماسه سنگ‌های نازک و ضخیم لایه است (شکل ۲). هدف از این پژوهش پی بردن به فعالیت‌های زمین‌ساختی اخیر با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک در حوضه‌های آبریز در سرتاسر گستره مورد مطالعه و ارتباط ژئومورفولوژی رودخانه با گسل‌های منطقه و تهیه نقشه‌های پهنه بندی به طور مجزا برای هر شاخص و پهنه بندی منطقه‌ی مورد مطالعه به لحاظ سطح فعالیت زمین‌ساختی کنونی می‌باشد.



شکل ۱. نقشه حوضه‌های آبریز استخراج شده و گسل‌های گستره مورد پژوهش بر روی مدل ارتفاعی رقومی (DEM).

<sup>1</sup> Berberian et al., 1993

<sup>2</sup> Guest et al., 2006



شکل ۲. موقعیت منطقه مورد مطالعه و نقشه پراکندگی واحدهای چینه‌ای گستره مورد مطالعه (برگرفته شده از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰، رامسر، جواهرده، لنگرود، رشت، جیرنده، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور).

### روش تحقیق

در این پژوهش به منظور بررسی مورفوتکتونیک منطقه، تأثیر فعالیت زمین‌ساختی بر روی لندفرم‌ها و محاسبه شاخص‌های ژئومورفیک در ابتدا مطالعات میدانی صورت گرفت. در ادامه از نقشه زمین‌شناسی (۱/۱۰۰۰۰۰) سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه‌های توپوگرافی (۱/۲۵۰۰۰) و تصاویر ماهواره‌ای منطقه استفاده شد. در نهایت برای شناسایی تأثیر نوزمین‌ساخت بر تغییرات مورفولوژیکی حوضه‌های زهکشی در منطقه و مطابقت با داده‌های نرم افزاری مطالعات میدانی مجدد صورت گرفت. سرانجام ۳۸ زیرحوضه و آبراهه‌های مربوطه با استفاده از برنامه GIS در سرتاسر گستره مورد مطالعه معین شد (شکل ۲) و شاخص‌های ژئومورفیک برای هر کدام از حوضه‌ها اندازه‌گیری شدند که شامل گرادیان طولی رود (SL)، ناهنجاری سلسله مراتبی (a)، شاخص انشعابات (R) انتگرال و منحنی فراسنجی (Hi) برجستگی نسبی (Bh)، تراکم زهکشی (Dd) و ضریب شکل (Ff) می‌باشد، پس از تعیین شاخص‌های مورفومتری، در منطقه مورد مطالعه شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی (Iat) اندازه‌گیری گردید که با استفاده از نتایج پهنه‌بندی آن فعالیت زمین‌ساخت نسبی در سرتاسر گستره مورد پژوهش مورد تجزیه تحلیل و ارزیابی واقع گردید.

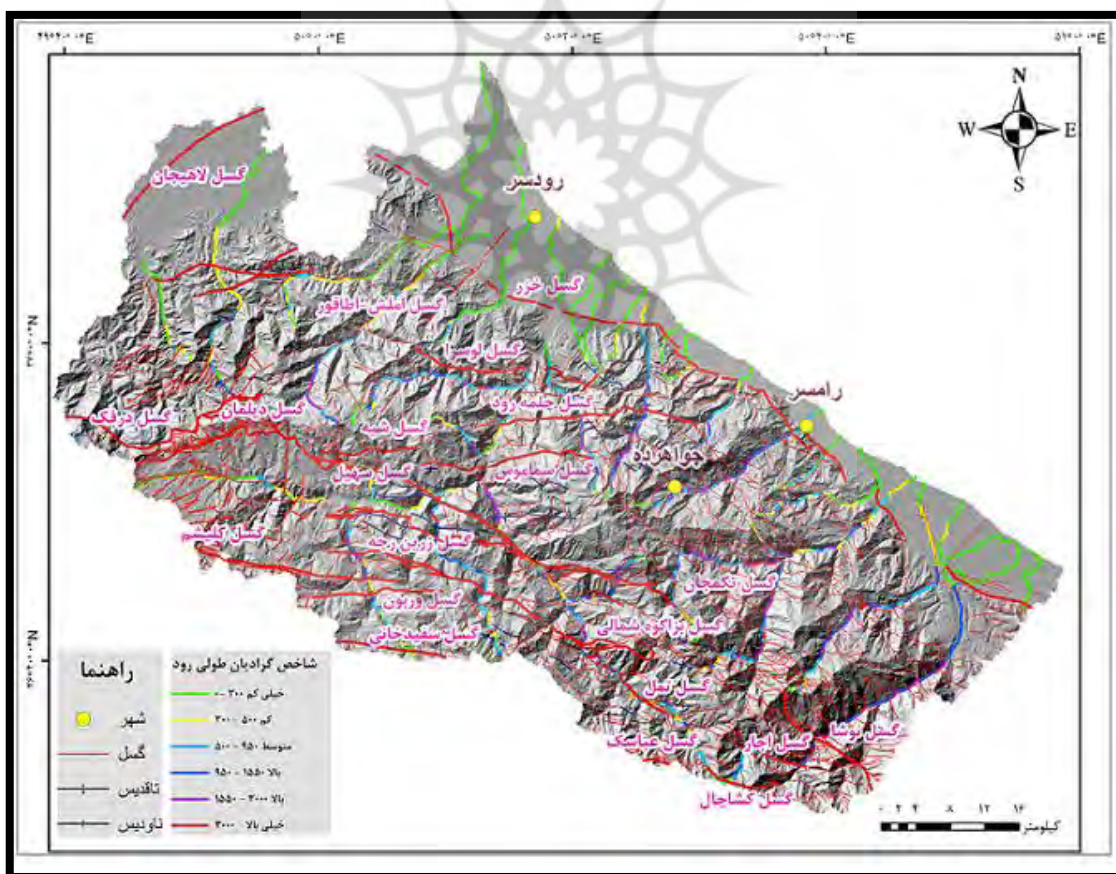
## یافته‌های تحقیق

## شاخص گرادیان طولی رود (SL)

شاخص گرادیان طولی رود (SL) برای یک مسیر مشخص شبکه زهکشی بر اساس رابطه ۱، محاسبه و مشخص می‌شود (Hack, 1957, 1973, 1982):

$$SL = (H / Lr) Lsc \quad (1)$$

در رابطه ۱، SL شاخص گرادیان طولی رود، H ن تغییرات ارتفاع تراز توپوگرافی و Lr ن فاصله کنترهای توپوگرافی می‌باشد، (H/ Lr) شیب کانال یا گرادیان مسیر بین دو خط کنترری خاص می‌باشد. می‌توان رودخانه‌های کوچک و نیمرخ‌های پرشیب و رودخانه‌های بزرگتر با نیمرخ ملایم‌تر را با استفاده از گرادیان مسیر با هم مقایسه کرد (فونت و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۱۰، ۱۷۷)، Lsc نیز طول کانال از نقطه سرچشمه رود تا نقطه میانی دو خط تراز توپوگرافی برای هر زیرحوضه است (گارسیا و تورتوسا<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸، ۳۸۰). حوضه ۳۵ با مقدار (۱۸۵۱،۸۵۳) که تحت تأثیر فعالیت گسل کشاچال می‌باشد و حوضه ۴ با مقدار (۱۷۶۸،۹۱) که ناشی از فعالیت گسل خزر است بیشترین مقدار SL را دارند و کمترین مقدار را حوضه ساحلی ۱۲ با مقدار (۲،۷۸۷) داراست (شکل ۳).

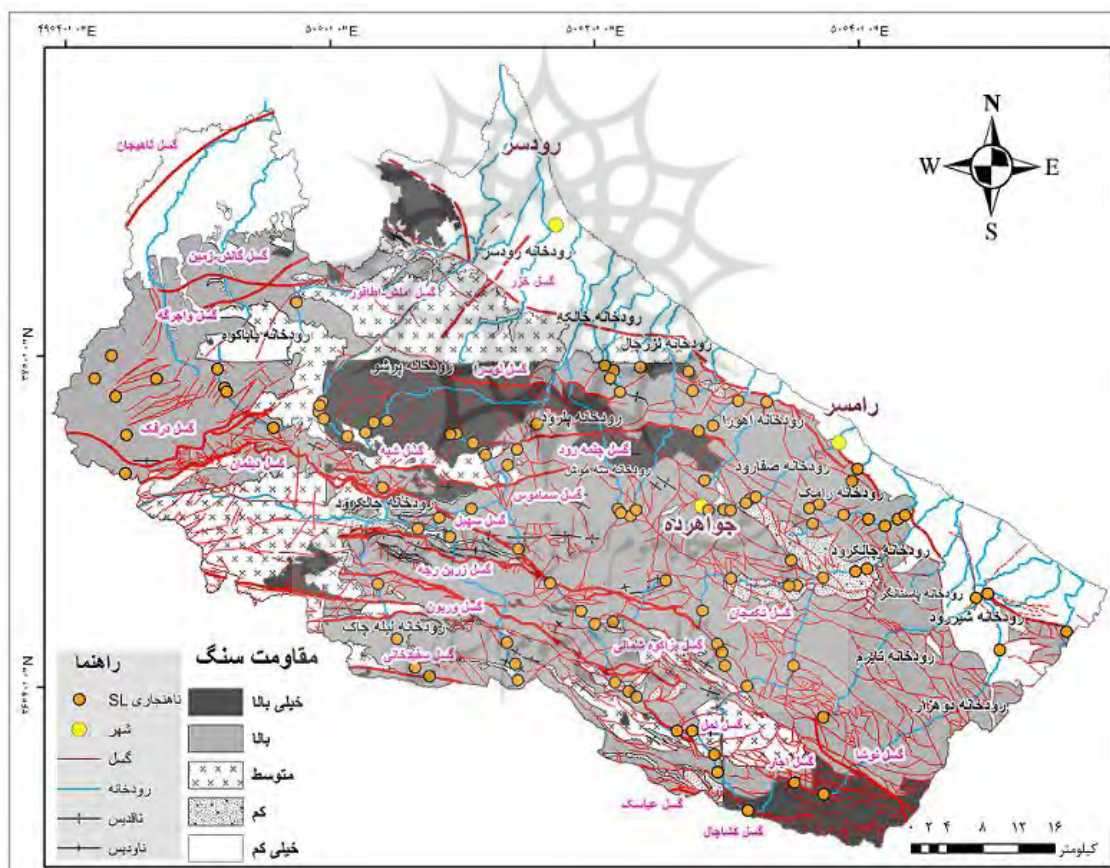


شکل ۳. نقشه مقادیر شاخص SL در گستره مورد پژوهش.

<sup>۱</sup> Font et al., 2010

<sup>۲</sup> Garcia and Tortosa, 2008

شاخص SL بستگی به قدرت رودخانه دارد و مقادیر زیاد این شاخص در سنگ‌های دارای مقاومت کم و یا در سنگ‌های با مقاومت بالا در سنگ‌های نرم و سست بیانگر حرکات تکتونیکی فعال و جوان است (کلر و پینتر<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶، ۱۳۰). همچنین در رسوبات با مقاومت زیاد مقدار شاخص در حالت طبیعی بالا است و مقدار پایین شاخص در این رسوبات نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی می‌باشد. شاخص SL در جریان رودخانه‌ها بر روی فراخاست‌های فعال دارای مقدار بالا است و ممکن است مقادیر پایین‌تر آن مربوط به جریان‌های موازی با اشکالی مانند دره‌های تولید شده توسط عملکرد گسل امتداد لغز باشد (حمدونی و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸، ۱۵۰-۱۷۳). واحدهای موجود در منطقه به ۵ رده مقاومتی تقسیم بندی شده اند که در آن واحدهای کواترنری دارای مقاومت خیلی پایین، ژپس و مارن دارای مقاومت پایین، فیلیت، شیست و توف دارای مقاومت متوسط، آهک، ماسه سنگ، دولومیت و کنگلومرای سخت شده دارای مقاومت بالا و سنگ‌های آذرین و دگرگونی دارای مقاومت خیلی بالا در نظر گرفته شده‌است. مقادیر شاخص SL برای هر کدام از واحدها مورد بررسی قرار گرفته اند و مقادیر آنومالی این شاخص تعیین و مشخص گردید که بیشترین آنومالی شاخص SL در ارتباط با گسل‌های خزر، کشاچال، سهیل، زرین رجه و ساموس است (شکل ۴).



شکل ۴. نقشه پراکندگی مقادیر بی‌هنجاری شاخص SL بر روی سنگ‌های با مقاومت مختلف در گستره مورد پژوهش

<sup>۱</sup> Keller and pinter, 1996

<sup>۲</sup> El Hamdouni et al., 2008

**شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی (Δa)**

شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی براساس تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی محاسبه می‌شود (سیکاسی و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۸۶، ۲۳۴) و هرچه این شاخص دارای میزان بیشتری باشد، نشان‌دهنده تأثیر بیشتر زمین‌ساخت در حوضه زهکشی است (گارنیری و پیروتا<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸، ۲۶۷). در سیستم شبکه زهکشی، هر آبراهه درجه ۱ اگر به آبراهه درجه ۲ بریزد، دارای نظم سلسله مراتبی است و در صورتی که یک رده به انشعابات دو یا چند رده بالاتر پیوندند دارای ناهنجاری سلسله مراتبی است (سیکاسی و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۸۶، ۲۳۴). رابطه ۲ بیانگر نحوه محاسبه شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی می‌باشد. در رابطه ۲، i آبراهه ابتدایی، j آبراهه انتهایی و j Hai تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی هر اتصال آبراهه است.

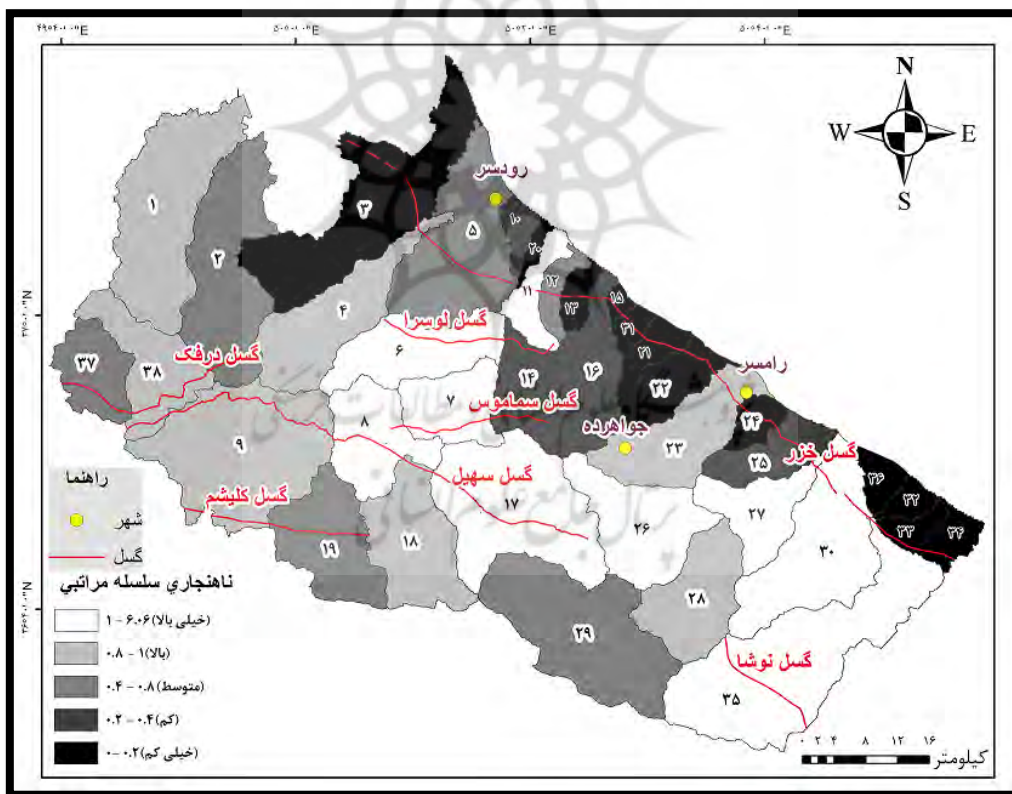
$$j = 2^{(i-2)} - 2^{(j-2)} \quad (2)$$

شاخص a از رابطه ۳ محاسبه شد (گارنیری و پیروتا<sup>۴</sup>، ۲۰۰۸، ۲۶۷). در رابطه ۳، a شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی، Hat تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی و N<sub>1</sub> تعداد واقعی آبراهه‌های رتبه یک است.

$$a = \text{Hat} \quad (3)$$

/ N<sub>1</sub>

بالاترین مقدار شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی مربوط به حوضه‌های ۸ با مقدار (۶,۰۶) مرتبط با فعالیت گسل سهیل می‌باشد و حوضه ۷ با مقدار a (۶,۰۳) می‌باشد که به علت فعالیت گسل سماموس در این حوضه است (شکل ۵).



شکل ۵. نقشه پراکندگی شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در گستره مورد پژوهش.

<sup>1</sup> Ciccacci et al., 1986

<sup>2</sup> Guarnieri and Pirrotta, 2008

<sup>3</sup> Ciccacci et al., 1986

<sup>4</sup> Guarnieri and Pirrotta, 2008

## شاخص انشعاب پذیری (BR)

برای محاسبه شاخص انشعابات ابتدا نسبت انشعابات ( $R_b$ ) و سپس نسبت مستقیم انشعابات ( $R_{db}$ ) محاسبه شد. شاخص انشعابات، از عدد نسبت انشعابات حوضه، منهای نسبت مستقیم انشعابات حوضه به دست می‌آید (بارونی و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۰۵، ۲۲۳)، که از رابطه ۴ حاصل می‌شود. با افزایش فعالیت زمین‌ساختی، مقدار شاخص انشعابات در حوضه‌ها افزایش می‌یابد.

$$(۴) = R_b - R_{db}$$

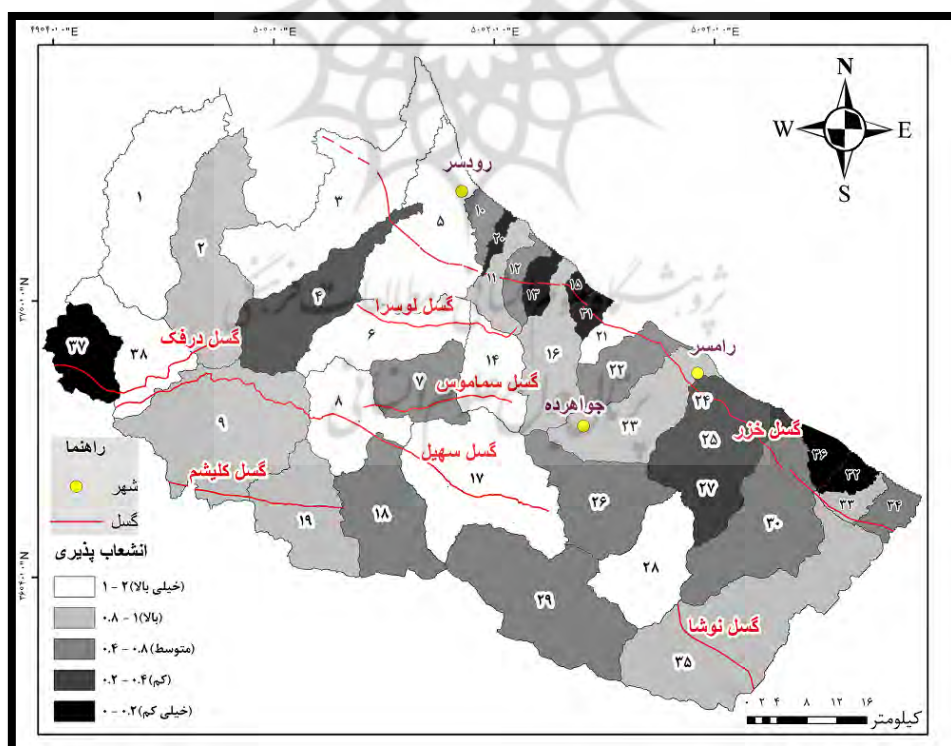
نسبت انشعابات برای هر رده از آبراهه، از رابطه ۵ که تقسیم تعداد کل آبراهه‌های آن درجه، بر تعداد کل آبراهه‌های یک درجه بالاتر است، به دست می‌آید. نسبت انشعابات کل حوضه، از میانگین ( $R_b$ ) کل درجه‌ها محاسبه شد (گارنیری و پیروتا<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸، ۲۶۷). در رابطه ۶،  $R_b$  نسبت انشعابات،  $N_u$  تعداد آبراهه‌های یک رتبه و  $N_{u+1}$  تمام آبراهه‌های رتبه بالاتر می‌باشد.

$$(۵) = N_u / N_{u+1} R_b(u-u+1)$$

شاخص  $R_{db}$  از رابطه ۶ محاسبه می‌شود (بارونی و همکاران<sup>۳</sup>، ۲۰۰۵، ۲۲۳).  $R_{db}$  نسبت مستقیم انشعاب،  $N_{du}$  تعداد آبراهه‌های رتبه ویژه که به رتبه بالاتر جریان می‌یابند و  $N_{u+1}$  تعداد آبراهه‌های رتبه بالاتر می‌باشد.

$$(۶) = N_{du} / N_{u+1} R_{db}$$

با افزایش فعالیت زمین‌ساختی، مقدار شاخص انشعابات در حوضه‌ها افزایش می‌یابد. بالاترین مقدار این شاخص مربوط به حوضه ۶ با مقدار (۳,۵۵) می‌باشد که تحت تأثیر فعالیت گسل لوسرا قرار گرفته است (شکل ۶).



شکل ۶. نقشه پراکنده‌گی شاخص انشعابات در منطقه مورد پژوهش.

<sup>1</sup> Baroni et al., 2005

<sup>2</sup> Guarnieri and Pirrotta, 2008

<sup>3</sup> Baroni et al., 2005



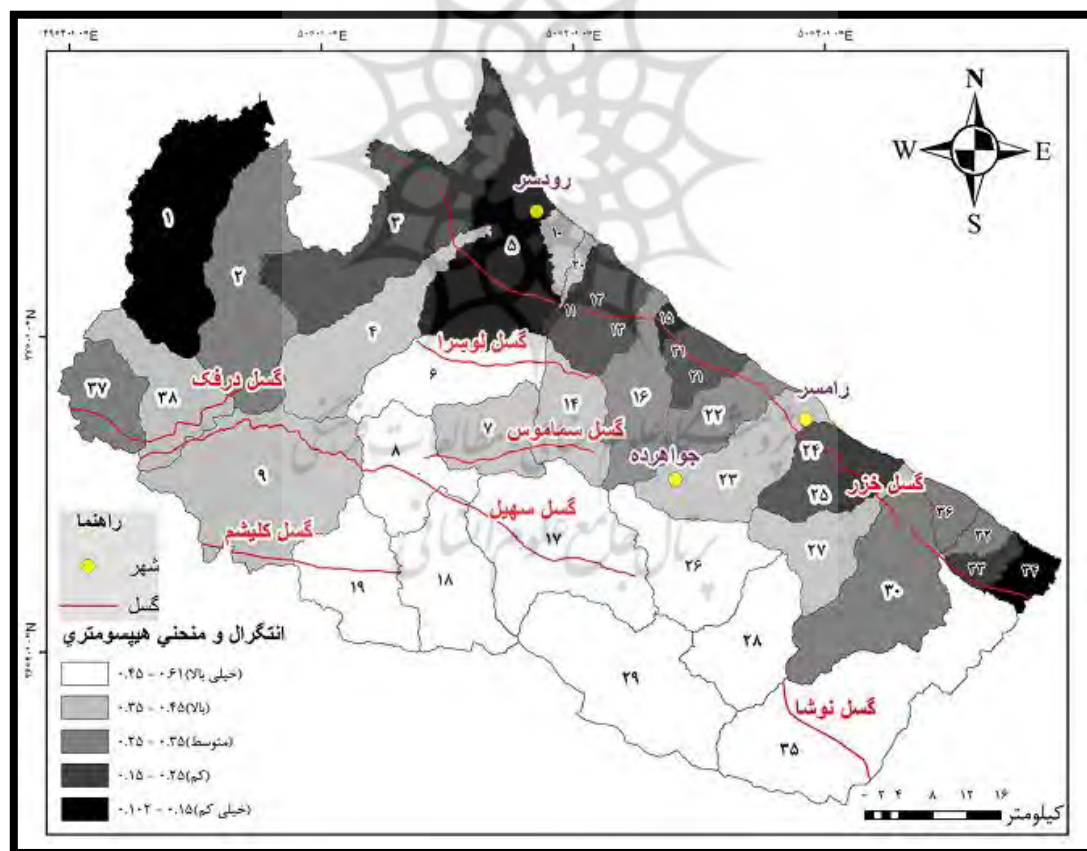
### انتگرال و منحنی هیپسومتری (Hi)

برای توصیف شکل منحنی هیپسومتری یک حوضه زهکشی به کار می‌رود. منحنی هیپسومتری، توزیع سطوح ارتفاعی یک منطقه از زمین یا یک حوضه آبخیز را نشان می‌دهد (استراهلر<sup>۱</sup>، ۱۹۵۲). با توجه به ارتباط بین انتگرال هیپسومتری و درجه بریدگی، انتگرال هیپسومتری معیاری برای تعیین مراحل فرسایش چشم‌اندازها به کار می‌رود و مراحل تکامل فرایندهای فرسایشی حوضه (جوانی، بلوغ و پیری) را نشان می‌دهد (کلر و پینتر<sup>۲</sup>، ۱۹۹۶، ۱۳۰). مقدارهای متوسط و کم انتگرال هیپسومتری نشان‌دهنده برش شبکه زهکشی در سطح هموارتر و فعالیت زمین‌ساختی کم است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲، ۱۲۴). منحنی هیپسومتری حوضه با ترسیم ارتفاع کل (ارتفاع نسبی) در مقابل مساحت کل (مساحت نسبی) حوضه ترسیم می‌شود (کلر و پینتر، ۲۰۰۲، ۱۲۲) و از رابطه ۷ بدست می‌آید.

$$(7) \text{ Hi} = (\text{average elevation} - \text{min elevation}) / (\text{max elevation} - \text{min elevation})$$

در رابطه ۷ average elevation ارتفاع متوسط حوضه، max elevation بیشترین ارتفاع حوضه و min elevation کمترین ارتفاع حوضه است.

بیشترین مقدار شاخص فرازسنجی در زیرحوضه ۲۸ با مقدار (۰.۶۰۸۴) اندازه‌گیری شده است که تحت تأثیر فعالیت گسل کسچال می‌باشد (شکل ۷).

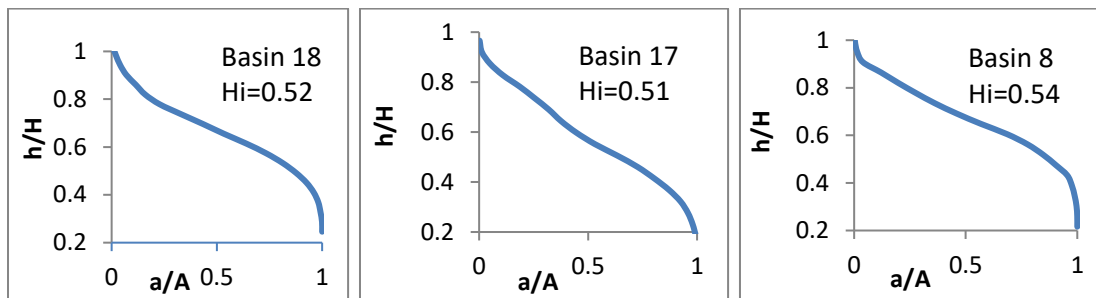


شکل ۷. نقشه رده‌بندی شاخص فرازسنجی در گستره مورد پژوهش

شاخص فرازسنجی در حوضه‌هایی ۸-۱۸-۱۷ که منطبق با گسل‌های سهیل و زرین راجه است خیلی بالا می‌باشد، همچنین منحنی این حوضه‌ها به صورت محدب خود را نشان می‌دهند (شکل ۸).

<sup>1</sup> Strahler, 1964

<sup>2</sup> Keller and pinter, 1996



شکل ۸. منحنی بیشینه فرازسنجی در حوضه‌های شماره (۸-۱۷-۱۸).

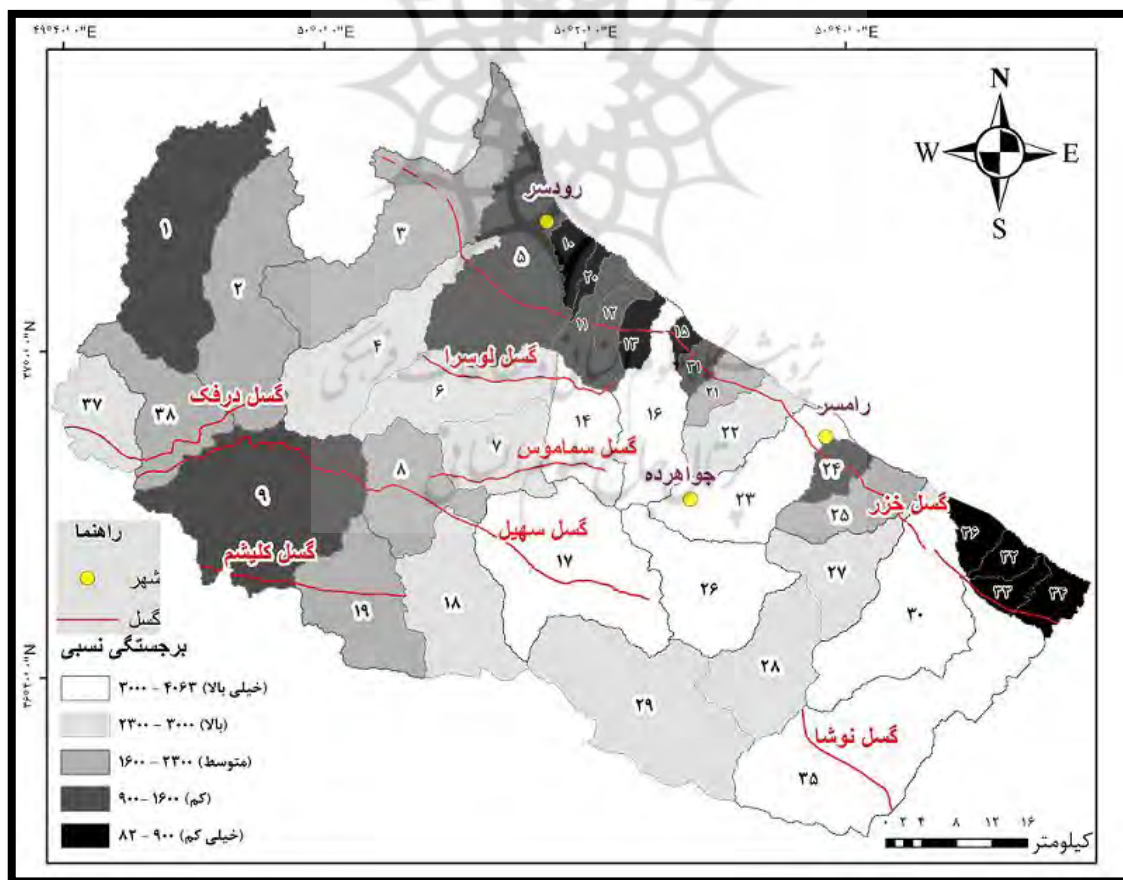
**برجستگی نسبی (Bh)**

برجستگی حوضه اختلاف میان مرتفع‌ترین تا پست‌ترین نقطه در حوضه را نشان می‌دهد و از رابطه ۸ بدست می‌آید. بر اساس این شاخص، ارتفاع بیشتر بیانگر نرخ بالآمدگی بیشتر و در نتیجه فعالیت زمین‌ساختی بیشتر است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲).

$$Bh = H_{max} - H_{min}$$

( )

بیشترین برجستگی و بیشترین نرخ فعالیت زمین‌ساختی بر اساس این شاخص در حوضه شماره ۳۵ با مقدار (۴۰۶۳) که مرتبط با فعالیت گسل کشاچال می‌باشد مشخص شد. (شکل ۹).



شکل ۹. نقشه پراکندگی مقادیر شاخص برجستگی نسبی در گستره مورد پژوهش

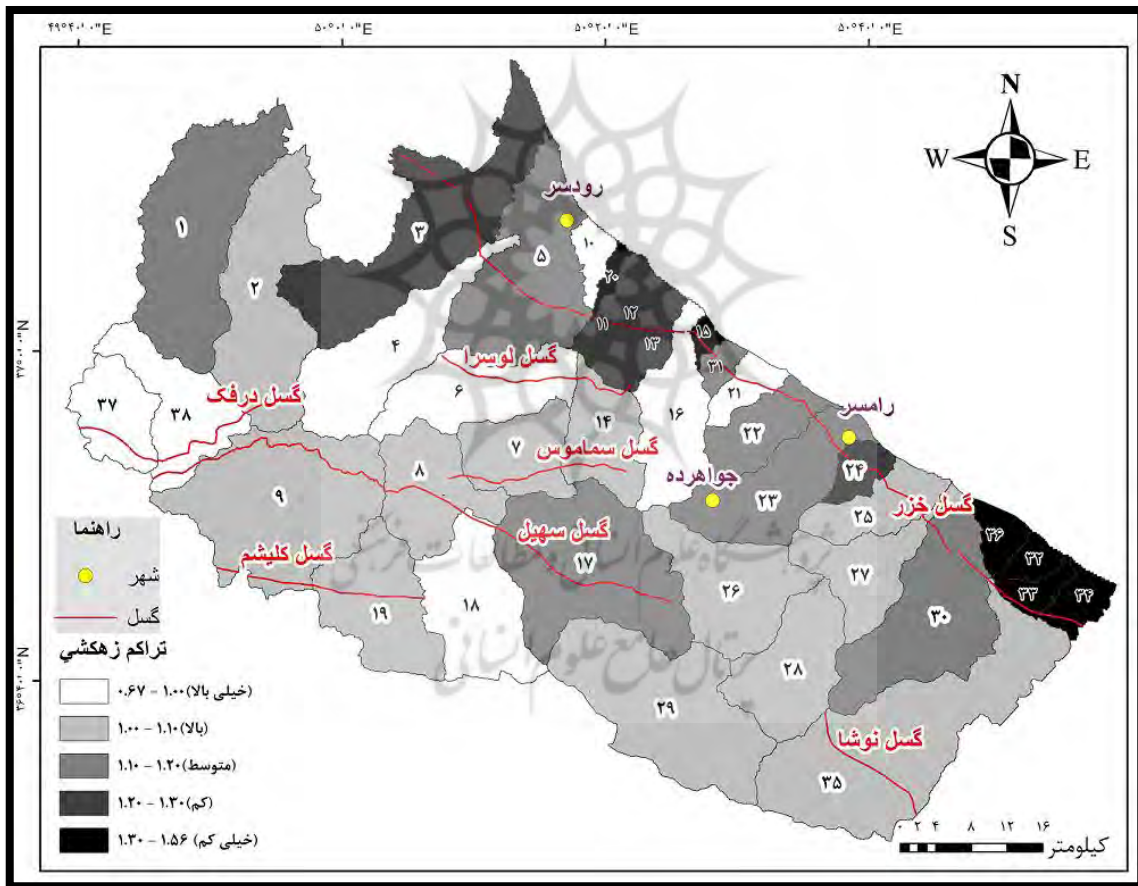
### تراکم زهکشی (Dd)

تراکم زهکشی مجموع طول آبراهه ها در مساحت معین است که تعادل بین نیروهای فرسایشی و مقاومت مواد تشکیل دهنده سطح زمین را نشان می‌دهد. تراکم زهکشی از نسبت مجموع طول تمام آبراهه‌های یک حوضه به مساحت آن در رابطه ۹ محاسبه می‌شود (هورتن<sup>۱</sup>، ۱۹۴۵). Lu مجموع طول آبراهه و A مساحت کل منطقه.

$$Dd = Lu / A$$

( )

تراکم زهکشی به شیب توپوگرافی، سنگ شناسی، شرایط آب و هوایی و مقدار برش چشم‌اندازها بستگی دارد. حوضه‌هایی که فعالیت زمین‌ساختی کنونی دارند مقدار تراکم زهکشی پایین است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲). بیشترین مقدار تراکم زهکشی در حوضه ۳۶ با مقدار (۱،۵۶۵) است که کمترین فعالیت زمین‌ساختی را دارا است و کمترین مقدار در حوضه‌های ۳۷ (۰،۶۷) و ۳۸ با مقدار (۰،۷۵) بدست آمد که مرتبط با فعالیت گسل درفک می‌باشد و دارای بیشترین فعالیت زمین‌ساختی است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. نقشه پراکندگی شاخص تراکم زهکشی در گستره مورد پژوهش

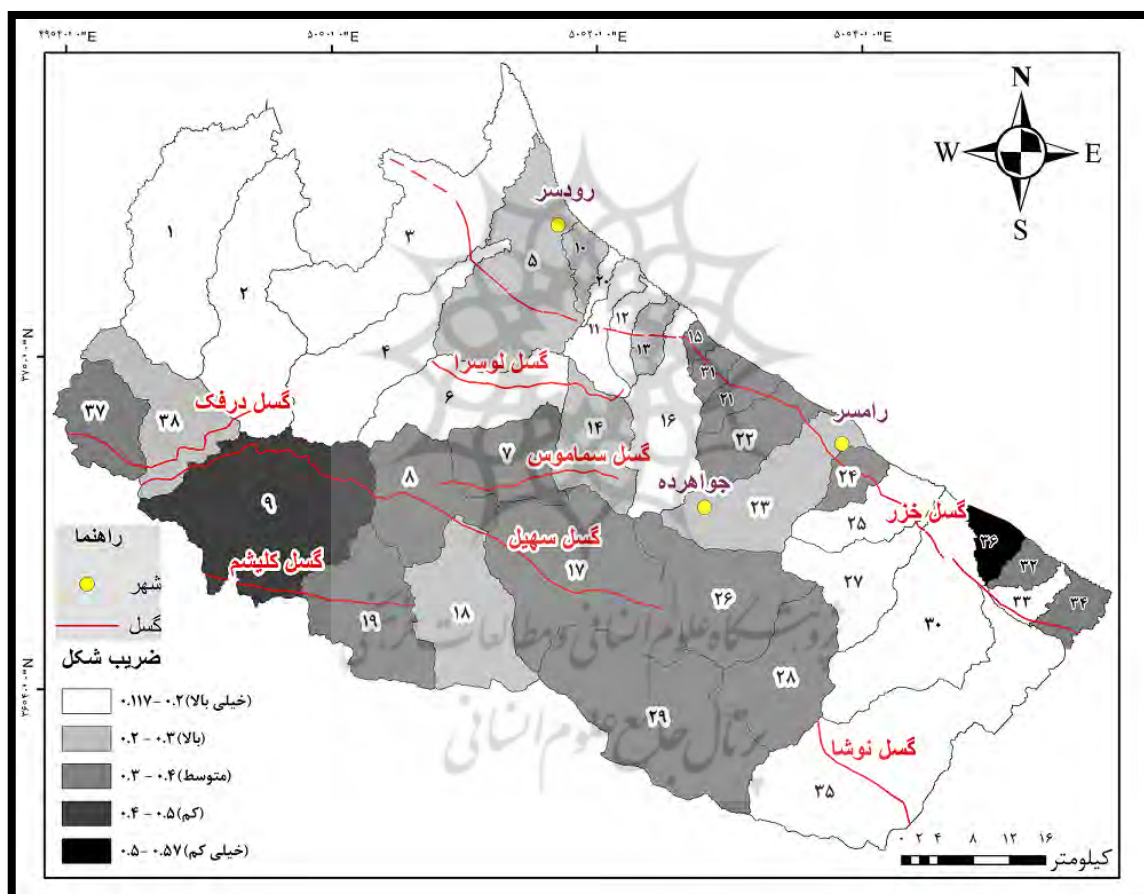
<sup>1</sup> Horton, 1945

## ضریب شکل (Ff)

ضریب شکل از نسبت مساحت حوضه (A) به مجذور طول حوضه ( $L^2$ ) در رابطه ۱۰ بدست می‌آید.

$$Ff = \frac{A}{L^2}$$

حوضه‌های آبریز از نظر ظاهری با هم متفاوت هستند. بیشترین ضریب شکل (Ff) برابر با یک برای حوضه‌های گرد یا مربعی شکل است. کشیدگی شکل حوضه با کمتر بودن مقدار ضریب شکل بیشتر می‌شود. حوضه‌های با ضریب شکل بالا دبی اوج بالایی دارند (علیزاده، ۱۳۸۲). حوضه‌های زهکشی در مناطق فعال از نظر زمین‌ساختی، دارای شکل کشیده تر می‌باشند (بال و مکافی، ۱۹۷۷). در این مطالعه کمترین مقدار شاخص ضریب شکل مربوط به حوضه ۳ با مقدار (۰,۱۱۷۹۸۹) می‌باشد که دارای بیشترین کشیدگی است و مرتبط با فعالیت گسل خزر می‌باشد و بیشترین عدد شاخص مربوط به حوضه ۳۶ با مقدار (۰,۵۶۵۴۱) است که کمترین فعالیت زمین‌ساختی را دارا است (شکل ۱۱).

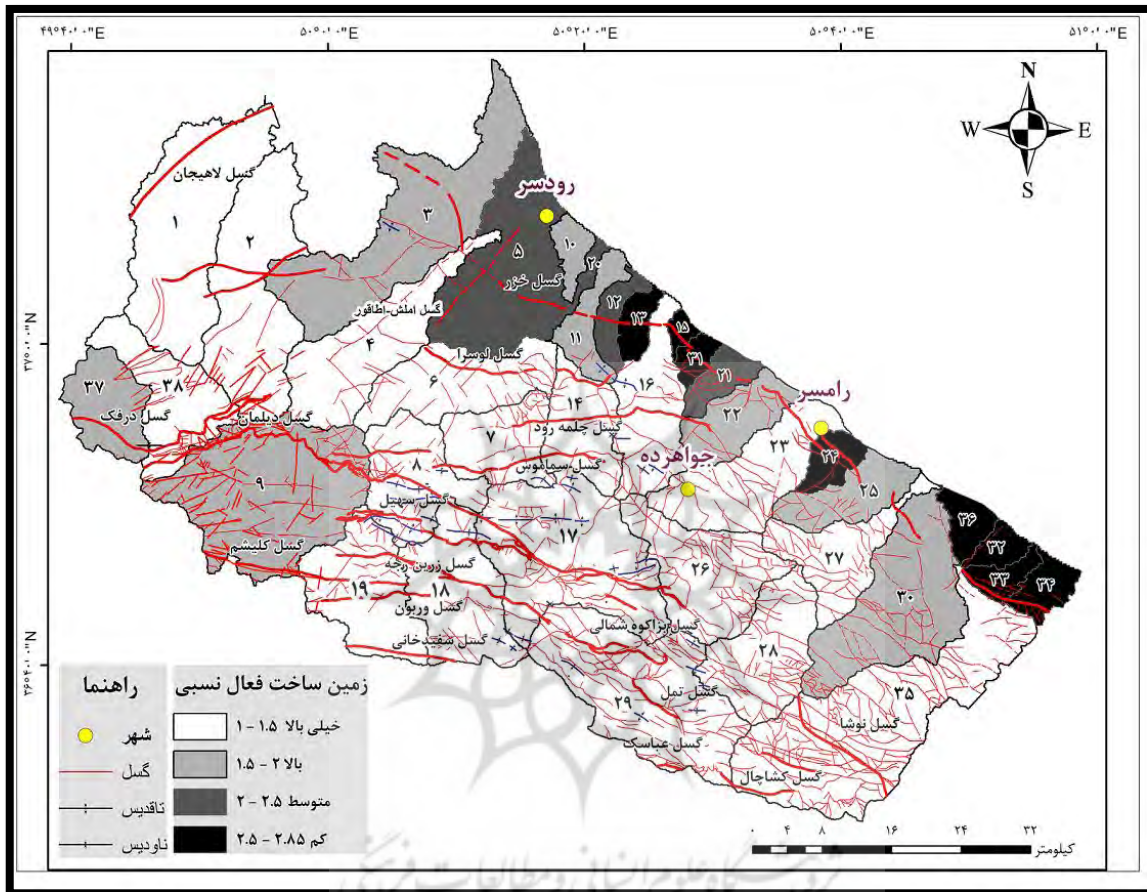


شکل ۱۱. نقشه پراکندگی مقادیر شاخص ضریب شکل در گستره مورد پژوهش.

## شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی (IAT)

در سرتاسر گستره مورد پژوهش که به ۳۸ زیر حوضه تقسیم بندی شد، هفت شاخص ژئومورفیک که شامل گرایان طولی رود (SL)، ناهنجاری سلسله مراتبی (a)، شاخص انشعابات (R) انتگرال و منحنی فراسنجی (Hi) برجستگی نسبی (Bh)، تراکم زهکشی (Dd) و ضریب شکل (Ff) می‌باشد، اندازه‌گیری شد و سپس شاخص IAT

در ۴ رده خیلی بالا، بالا، متوسط و کم از لحاظ فعالیت زمین‌ساختی طبقه بندی شد (حمدونی و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۰۸). نقشه پهنه‌بندی این شاخص نشان می‌دهد که گسل‌های خزر، لاهیجان، کشاچال، ساموس، زرین‌رجه، درفک، دیلمان و سهیل در منطقه بسیار فعال هستند و این گسل‌ها حوضه‌های منطقه را تحت تأثیر فعالیت زمین‌ساختی اخیر خود قرار داده اند، به طوری که حوضه‌های این مناطق شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی بالایی را ارائه می‌دهند (شکل ۱۲ و جدول ۱).



شکل ۱۲. نقشه پهنه‌بندی فعالیت زمین‌ساخت نسبی (Iat) در گستره مورد پژوهش

جدول ۱. مقادیر هفت شاخص اندازه‌گیری شده در ۳۸ حوضه در سرتاسر گستره مورد پژوهش و سطح فعالیت زمین‌ساختی هر کدام از حوضه‌ها

Basin no.	SL	$\Delta L$	R	Hi	Bh	Dd	Ff	Value of Iat	Class of Iat
۱	۳۲۷,۱۱	۱,۰۱	۱,۰۵۶	۰,۱۳۸۳	۱۴۴۳	۱,۱۷۹۴	۰,۱۸	۱,۲۸	۱
۲	۷۱۱,۳۷	۰,۷۶	۱,۰۷	۰,۳۰۱۳	۲۱۴۴	۱,۰۵۹۰	۰,۱۵	۱,۴۲	۱
۳	۳۵۳,۲۹	۱,۷۲	۰,۹۲۶	۰,۱۷۹۸	۱۶۴۴	۱,۲۰۹۸	۰,۱۱	۱,۸۵	۲
۴	۱۷۶۸,۹۱	۰,۹۶	۱,۲۶۴	۰,۴۱۱۹	۲۴۱۹	۰,۹۸۸۱	۱,۱۴	۱	۱
۵	۲۵۵,۳۶	۰,۴۹	۱,۵۱۹	۰,۱۴۸۴	۱۴۶۹	۱,۱۸۶۰	۰,۲۷	۲,۱۴	۳
۶	۱۰۸۹,۸۰	۱,۶	۱,۱۸	۰,۴۵۲۹	۲۳۳۹	۰,۹۷۶۶	۰,۱۵	۱	۱
۷	۸۱۰,۲۳	۵,۷۱	۰,۶۰۱	۰,۳۵۶۹	۲۷۳۴	۱,۰۶۵۴	۰,۲۴	۱,۱۴	۱
۸	۱۰۱۵,۹۳	۳	۱,۲۵	۰,۵۴۱۷	۱۹۲۱	۱,۰۱۶۴	۰,۳۴	۱,۲۸	۱

<sup>۱</sup> El Hamdouni et al., 2007

۹	۲۸۹,۴۰	۰,۹۳	۰,۹۳۷	۰,۴۴۵۰	۱۴۸۶	۱,۰۲۸۰	۰,۴۹	۱,۸۵	۲
۱۰	۶۸,۷۵	۰,۲۵	۰,۷۵	۰,۳۸۶۴	۸۲	۰,۸۴۹۵	۰,۲۱	۲	۲
۱۱	۳۴۰,۵۷	۵,۷۹	۰,۸۸۱	۰,۱۷۷۲	۱۲۵۸	۱,۲۰۴۲	۰,۱۷	۲	۲
۱۲	۲,۷۸۷	۰,۳۸	۰,۸۷۵	۰,۱۷۰۹	۹۳۳	۱,۲۱۷۱	۰,۱۶	۲,۴۲	۳
۱۳	۲۵۷,۳۰	۰,۱۸	۰,۲۵	۰,۱۷۴۸	۸۷۷	۱,۲۹۸۵	۰,۲۹	۲,۷۱	۴
۱۴	۱۲۲۶,۵۱	۰,۴۶	۰,۷۲	۰,۳۸۸۵	۳۵۰۸	۱,۰۶۹۷	۰,۲۵	۱,۲۸	۱
۱۵	۲۷۸,۱۸	۰,۱۸	۰,۳۳۳	۰,۱۱۳۱	۷۵۹	۱,۴۲۷۳	۰,۳۸	۲,۸۵	۴
۱۶	۱۴۰۸,۶	۰,۸۲	۰,۸۸۴	۰,۳۴۶۹	۳۷۱۵	۰,۹۸۸۷	۰,۱۹	۱,۱۴	۱
۱۷	۱۲۷۳,۹	۱,۹۲	۲	۰,۵۲۰۴	۳۲۰۶	۱,۱۰۳۳	۰,۳۳	۱,۲۸	۱
۱۸	۹۸۱,۹۱	۱,۱۰	۱,۲۱	۰,۵۲۳۴	۲۶۵۶	۰,۹۳۳۷	۰,۲۶	۱	۱
۱۹	۹۰۶,۹۹	۰,۶۶	۱,۰۶۳	۰,۵۰۹۸	۱۹۸۹	۱,۰۶۵۳	۰,۳۷	۱,۴۲	۱
۲۰	۳۱,۱۷۵	۰	۰	۰,۴۰۷۷	۸۵	۱,۳۱۲۴	۰,۱۲	۲,۴۲	۳
۲۱	۶۵۵,۱۲	۰,۱۳	۰,۲۵	۰,۲۳۶۴	۱۷۴۲	۰,۹۳۹۵	۰,۳۰	۲,۱۴	۳
۲۲	۱۰۶۹,۱۶	۰,۲۰	۰,۵۸۳	۰,۳۳۹۲	۲۵۵۱	۱,۱۱۷۳	۰,۳۴	۱,۸۵	۲
۲۳	۱۱۳۸,۷۷	۰,۸۷	۰,۹۴	۰,۳۶۵۷	۳۶۰۰	۱,۱۰۵۲	۰,۲۵	۱,۱۴	۱
۲۴	۵۴۵,۴۱۲	۰,۱۱	۰,۲۵	۰,۲۱۳۱	۱۲۹۹	۱,۲۸۶۹	۰,۳۴	۲,۵۷	۴
۲۵	۷۳۶,۷۰۲	۰,۳۵	۰,۳۹۵	۰,۲۲۶۲	۲۱۷۹	۱,۰۴۰۷	۰,۱۹	۲	۲
۲۶	۱۳۴۰,۴۳	۱,۰۹	۰,۷۴	۰,۵۵۶۰	۳۰۹۲	۱,۰۳۲۲	۰,۳۰	۱,۲۸	۱
۲۷	۸۲۹,۳۹	۲,۳۴	۰,۴۴۸	۰,۳۷۱۳	۲۸۰۸	۱,۰۶۲۵	۰,۱۸	۱,۱۴	۱
۲۸	۱۳۱۶,۵۴	۰,۹۰	۱,۱۶	۰,۶۰۸۴	۲۹۴۴	۱,۰۱۶۵	۰,۳۴	۱,۱۴	۱
۲۹	۹۳۷,۲۲	۰,۵۵	۱,۹۲۷	۰,۴۷۵۹	۲۶۷۸	۱,۰۲۱۱	۰,۳۳	۱,۲۸	۱
۳۰	۱۲۴۱,۸۹	۰,۹۹	۱,۷۹	۰,۲۷۹۱	۳۵۷۰	۱,۱۰۶۶	۰,۱۸	۱,۵۷	۲
۳۱	۲۸۹,۵۰	۰	۰	۰,۱۹۲۱	۱۱۷۹	۱,۱۵۲۲	۰,۳۳	۲,۷۱	۴
۳۲	۳۹,۷	۰	۰	۰,۳۲۴۹	۱۱۷	۱,۴۴۳۷	۰,۳۱	۲,۸۵	۴
۳۳	۳۳,۲۲۱	۰,۲	۰,۶۷	۰,۱۷۱۵	۳۵۲	۱,۴۹۵۱	۰,۱۹	۲,۵۷	۴
۳۴	۶۲,۶۸	۰,۲۲	۰,۳	۰,۱۰۱۹	۶۴۷	۱,۳۹۹۶	۰,۳۲	۲,۸۵	۴
۳۵	۱۸۵۱,۸۵	۱,۶۷	۰,۹۳۷	۰,۴۵۶۵	۴۰۶۳	۱,۰۸۴۲	۰,۱۸	۱	۱
۳۶	۴۳۹,۳۱	۰,۱۱	۰,۲	۰,۳۳۰۸	۱۱۴	۱,۵۶۵۳	۰,۵۶	۲,۷۱	۴
۳۷	۹۱۶,۰۰۷	۰,۷۶	۰,۳۹۵	۰,۳۲۲۵	۲۵۶۴	۰,۶۷۱۰	۰,۳۴	۱,۷۱	۲
۳۸	۸۲۹,۸۴	۰,۹۷	۱,۰۵	۰,۳۸۹۸	۲۰۸۰	۰,۷۵۱۴	۰,۲۲	۱,۱۴	۱

## بحث

در این مطالعه به منظور تعیین فعالیت زمین‌ساختی اخیر، محاسبه شاخص‌های ژئومورفیک، گرادیان طولی رود (SL)، ناهنجاری سلسله مراتبی (a)، شاخص انشعابات (R) انتگرال و منحنی فراسنجی (Hi) برجستگی نسبی (Bh)، تراکم زهکشی (Dd) و ضریب شکل (Ff) انجام گرفت و نتایج به دست آمده از آن‌ها مورد ارزیابی و تحلیل واقع شد. در نهایت گستره مورد مطالعه به چهار رده شامل مناطق خیلی فعال، فعال، متوسط و کم، تقسیم‌بندی شد. این بخش از البرز از گسل‌های فعال متعددی تشکیل شده است که با فعالیت جابه‌جایی خود سبب تغییرات در منطقه شده‌اند و شاخص‌های ژئومورفیک را تحت تأثیر قرار دادند (شکل ۱۵). گسل خزر به لحاظ فعالیت زمین‌ساختی اخیر یکی از گسل‌های مهم در کمربند البرز می‌باشد که روندی شرقی-غربی دارد و عملکرد آن به صورت شیب لغز معکوس می‌باشد. عملکرد این گسل،

باعث فراخاست رسوبات دامنه شمالی البرز شده است و سازندهای پالئوزوئیک دامنه شمالی البرز را در کنار رسوبات کواترنر ساحل جنوبی خزر قرار می‌دهد (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). زیرحوضه‌های شرقی گستره مرتبط با فعالیت گسل دارای اختلاف ارتفاع زیاد و توپوگرافی ناهموار و دره‌های عمیق بودند. تحت تأثیر فعالیت این گسل مقدار شاخص برجستگی نسبی بالا و شکل کشیده حوضه‌های آبریز نشان‌دهنده بیشترین فعالیت زمین‌ساختی است و همان‌طور که در پهنه‌بندی ضریب شکل مشاهده می‌شود زیرحوضه‌های مجاور گسل خزر، کمترین ضریب شکل و حالت کشیده دارند. تغییرات شیب بستر رودخانه‌های مرتبط با گسل خزر به علت بالا بودن شاخص SL در منطقه بود. زلزله‌های رودسر در تاریخ ۱۳ دی ۱۳۵۸ با بزرگای ۵٫۰ ریشتر و ۲۳ دی ۱۳۵۸ با بزرگای ۵٫۱، و نیز زلزله‌های جنوب غربی تنکابن در تاریخ ۲۹ آذر ۱۳۶۹ با بزرگای ۴٫۸ و ۲۹ آذر ۱۳۶۹ با بزرگای ۴٫۳ همگی تحت تأثیر فعالیت گسل خزر رخ داده‌اند (بربریان و واکر<sup>۲</sup>، ۲۰۱۰، ۱۵). پهنه گسلی لاهیجان یکی دیگر از گسل‌های مهم غرب البرز مرکزی است که سازوکار راستالغز چپ‌بر دارد. گسل لاهیجان دارای راستای N60E و شیب ۷۰ درجه به سوی جنوب خاور می‌باشد و در حدود ۷۰ کیلومتر درازا دارد. پایانه باختری گسل خزر در منطقه لاهیجان توسط گسل لاهیجان با راستای شمال خاوری بریده و جابه‌جا شده‌است. در زیرحوضه مجاور گسل لاهیجان، بالا بودن مقادیر شاخص‌های ژئومورفیک و نیز فعالیت زمین‌ساختی نسبی خیلی بالا نشان‌دهنده فعالیت این گسل در منطقه می‌باشد. زمین لرزه ۳ فوریه ۱۶۷۸ میلادی لاهیجان با بزرگای ۶٫۵ ریشتر با عملکرد گسل لاهیجان و یا انتهای باختری گسل خزر پیوند داشته‌است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۲).

گسل کشاچال نیز یکی از گسل‌های حائز اهمیت در منطقه به طول بیشتر از ۹۰ کیلومتر است. نام دیگر این گسل جیرنده یا سفیدخانی می‌باشد. راستای گسل در نیمه خاوری، شمال باختری است. شیب گسل به سوی شمال باختری-جنوب خاوری است و در راستای آن سنگ‌های پروتوزوئیک، پالئوزوئیک و مزوزوئیک بر روی سنگ‌های مزوزوئیک و ائوسن رانده شده‌اند. سازوکار گسل به صورت راندگی با مولفه راستالغز چپگرد می‌باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۲) و ۱۵۰-۲۰۰ متر جابه‌جایی چپگرد را نشان می‌دهد (بربریان و واکر<sup>۲</sup>، ۲۰۱۰، ۱۶)، که باعث بریده شدن رودخانه‌های جنوبی شده‌است. از جمله این رودخانه‌ها پلرود می‌باشد، که در اثر عملکرد این گسل دچار جابه‌جایی شده‌است. همچنین شاخص منحنی هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری در زیرحوضه مرتبط با راندگی شمال کشاچال مقدار بالایی نشان می‌دهد. توپوگرافی این منطقه دارای ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ بوده که نشان‌دهنده بالآمدگی و جوان بودن زیرحوضه‌ها نسبت به میانگین حوضه زهکشی است و بیشترین مقدار شاخص برجستگی نسبی تحت تأثیر گسل کشاچال در این زیرحوضه می‌باشد. مقدار بالا SL در زیرحوضه تحت تأثیر گسل کشاچال نشان‌دهنده بالآمدگی و فعالیت زمین‌ساختی در منطقه است. زمین لرزه ۱۵ اوت ۱۴۸۵ میلادی مازندران-گیلان با عملکرد بخش خاوری گسل رودبار یا گسل کشاچال پیوند داشته‌است. زمین لرزه ۲۰ ژوئن ۱۹۹۰ رودبار-طارم با بزرگای ۷٫۳ سازوکار به تقریب راستالغز چپگرد با گسیختگی بخش باختری گسل کشاچال همراه بوده‌است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۲).

گسل سماموس با طول ۵۷ کیلومتر گسلی رانده با راستای خم‌دار شمال باختر- جنوب خاور با شیب به سوی جنوب باختر می‌باشد که در جنوب خاور رامسر قرار دارد (بهارفیروزکوهی و همکاران، ۲۰۰۵). شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در زیرحوضه مرتبط با گسل سماموس بالا می‌باشد که تأثیر آن را در ایجاد آنومالی در شبکه زهکشی نشان می‌دهد. مقدار شاخص SL تحت تأثیر گسل سماموس در منطقه مقدار بالایی را از خود نشان داد.

گسل زرین‌رجه با طول ۷۰ کیلومتر و راستای شمال خاور- جنوب باختر با شیب به سوی جنوب در جنوب شهرستان لنگرود قرار دارد و دارای سازوکار گسل رانده است. این گسل سنگ‌آهک‌های سازند روته، سنگ ماسه‌های سازند درود و مارن را از سوی جنوب برروی شیل و سنگ ماسه‌های سازند شمشمک رانده‌است. ساختارهای همراه این گسل در میان گسل‌های

<sup>1</sup> Jackson et al., 2002

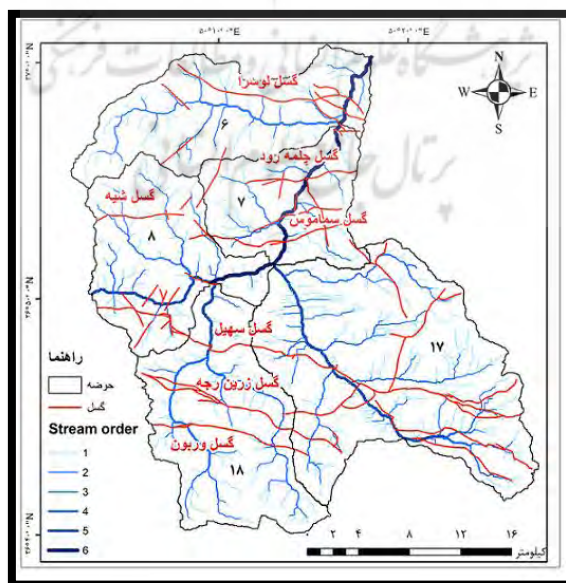
<sup>2</sup> Berberian and Walker., 2010

راندگی سفیدخانی در جنوب و گسل راندگی سهیل در شمال قرار گرفته است. همچنین گسل‌های فرعی راستالغز با درازای کم در طول گسل مشاهده می‌شوند که بیشتر عمود بر آن هستند (بهار فیروز کوهی و همکاران، ۲۰۰۵). عملکرد این گسل در این بخش از البرز سبب شده شاخص‌های ژئومورفیک مقادیر فعالی ارائه دهند به طوری که فعالیت زمین‌ساختی نسبی بالایی ایجاد کرده است. فراخاست منطقه در زیرحوضه‌های مرتبط با این گسل بالا بوده و مقدار شاخص SL در این گسل نیز مرتبط با این فراخاست و تغییر شیب این زیرحوضه‌ها می‌باشد.

گسل درفک از نوع گسل‌های راندگی است که در شمال دیلمان واقع گردیده است گسل درفک با طول حدود ۳۲ کیلومتر و راستای خاوری-باختری با شیب به سوی شمال خود سبب رانده شدن واحدهای سنگ آهکی فسیل‌دار خاکستری و چرت‌دار ژوراسیک-کرتاسه بر روی سنگ آهک‌های مارنی-ماسه‌ای شده است (حکیمی و باقریان، ۲۰۱۷). در زیرحوضه‌های مرتبط با گسل درفک مقدار تراکم زهکشی خیلی پایین می‌باشد که می‌تواند بیانگر بالآآمدگی سریع منطقه و فعالیت بالای زمین‌ساختی باشد.

گسل دیلمان از نوع گسل‌های راندگی است که دارای طول حدود ۸۰ کیلومتر و راستای شمال باختر- جنوب خاور با شیب به سوی شمال خاور می‌باشد. این گسل با گسل راندگی درفک که در شمال آن واقع شده است زاویه ۳۰ درجه ساخته است (حکیمی و باقریان، ۲۰۱۷). مقادیر فعال شاخص‌های ژئومورفیک و نیز فعالیت زمین‌ساختی نسبی بالا در این بخش می‌تواند به علت فعالیت این گسل ایجاد شده باشد.

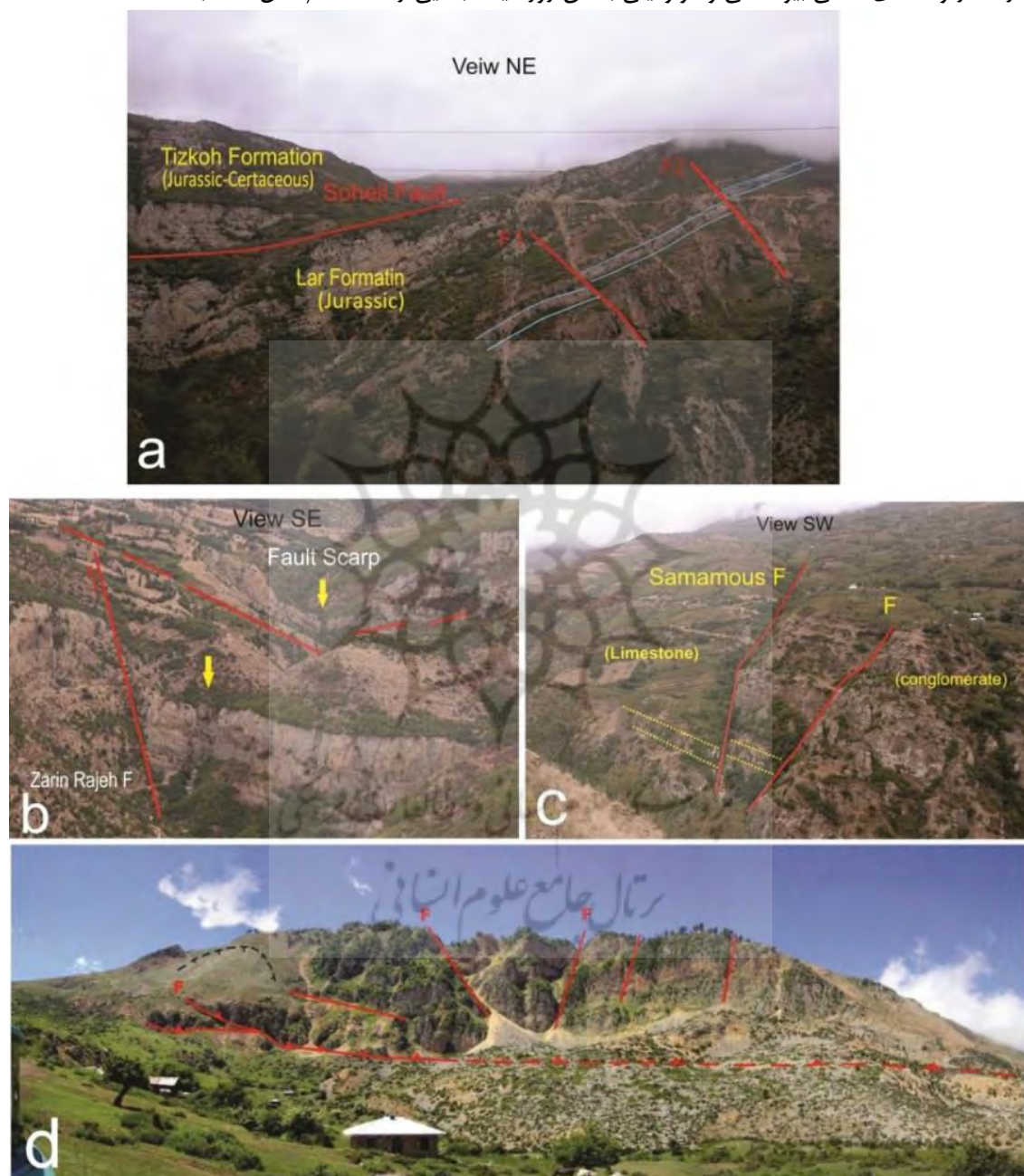
گسل سهیل گسلی رانده با راستای شمال باختر- جنوب خاور با شیب به سوی جنوب باختر می‌باشد (بهار فیروز کوهی و همکاران، ۲۰۰۵)، که باعث بالآآمدگی و بریدگی منطقه و فعال بودن حوضه‌ها در این بخش از شمال البرز شده است. آنومالی‌های سلسله مراتبی در زیرحوضه‌های مرتبط با فعالیت این گسل بالا بوده و بیانگر فعالیت بالای زمین‌ساختی آن می‌باشد (شکل ۱۳). این گسل همچنین هر کجا که رودخانه‌ها را بریده است، سبب تغییرات شیب و در نتیجه بالا رفتن مقادیر SL گردیده است. یکی از مقادیر بالای SL مربوط به آبراهه ۱۷ می‌باشد. در این منطقه آبخاری بزرگ در اثر فعالیت گسل سهیل به وجود آمده است. مقدار شاخص SL در مناطقی که مقاومت سنگ‌ها بالاست یا در جاهایی که شکست شیب در امتداد رودخانه وجود دارد، زیاد است (کلر و پیتتر، ۱۹۹۶، ۱۲۹).



شکل ۱۳. نقشه آنومالی شبکه آبراهه‌ای و افزایش ناهنجاری سلسله مراتبی در محل برخورد گسل‌های منطقه مورد مطالعه با آبراهه‌های موجود

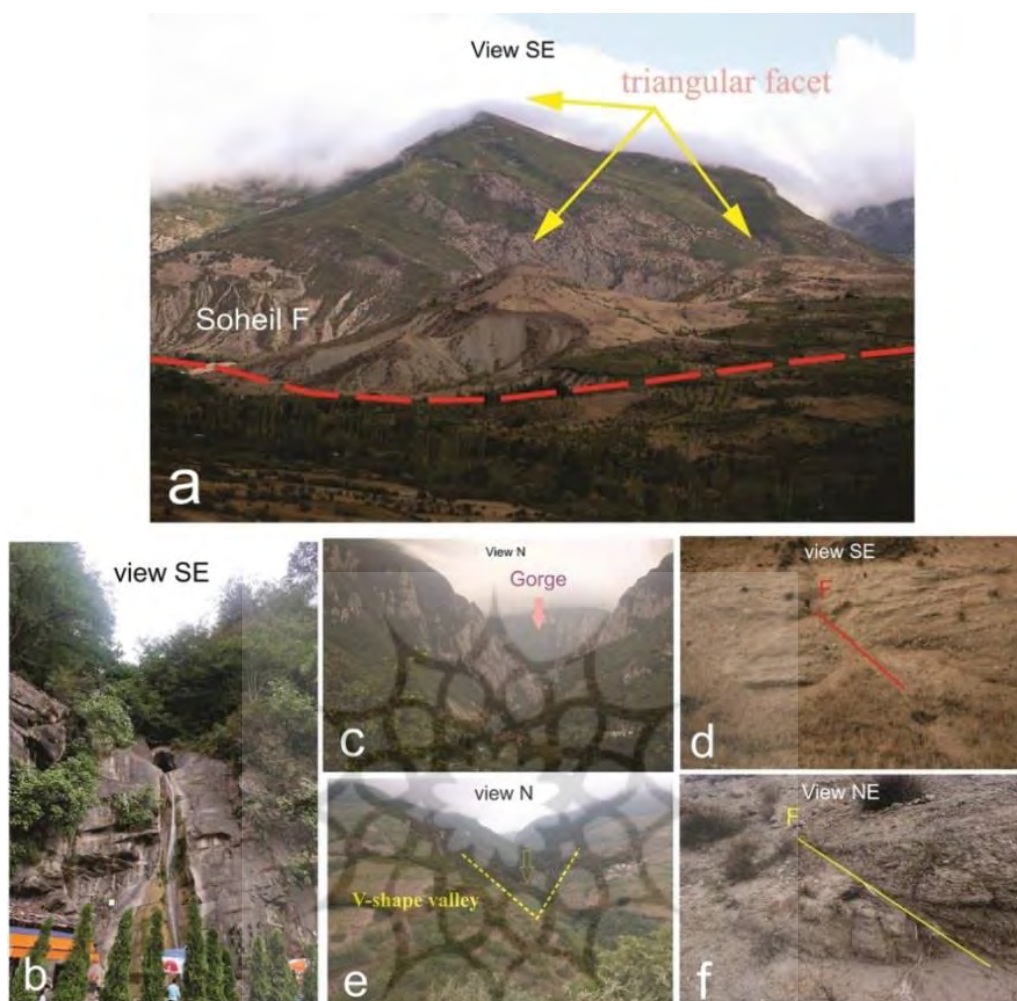


قطعات گسلی پهنه سهیل باعث جابه‌جایی و قطع‌شدگی چین‌های این منطقه در کرتاسه بالایی شده است و محور چین‌خوردگی‌ها مانند ناودیس برگشته به موازات گسل در فرودیواره آن قرار گرفته است و دره گسلی ایجاد شده که سازند تیزکوه، سنگ آهک‌های آرژیلیتی شامل رسوبات آهک همراه ندول‌های چرت ژوراسیک میانی تا کرتاسه پایینی را بر روی سازند لار واحدهای آهکی بیوکلستی و دولومیتی با سن ژوراسیک بالایی رانده است (شکل ۱۴, a).



شکل ۱۴: مشاهدات صحرائی در گسل‌های سهیل، زرین رجه، ساماموس و دیلمان: (a) رانده شدن سازند تیزکوه بر روی سازند لار توسط گسل سهیل، (b) پله‌های گسلی ایجاد شده در اثر فعالیت گسل زرین رجه، (c) فعالیت گسل ساماموس باعث جابه‌جایی سازندها و قرار گرفتن لیتولوژی‌های مختلف در کنار یکدیگر شده است، (d) نمایی از پهنه گسلی دیلمان و رانده شدن شیل و سنگ ماسه‌های شمشک بر روی سنگ آهک‌های آرژیلیتی کرتاسه.

طبق مطالعات صحرائی لندفرم‌های فعال در منطقه مانند سطوح مثلثی، گورج، دره‌های V شکل عمیق، آبشار، مقادیر بالای فعالیت زمین‌ساختی در منطقه را تأیید می‌کند (شکل ۱۵).



شکل ۱۵: شواهد مورفوزمین‌ساختی مشاهده شده در گستره مورد پژوهش: (a) گسل سهیل در پیشانی کوهستان سطوح مثلثی ایجاد کرده است، (b) نمونه‌ای از آبشارهای ایجاد شده، نشان‌دهنده SL بالا، (c) مقدار SL بالا و تنگ دره (Gorge) ایجاد شده تحت تأثیر فعالیت گسل سهیل در کرتاسه بالایی، (d) گسل کوتاه‌تری در پهنه گسلی دیلمان، (e) دره عمیق V شکل ایجاد شده در امتداد زون گسلی سهیل، (f) گسل کوتاه‌تری و جابه‌جایی واحدهای کوتاه‌تری در پهنه گسلی سهیل و دیلمان.

### نتیجه‌گیری

با توجه به نقشه پهنه‌بندی Iat، گستره مورد مطالعه به چهار بخش خیلی فعال  $65,88\%$ ، بخش فعال  $23,50\%$ ، فعالیت متوسط  $6,29\%$  و فعالیت کم  $3,55\%$  تقسیم‌بندی می‌گردد. بیشتر مساحت گستره مورد مطالعه دارای زمین‌ساخت فعال نسبی رده ۱ و ۲ می‌باشد که با توجه به شواهد صحرایی همگی در مجاورت گسل‌های اصلی منطقه واقع شده‌اند. مقدار شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی در بخش میانی و جنوبی گستره که در راستای گسل‌های فعال از جمله خزر، ساموس، سهیل، دیلمان، کشاچال، درفک و زرین رجه است مقادیر بسیار فعال و فعال را نشان می‌دهد. در حالی که بخش‌های شمالی و شمال‌خاوری ناحیه که دربرگیرنده مناطق فروافتاده ساحلی دریای خزر در فرو دیواره گسل خزر می‌باشند، مقدار این شاخص خیلی کم بوده که نشانگر فعالیت زمین‌ساخت نسبی پایین است. سیمای کلی منطقه تا حد زیادی ناشی از فعالیت گسل‌های مزبور می‌باشد. این شواهد به همراه لندفرم‌های فعال، گسلش کوتاه‌تری و زلزله‌های ثبت شده در امتداد گسل‌های منطقه مورد مطالعه همگی حاکی از فعالیت زمین‌ساختی بالا بوده که اهمیت توجه و مطالعه بیشتر را نشان می‌دهد.

## منابع

- اسماعیلی، رضا، متولی، صدرالدین، حسین زاده، محمد، (۱۳۹۱). بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه واز؛ البرز شمالی، استان مازندران، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، ۱۳۹۱، شماره ۳، صفحه ۱۰۱-۱۱۴.
- بابایی، شیما، ده بزرگی، مریم، حکیمی آسیابر، سعید، حسینی اصل، امین، ۱۳۹۶، بررسی زمین ساخت فعال با استفاده از شاخص های ژئومورفولوژی در البرز مرکزی، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال ششم، شماره ۱، صص ۵۶-۴۰.
- بهرامی، شهرام، ۱۳۹۲، معرفی روشی کمی جهت بررسی ناهنجاری سلسله مراتبی شبکه زهکشی و ارتباط آن با تکتونیک، مطالعه موردی: ۶ حوضه آبخیز زاگرس، بیستمین همایش ملی ژئوماتیک، تهران.
- علیزاده، امین، ۱۳۸۲، اصول هیدرولوژی کاربردی، چاپ شانزدهم، دانشگاه امام رضا (ع)، مشهد.
- قاسمی، محمدرضا؛ قرشی، منوچهر؛ سعیدی، عبدالله، ۱۳۸۲، گسله های لرزه زای بنیادی البرز، گزارش طرح پژوهشی شورای پژوهش های علمی کشور، صص ۸۲.
- مقصودی، مهران، زمان زاده، محمد، یمانی، مجتبی، حاجی زاده، عبدالحسین، ۱۳۹۶، بررسی تکتونیک فعال حوضه آبریز مارون با استفاده از شاخص های ژئومورفیک، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال ششم، شماره ۳، صص ۵۹-۳۷.
- Alavi, M. (1996). Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1), 1-33.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., and Qorashi, M. 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of structural geology*, 25(5), pp659-672.
- Asiabar, S. H., and Bagheriyan, S., 2017. 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*, pp 1-13.
- Baroni, C., Noti, V., Ciccacci, S., Righini, G., and Salvatore, M. C., 2005. Fluvial origin of the valley system in northern Victoria Land (Antarctica) from quantitative geomorphic analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), pp212-228.
- Baharfirouzi Kh., Shafeii A.R., Azhdari A., Karimi H.R. and Pirouz M., 2005. Geological map of Javaherdeh quadrangle, 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Berberian, M., Ghoreishi, M., Arzang Ravesh, B., & Mohajer Ashjaee, A. 1993. Seismotectonic and earthquake fault hazard investigations in the Tehran region. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, Report, (56).
- Berberian, M., and Walker, R., 2010. The Rudbār M w 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western 'High-Alborz', Iran. *Geophysical Journal International*, 182(3), pp 1577-1602.
- Berberian, M., & King, G. C. P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265.
- Burbank, D. W., and Anderson, R. S., 2011. Tectonic geomorphology. John Wiley and Sons.
- Ciccacci, S. Fredi, P. Lupia Palmieri, E. and Pugliese, F., 1987. Indirect evaluation of erosion entity in drainage basins through geomorphic, climatic and hydrological parameters. In *International geomorphology, 1986: proceedings of the First International Conference on Geomorphology*, pp.233-248.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J. and Keller, E. A. 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96(1), pp150-173.
- Font, M., Amorese, D., and 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), pp172-180.
- García-Tortosa, F. J., Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Gibert, L., López-Garrido, A. C., de Galdeano, C. S., and Ureña, M. 2008. Geomorphologic evidence of the active Baza fault (Betic Cordillera, south Spain). *Geomorphology*, 97(3), pp374-391.

- Guarnieri, P., and Pirrotta, C., 2008. *The response of drainage basins to the late Quaternary tectonics in the Sicilian side of the Messina Strait (NE Sicily)*. *Geomorphology*, 95(3), pp260-273.
- Goldsworthy, M., & Jackson, J., 2000. *Active normal fault evolution in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns*. *Journal of the Geological Society*, 157(5), pp967-981.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S., and Hassanzadeh, J., 2006. *Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation*. *Geosphere*, 2(1), pp35-52.
- Hack, J.T., 1957. "Studies of longitudinal stream-profiles in Virginia and Maryland": U.S. Geological Survey Professional, 294B, pp45-97.
- Hack, J.T., 1973. "Stream-profiles analysis and stream-gradient index". *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 1, pp421-429.
- Hack, J.T., 1982. "Physiographic division and differential uplift in the piedmont and Blue Ridge". U.S. Geological Survey Professional, 1265, pp1-49.
- Horton, R. E. 1945. *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology*. *Geological society of America bulletin*, 56(3), pp275-370.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. 2002. *Active tectonics of the south Caspian basin*. *Geophysical Journal International*, 148(2), pp214-245.
- Jordan, G., 2003. *Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(8), pp807-822.
- Joshi, M., Kothiyari, G. C., Ahluvalia, A., & Pant, P. D. 2010. *Neotectonic evidences of rejuvenation in Kaurik-Chango fault zone, Northwestern Himalaya*. *Journal of Geographic Information System*, 2(3), pp169-176.
- Keller, E. A., and Pinter, N., 1996. *Active tectonics (Vol. 19)*. Upper Seddle River, NJ, USA: Prentice Hall.
- Keller, E.A., and Pinter, N., 2002. *Active tectonic, Earthquakes, Uplift and Landscape(2ndEd.)*, Prentice Hall, New Jersey.
- Pérez-Peña, J. V., 2009. *GIS-based tools and methods for landscape analysis and active tectonic evaluation*. Doctoral thesis. University of Granada.
- Schumm, S. A., Schumm, S. A., Dumont, J. F., and Holbrook, J. M., 2002 *Active tectonics and alluvial rivers*, Cambridge University Press.
- Strahler, A. N., 1952. *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), pp.1117-1142.
- Tsodoulos, I. M., Koukouvelas, I. K., and Pavlides, S. 2008. *Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, Central Greece)*. *Tectonophysics*, 453(1), pp211-232.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., ... and Tavakoli, F. 2004. *Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data*. *Earth and planetary science letters*, 223(1), pp177-185.